



UNIVERSITE ORSAY-PARIS XI

THESE

présentée pour obtenir le grade

Docteur de l'Université d'Orsay-Paris Sud

Discipline: PHYSIQUE

Spécialité: OPTIQUE

ESTIMATION DE L'ALBEDO DE SURFACE A L'ECHELLE GLOBALE, A L'AIDE DE MESURES SATELLITAIRES

par

François CABOT

Soutenue le 15 mai 1995 devant le jury composé de:

MM. TABOURY Jean	Professeur, IOTA, Orsay	Président
PINTY Bernard	Professeur, LaMP, Clermont-Ferrand	Rapporteur
TANRE Didier	Directeur de Recherche, LOA, Lille	Rapporteur
DEDIEU Gérard	Ingénieur, CNES, Toulouse	
NOILHAN Joel	Ingénieur, CNRM, Toulouse	
MEYZONNETTE J.L.	Professeur, IOTA, Orsay	



Remerciements

Je tiens à remercier en premier lieu G.SAINT, Directeur du Laboratoire d'Etudes et de Recherches en Télédétection Spatiale, pour m'avoir accueilli dans son laboratoire et P.BAUER, Directeur du Centre d'Etude Spatiale de la BIOSphère pour avoir continué à m'y accueillir.

J'exprime également ma gratitude à J. TABOURY, Professeur à l'Université Paris XI, qui a bien voulu accepter la direction de cette thèse ainsi que la présidence du jury.

Mes plus vifs remerciements vont à B. PINTY et D. TANRE, qui bien plus que des rapporteurs, ont été des interlocuteurs précieux, tant dans la rédaction de ce mémoire que dans l'avancement du travail qu'il relate.

Je remercie également J.L. MEYZONNETTE, Professeur à l'Université Paris XI, et J. NOILHAN, Ingénieur du Centre National de Recherche Météorologique, de bien avoir voulu accepter de siéger à mon jury.

Ma profonde gratitude et mon amitié vont ensuite à G. DEDIEU, Ingénieur au Centre d'Etude Spatiale de la BIOSphère, qui tout au long de l'encadrement qu'il a bien voulu me fournir, m'a fait bénéficier de son expérience et de sa perspicacité.

Je tiens également à remercier M.S. MORAN et J. QI, Chercheurs à l'Agricultural Research Service, Tucson, USA, de l'accueil qu'il m'ont réservé et de l'excellence de leur collaboration.

Je remercie enfin tous ceux qui m'ont permis d'en arriver là, mes parents pour leur patience et leur soutien indéfectible, mes amis pour leurs plus qu'occasionnels coups de main techniques ou moraux.

“Plus nos images seront belles, plus le monde sera beau”

Wim Wenders

Introduction	7
1.1 Introduction.....	7
1.2 Le bilan énergétique de surface	9
1.3 Les échelles spatiales et temporelles.....	9
1.4 Présentation de l'étude.....	10
Etat de l'art	12
2.1 Introduction.....	12
2.2 Rappels.....	12
2.3 Historique de la mesure de l'albédo.....	14
2.4 Méthodes in situ de mesures de l'albédo à l'échelle locale	15
2.5 Méthodes d'estimation de l'albédo de surface à l'échelle globale basées sur la classification des caractéristiques de la surface	15
2.5.1 Une archive globale de l'utilisation des sols et de la végétation naturelle: Matthews 1983 ([71]).....	16
2.5.2 Une archive globale de la cartographie de la couverture végétale: Wilson et Henderson-Sellers, 1985 ([122]).....	17
2.5.3 Les principaux écosystèmes terrestres: Olson et al. 1985 ([79]).....	18
2.5.4 Divergences	18
2.6 L'approche satellitaire	19
2.6.1 Staylor et Wilber, 1990 ([108])	20
2.6.2 Pinker and Laszlo, 1992 ([87]).....	22
2.6.3 Divergences	22
2.7 Précisions	22
2.8 L'effet de l'atmosphère	23
2.9 L'approximation Lambertienne.....	23
2.10 Les effets directionnels	25
2.11 Conclusion	28
Les données	29
3.1 Introduction.....	29
3.2 Caractéristiques générales des données satellitaires	29
3.2.1 Formation de l'image	29
3.2.1.1 Système optique	30
3.2.1.2 Effets perturbateurs.....	31
3.2.1.3 Diffraction.....	33
3.2.1.4 Géométrie.....	33
3.2.1.5 Fonction de Transfert de Modulation.....	34
3.2.2 Détection	35
3.3 L'instrument AVHRR	36
3.3.1 La plate forme NOAA.....	36
3.3.2 Les instruments embarqués	36
3.3.3 Le capteur AVHRR	37

3.3.4	L'archive des données AVHRR.....	39
3.4	L'instrument METEOSAT	39
3.4.1	La plate-forme METEOSAT-F2.....	39
3.4.2	Les instruments embarqués	39
3.4.3	Le capteur METEOSAT	39
3.5	L'instrument ASAS.....	40
3.5.1	La plate-forme ASAS.....	40
3.5.2	L'instrument	40
3.6	Les données de terrain	41
3.6.1	Mesures de l'albédo de surface par avion	41
3.6.2	Mesures de l'albédo au sol.....	41
3.6.2.1	Dans le cadre de l'expérience HAPEX-SAHEL.....	41
3.6.2.2	Dans le cadre de l'expérience MAC VI.....	42
3.7	Conclusion	42
	La méthode développée	44
4.1	Introduction.....	44
4.2	La complémentarité des données et des modèles	44
4.3	Les modèles de réflectance bidirectionnelle de surface.....	44
4.3.1	Les modèles géométriques	46
4.3.1.1	Ross, 1981 ([99])	46
4.3.1.2	Deering, Eck et Otterman, 1990 ([22])	46
4.3.1.3	Verhoef, 1984 ([111]).....	47
4.3.2	Les modèles radiatifs.....	47
4.3.2.1	Verstraete, Pinty et Dickinson, 1990 ([114]).....	47
4.3.2.2	Hapke, 1981 ([38]).....	47
4.3.3	Les modèles empiriques	48
4.3.3.1	Rahman, Pinty et Verstraete, 1992 ([95]).....	48
4.3.3.2	Roujean, Leroy et Deschamps, 1992 ([100])	48
4.3.3.3	Shibayama et Wiegand, 1985 ([104])	49
4.4	Procédure d'inversion.....	49
4.5	Problèmes d'échantillonnage.....	51
4.6	Mise en œuvre.....	51
4.7	Echelle d'application	52
4.8	Validation	53
4.9	Conclusion	54
	Résultats	55
5.1	Introduction.....	55
5.2	Les données terrains.....	55
5.2.1	Estimation des paramètres.....	58
5.2.2	Echantillonnage limité.....	59
5.2.3	Conséquences	60
5.3	La zone HAPEX	61
5.3.1	Préparation des données	62

5.3.1.1	Corrections géométriques	62
5.3.1.2	Étalonnage en réflectance	62
5.3.1.3	Corrections atmosphériques.....	62
5.3.1.4	Filtrage	63
5.3.2	Test de la méthode.....	65
5.3.3	Le degré carré HAPEX-SAHEL	70
5.4	Le monde	73
5.4.1	Préparation des données	73
5.4.1.1	Corrections géométriques	73
5.4.1.2	Étalonnage en réflectance	73
5.4.1.3	Corrections atmosphériques.....	74
5.4.1.4	Filtrage.....	74
5.4.2	Résultats	74
5.5	Conclusion	76
Discussion		78
6.1	Validation - Comparaison	78
6.1.1	Validation des réflectances simulées	78
6.1.2	Comparaison à d'autres sources.....	80
6.1.2.1	La zone HAPEX	80
6.1.2.2	Le monde	83
6.2	Précision et erreur. Sensibilité.....	87
6.3	Conclusion - Perspectives	88
Exemples d'application		90
7.1	Introduction.....	90
7.2	Normalisation de séries temporelles de mesures satellitaires	90
7.3	Estimation de paramètres de surface.....	91
7.4	Étalonnage en vol de capteurs satellitaires	93
7.4.1	Introduction	93
7.4.2	Données utilisées.....	94
7.4.3	Méthode appliquée	95
7.4.3.1	Estimation de la dérive du facteur d'étalonnage.....	95
7.4.3.2	Inter étalonnage.....	97
7.4.4	Résultats	97
7.4.4.1	Résultats concernant la dérive du facteur d'étalonnage.....	98
7.4.5	Conclusion.....	100
Conclusion		104
8.1	Synthèse	104
8.2	Nouveaux capteurs.....	105
8.3	Futurs capteurs.....	106



Chapitre 1: Introduction

1.1 Introduction

Le rayonnement solaire est la seule source d'énergie externe de notre planète. C'est également uniquement de manière radiative que celle-ci peut dégager de l'énergie vers l'espace. Ces échanges interviennent principalement dans deux domaines de longueurs d'onde, liés aux deux sources de rayonnement en présence: le Soleil et la Terre. Le premier, de par sa température d'environ 6000°K , rayonne principalement dans le visible et le proche infra rouge (de 300 nm à 1200 nm) avec un maximum aux environs de 500 nm. Le flux incident varie avec:

- La valeur de la constante solaire ($S \approx 1370 \text{ W/m}^2$ à une distance d'une UA) dépendante de l'activité solaire (ces variations sont inférieures à 1%).
- La distance Terre-Soleil (de 1325 W/m^2 en Juillet à 1415 W/m^2 en Janvier).
- La variation de l'angle d'incidence, dépendant de l'heure, de la latitude et de la saison.

Notre planète, de température moyenne beaucoup plus faible que le soleil rayonne surtout dans le domaine infra rouge (de $1,5 \mu\text{m}$ à $100 \mu\text{m}$) avec un maximum autour de $10 \mu\text{m}$.

Ces deux régimes de rayonnement rassemblent toute l'énergie que la Terre peut échanger avec son environnement, le bilan planétaire global étant équilibré, au moins en moyenne annuelle. Ce bilan peut être schématisé par la figure 1.

La figure 1 est représentative d'une moyenne globale annuelle. Le flux solaire, représenté en jaune, est l'énergie incidente à la surface du système. Elle se décompose en plusieurs parties lors de la traversée de l'atmosphère et une proportion de chacune de ces parties se voit rétro-diffusée vers l'espace. Les rayonnements thermiques de l'atmosphère et de la surface de la Terre, représentés en magenta sont eux aussi divisés en deux parties, une diffusée dans l'espace et une ré-absorbée par la surface. D'autre part, une petite contribution à l'échange énergétique Terre-atmosphère se fait sous forme de chaleur sensible ou latente lors

d'évaporation, ou de condensation (représentée en rose). Si l'on considère ce bilan en chaque point du globe à un instant donné, on peut s'apercevoir rapidement qu'il n'est plus équilibré. L'équilibre énergétique de la planète n'est que global et les écarts locaux et temporels conditionnent les échanges de masse et d'énergie entre les différentes zones de la surface. Il reste à souligner que l'équilibre énergétique de la surface de notre planète est une des conditions de notre survie. L'énergie disponible pour le fonctionnement des écosystèmes qui peuplent la surface est en effet fortement conditionnée par la stabilité de cet équilibre. Hors, cette stabilité repose sur la faculté du système terre atmosphère à dissiper dans l'espace l'excédent d'énergie qu'elle peut percevoir du soleil. D'autre part, si cet équilibre doit être respecté à l'échelle de la planète, il n'est pas souhaitable qu'il autorise des variations importantes autour du globe. En effet, ces variations locales sont le principal moteur des circulations atmosphériques et ne doivent pas induire de perturbations trop violentes de ces circulations.

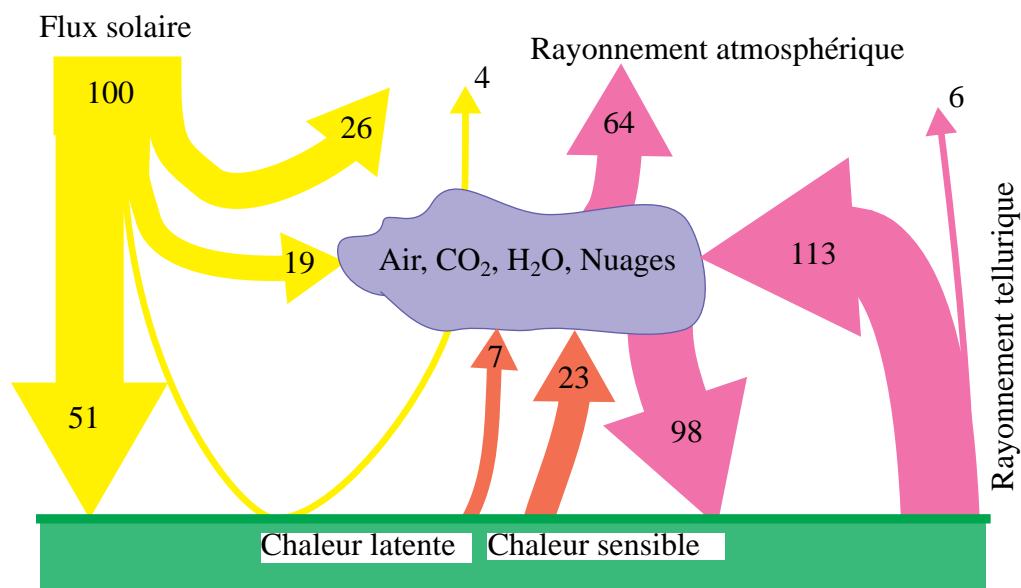


Figure 1. Transferts d'énergie à la surface, en moyenne globale annuelle

On perçoit donc l'importance à accorder à l'évaluation précise du bilan énergétique de la surface, tant dans sa globalité que dans ses variations géographiques.

1.2 Le bilan énergétique de surface

D'un point de vue formel, on peut exprimer le bilan énergétique de la surface comme suit:

$$R_n = H + LE + G \quad (\text{Eq. 1})$$

Où R_n représente le rayonnement net à la surface, H le flux de chaleur sensible libéré dans l'atmosphère par conduction et convection subséquente, LE le flux de chaleur latente libéré par évaporation et G le flux de chaleur dans le sol qui traduit l'énergie transmise aux couches profondes. Le terme le plus directement concerné par ce travail est bien évidemment le rayonnement net. Ce terme peut s'exprimer simplement:

$$R_n = E_s (1 - A_s) + Lw_d - Lw_u \quad (\text{Eq. 2})$$

Où E_s représente le rayonnement incident dans les courtes longueurs d'onde (rayonnement solaire), Lw_d le rayonnement incident dans les grandes longueurs d'onde (rayonnement atmosphérique), Lw_u le rayonnement émergent dans les grandes longueurs d'onde (rayonnement tellurique) et A_s est l'albédo de surface pour les courtes longueurs d'onde. Seuls, ces deux derniers termes dépendent des caractéristiques de la surface et varient suivant la présence ou non de végétation, le relief, la qualité des sols... L'étude du rayonnement grandes longueurs d'ondes dépasse le cadre de cette étude et nous nous concentrerons sur l'étude de l'albédo de surface comme une caractéristique des surfaces à diverses échelles. En effet, comme nous le verrons, cette caractéristique est loin d'être invariante suivant les échelles considérées et pose donc le problème de l'utilisation des relations énoncées ci dessus à diverses résolutions.

1.3 Les échelles spatiales et temporelles

Si l'on considère les capteurs satellitaires utilisables actuellement pour la mesure de la réflectance de surface, on remarque au premier abord la disparité des échelles observées et surtout le caractère incomplet des mesures disponibles. Comme nous le verrons dans le chapitre 3, une mission satellitaire n'est jamais qu'une suite de compromis visant à satisfaire diverses contraintes, ce qui ne peut se faire qu'au prix de certains sacrifices. Ainsi, l'exemple le plus frappant est l'opposition résolution spatiale-résolution temporelle.

Si l'on s'intéresse à l'estimation de l'albédo de surface à l'échelle globale, il est dès lors évident qu'elle ne pourra se faire qu'à une très faible résolution spatiale. Pour ce genre d'étude particulièrement, doit s'ajouter un facteur non négligeable qui est le volume physique des données à traiter.

Pour toutes ces raisons, on se fixe pour la présente étude, l'objectif d'établir une carte d'albédo à la résolution du degré carré, avec un pas de temps de l'ordre du mois. Toutefois, on s'attache à développer une méthode qui ne soit pas limitée par une résolution donnée, et ceci pour deux raisons:

- Pour pouvoir valider la méthode, on souhaite pouvoir comparer les résultats obtenus avec des mesures directes d'albédo, c'est à dire réalisées depuis le sol ou par avion. Ces mesures ayant nécessairement une haute résolution, il est important de pouvoir appliquer notre méthode à un jeu de données cohérent avec ces mesures.
- Pour la mise au point de la méthode, on veut disposer d'un environnement d'essai réaliste. De simples extraits d'un jeu de données global à résolution dégradée (en particulier temporelle) ne saurait suffire pour cette tâche.

De plus il paraît souhaitable, pour des raisons de disponibilités des données, que la méthode ne soit pas attachée à un domaine spectral plus étroit que le spectre solaire ou à des largeurs de bande particulière. Enfin, la robustesse de la méthode à un échantillonnage angulaire limitée mérite d'être évaluée.

1.4 Présentation de l'étude

Dans le chapitre 1, nous évaluerons les échelles spatiales à considérer, en insistant sur celles accessibles à la mesure satellitaire et nous examinerons également les échelles temporelles impliquées. Le chapitre 2 sera dédié à dresser un état de l'art de la mesure de l'albédo de surface à différentes échelles, et surtout sur sa mesure satellitaire. On évaluera les principaux effets perturbateurs inhérents au processus de mesure tels que les effets directionnels qui régissent la réflexion du rayonnement incident et l'erreur que peut causer leur non prise en compte. Le chapitre 3 décrira quelques uns des instruments utilisés pour la mesure de l'albédo de surface et notamment ceux utilisés dans le cadre de cette étude. On décrira aussi les divers

instruments embarqués sur deux plates formes orbitales typiques. Un bref descriptif des mesures de terrain et acquises par avion sera aussi dressé. Le chapitre 4 décrira la méthode développée pour ce travail, en insistant sur les différences à adopter suivant le champ d'application. Les problèmes liés à sa mise en oeuvre, concernant notamment les problèmes d'échantillonnage, seront soulignés. Enfin le problème de la procédure de validation des résultats sera évoqué en détail. Le chapitre 5 rapportera les résultats des principales expériences conduites pour ce travail en évaluant la validation possible de ces résultats. Une comparaison avec les résultats d'autres approches sera présentée et commentée. Le chapitre 6 réunira une discussion sur la fiabilité de la méthode, son applicabilité, sa mise en oeuvre dans des chaînes de traitements opérationnelles pour des capteurs existants. Enfin, Le chapitre 7 présentera un éventail des applications possibles de la méthode développée sans rapport direct avec la détermination de l'albédo de surface mais intéressant des phénomènes étroitement liés soit avec son estimation par mesure satellitaire, soit avec sa variabilité temporelle et spatiale et le chapitre 8 fera état des perspectives offertes par les capteurs du futur immédiat.

2.1 Introduction

Dans ce chapitre, et après quelques rappels des grandeurs mises en cause, nous dresserons un état de l'art de la mesure de l'albédo de la surface de la planète en commençant par un bref historique de la problématique. Les méthodes actuellement utilisées seront présentées et on insistera sur les problèmes inhérents à ces méthodes ainsi qu'aux imprécisions dont elles souffrent. Enfin nous présenterons les effets directionnels observables à la surface de la Terre comme étant un des principaux obstacles à la mesure de l'albédo à partir d'observations satellitaires.

2.2 Rappels

Dans la suite de ce mémoire, on nommera BRDF (Bidirectional Reflectance Distribution Function) la quantité définie comme:

$$f_r(\theta_s, \varphi_s; \theta_v, \varphi_v) = \frac{L_r(\theta_s, \varphi_s; \theta_v, \varphi_v)}{L_i(\theta_s, \varphi_s) \cos \theta_s d\omega_s} \quad (\text{Eq. 3})$$

où $L_r(\theta_s, \varphi_s; \theta_v, \varphi_v)$ représente la luminance réfléchie dans la direction (θ_v, φ_v) , $L_i(\theta_s, \varphi_s)$ la luminance incidente contenue dans l'angle solide $d\omega_s$ (figure 2). Cette quantité étant difficilement mesurable, on lui préférera souvent le facteur de réflectance bidirectionnel (BRF), défini comme le rapport du flux effectivement réfléchi par la surface dans la direction (θ_v, φ_v) , $d\Phi_r$, au flux que réfléchirait un diffuseur idéal parfaitement lambertien, $d\Phi_{r, \text{idéal}}$:

$$\rho(\theta_s, \varphi_s; \theta_v, \varphi_v) = \frac{d\Phi_r}{d\Phi_{r, \text{idéal}}} \quad (\text{Eq. 4})$$

En supposant l'angle solide $d\omega_i$ suffisamment petit, on peut considérer que la fonction f_r est constante sur la région de l'espace où L_i est non nulle, on peut alors calculer les 2 flux ci

dessus et établir la relation suivante:

$$\rho(\theta_s, \varphi_s; \theta_v, \varphi_v) = \pi f_r(\theta_s, \varphi_s; \theta_v, \varphi_v) \quad (\text{Eq. 5})$$

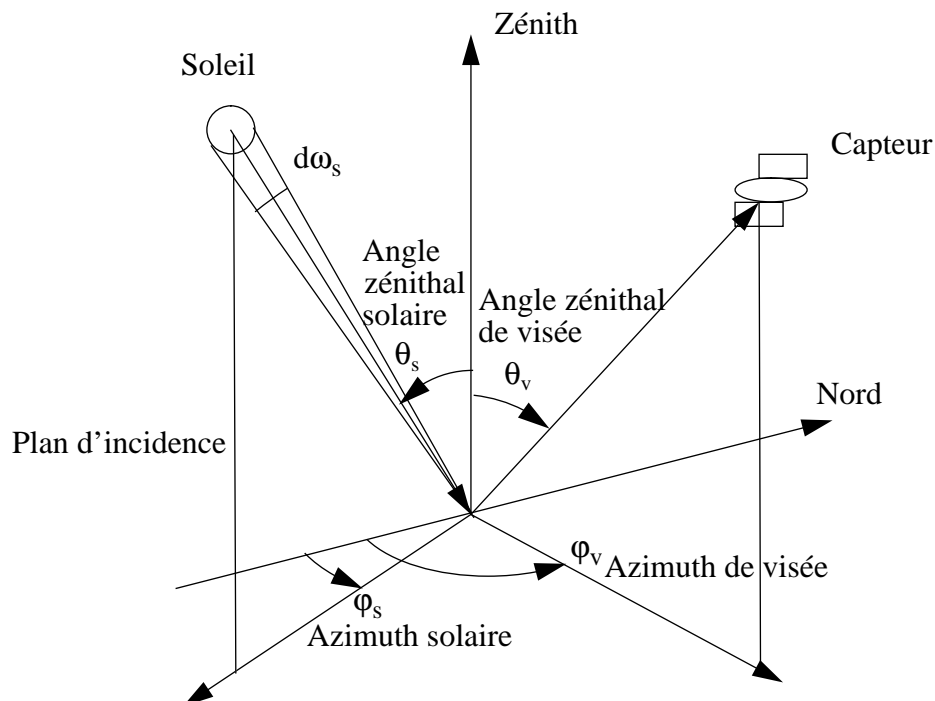


Figure 2. Géométrie des acquisitions de réflectance

Pour une cible naturelle éclairée par le soleil, on écrira donc le facteur de réflectance bidirectionnelle de la manière suivante:

$$\rho(\theta_s, \varphi_s; \theta_v, \varphi_v) = \frac{\pi L_r(\theta_s, \varphi_s; \theta_v, \varphi_v)}{E_0 \cos \theta_s (d_0/d)^2} \quad (\text{Eq. 6})$$

Où E_0 représente l'éclairement exo atmosphérique incident et d_0/d le rapport de la distance terre soleil au moment de la mesure de L_r à la distance terre soleil au moment de la mesure de E_0 .

Il est important de noter que toutes ces grandeurs sont définies pour un rayonnement monochromatique. Leur extension à une bande de longueurs d'ondes pouvant se faire par

l'intégrale:

$$V_{\lambda_1-\lambda_2} = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} V_{\lambda} S_{\lambda} d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} S_{\lambda} d\lambda} \quad (\text{Eq. 7})$$

Où V_{λ} représente la valeur spectrale d'une variable, $V_{\lambda_1-\lambda_2}$ la valeur intégrée sur la bande spectrale et S_{λ} la sensibilité spectrale du capteur opérant dans la bande considérée.

A partir de l'expression de $\rho(\theta_i, \varphi_i; \theta_r, \varphi_r)$, l'albédo de surface $A(\theta_i, \varphi_i)$ est défini comme:

$$A(\theta_s, \varphi_s) = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} \rho(\theta_s, \varphi_s; \theta_v, \varphi_v) \cos \theta_v d\theta_v \sin \theta_v d\varphi_v \quad (\text{Eq. 8})$$

Cette grandeur, utilisée dans le bilan énergétique de la surface, est le rapport de l'énergie totale réfléchie par la surface à l'énergie incidente dans la direction du soleil. Cette formule de l'albédo ou réflectance hémisphérique directe est souvent simplifiée par l'hypothèse de non dépendance en φ_s qui suppose à la surface une symétrie cylindrique le rendant indépendant de l'azimuth d'incidence. Cette hypothèse étant utilisée dans toute la suite de ce travail, nous décrirons donc une configuration géométrique par trois angles: θ_s représentant l'angle zénithal solaire, θ_v l'angle zénithal de visée et φ l'azimuth relatif entre le plan solaire et le plan de visée. On soulignera néanmoins la différence significative, dans les formulations explicitées jusqu'à présent, existant entre l'albédo et la réflectance bidirectionnelle. On verra plus loin (paragraphe 2.9) que la confusion entre ces deux grandeurs est souvent loin d'être négligeable.

2.3 Historique de la mesure de l'albédo

La première estimation de l'albédo planétaire a vu le jour en 1908. Abbot (dans Hunt et al., 1986, [44]) estime alors la moyenne globale à 0,37. Cette estimation est basée sur des mesures de réflectivités de surfaces terrestres et sur une estimation de la réflectance des nuages depuis des sites élevés (Mt Wilson en Californie). En 1922, il révisé cette valeur, grâce à de nouvelles valeurs de réflectances de nuages. En 1936, l'astronome André Danjon évalue directement l'albédo planétaire en mesurant la lumière réfléchie sur la surface de la lune quand elle est presque pleine. Ses estimations vont de 0,29 à 0,39. Enfin, à l'aube de l'ère spatiale, London

([68]) publie en 1957 la dernière valeur évaluée sans instruments satellitaires de 0,35. Les premières mesures spatiales de l'albédo planétaire permettent de fixer cette valeur autour de 0,3. Il restait alors à déterminer les caractéristiques spatiales et temporelles de l'albédo ainsi qu'à déterminer la part de la surface dans cet albédo planétaire. Diverses méthodes ont alors vu le jour, utilisant directement ou non l'instrumentation satellitaire, mais aussi des mesures de terrain, des données cartographiques ou des mesures d'instruments aéroportés (Rockwood et Cox, 1978, [98], Amado, 1982, [2], Gube, 1982, [34], Pinker et Razgaitis, 1983, [88], Dedieu *et al.*, 1984, [20], Arino, 1990, [3], Gutman, 1988, [35], Nacke, 1991, [75]).

2.4 Méthodes *in situ* de mesures de l'albédo à l'échelle locale

Les mesures *in situ* d'albédo de surface se font généralement à l'aide de deux pyranomètres inversés, l'un captant le rayonnement solaire incident total et l'autre le rayonnement solaire réfléchi par la surface. L'hypothèse sous-jacente à cette méthode étant que la surface vue par le second capteur est suffisamment homogène pour permettre de supposer que le signal mesuré est équivalent à l'intégrale du flux réfléchi dans toutes les directions. Pour cette raison, le capteur ne peut être placé à grande distance du sol et la surface échantillonnée reste petite. Des mesures suivant cette méthode peuvent toutefois être effectuées à bord d'un avion volant à basse altitude (généralement moins de 300 m). La précision couramment atteinte dans ce type de mesure est d'environ 2% de la valeur moyenne. Ces mesures ne sont généralement pas effectuées en routine et en aucun cas de manière extensive. Les mesures disponibles sont donc la plupart du temps liées à une expérience particulière et très localisées dans le temps et dans l'espace (Middleton *et al.*, 1987, [73], Robinson et Kukla, 1984, [97]).

2.5 Méthodes d'estimation de l'albédo de surface à l'échelle globale basées sur la classification des caractéristiques de la surface

Pour des applications climatiques comme l'utilisation dans des modèles de circulation générale de l'atmosphère (GCM), il est nécessaire de dresser des cartes d'albédos de surface à l'échelle globale (Henderson-Sellers et Wilson, 1983, [41], Laval et Picon, 1986, [63]). Les mesures d'albédo décrites au paragraphe précédent peuvent être spatialisées à grande échelle moyennant les hypothèses suivantes:

- Une mesure effectuée en un site supposé représentatif d'un type de surface est valable pour toutes les surfaces de ce type.
- La surface du globe peut être découpée en un ensemble restreint de types de surface.
- L'albédo ne dépend pas de la nature du rayonnement incident.

Une fois les types de surface identifiés, on peut alors effectuer une simple mesure d'albédo sur un échantillon représentatif et affecter sa valeur à l'ensemble de la classe ainsi définie. On peut également considérer chaque zone du globe comme constituée d'une combinaison des types de surface précédemment définis et son albédo est alors calculé comme un combinaison linéaire des albédos de ces surfaces, au *pro rata* de la surface occupée par chacun, cartographiée parallèlement.

On trouve diverses mises en oeuvre de cette méthode, pour mémoire et à fin de comparaison, nous en citerons trois: Matthews, Wilson et Olson.

2.5.1 Une archive globale de l'utilisation des sols et de la végétation naturelle: Matthews 1983 ([71])

Ces jeux de données sont dérivés de la compilation de diverses sources relatives aux types de végétation naturelle et à l'intensité de culture sur chaque cellule d'une grille de 1° x 1° de résolution. Bien que basées sur des atlas ou des cartes existantes, certaines de ces sources sont complétées par des indications satellitaires. A partir de ces indications, l'auteur parvient à une classification globale, basée sur le système de codification de l'UNESCO. Cette classification emploie 178 types de végétation suivant leur forme, densité et saisonnalité et inclus des indications d'altitude, de climat et d'architecture. A partir de sources documentant l'utilisation des sols, l'auteur définit 5 classes de pression anthropique. La combinaison de ces 2 indications, végétation naturelle + culture permet d'affecter à chaque cellule une valeur d'albédo dépendante de la saison. On peut ainsi fournir des cartes saisonnières globales de l'albédo de surface. La figure 3 présente les cartes obtenues pour l'hiver et l'été. Il est important de noter que les zones enneigées ne sont prises en compte en tant que telles que si elles sont enneigées de manière permanente.

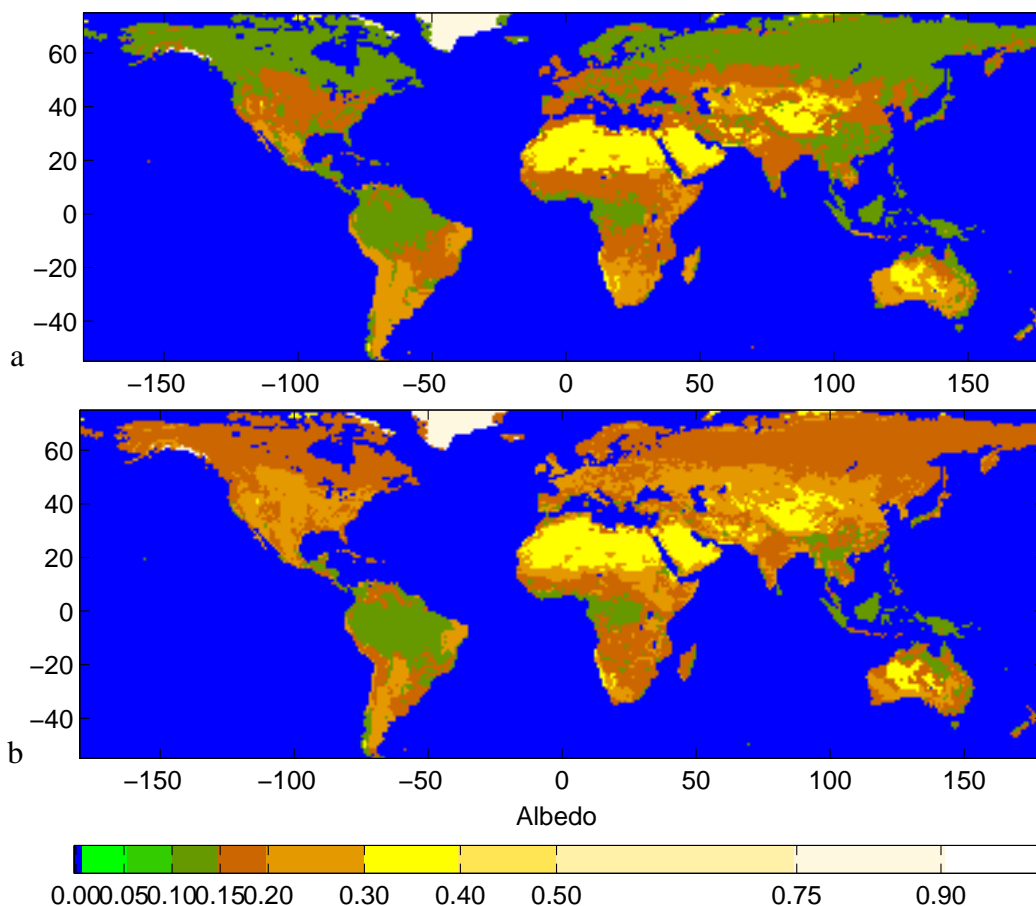


Figure 3. Albédo de Matthews a) hiver b) été

2.5.2 Une archive globale de la cartographie de la couverture végétale: Wilson et Henderson-Sellers, 1985 ([122])

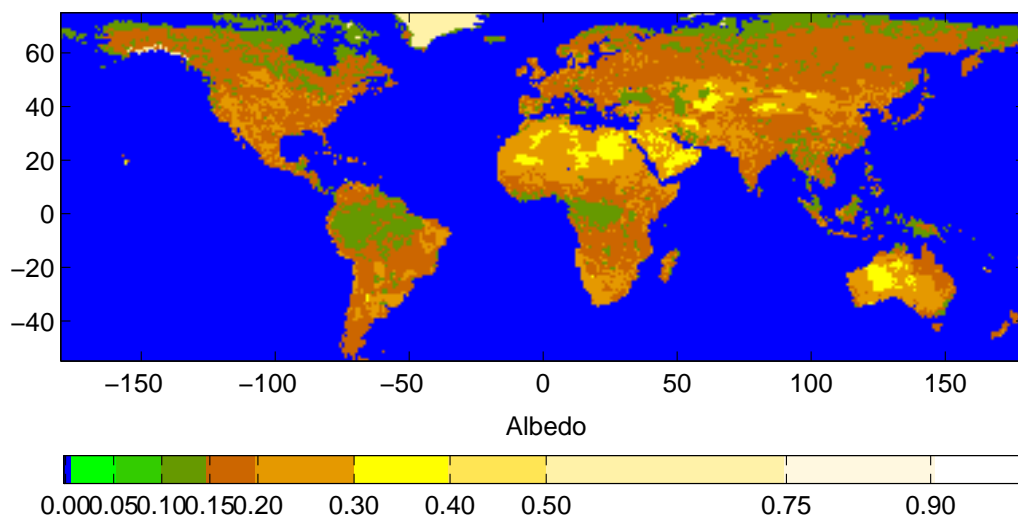


Figure 4. Albédo de Wilson

De la même manière que pour la référence précédente, la carte globale de l'état de la surface a

été composée à partir d'une variété de sources géographiques. La différence réside dans le fait que chaque point de grille a été découpé en 2 types de végétation: un dominant et un secondaire. Chacune des classes ainsi formées se voit affecter un albédo qui est composé au *pro rata* de la surface occupée par chaque variété. Cette classification regroupe 53 classes et est distribuée à une résolution de $1^\circ \times 1^\circ$. La carte d'albédo ainsi obtenue, évaluée en moyenne annuelle, est représentée sur la figure 4.

2.5.3 Les principaux écosystèmes terrestres: Olson *et al.* 1985 ([79])

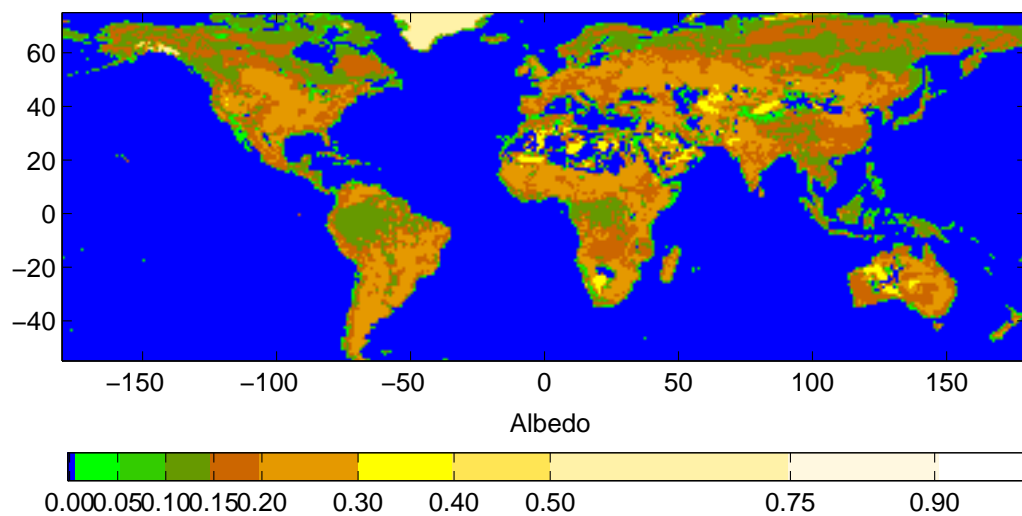


Figure 5. Albédo de Olson

Cette carte mondiale de la végétation est en fait une extension d'une archive publiée en 1979 par Hummel et Reck. De la carte originale, incluant 12 types de végétation, a été tirée une classification sur 52 classes, décrivant 44 écotypes. Le but principal de cette classification était de stratifier la couverture globale sur la base de la densité de carbone ou de la biomasse. Cette archive est disponible à une résolution de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Elle est représentée ici à la résolution de $1^\circ \times 1^\circ$ sur la figure 5. On remarquera que certaines classes, non documentées dans l'archive disponible, sont masquées sur la carte.

2.5.4 Divergences

L'estimation de la précision de telles cartes est difficile du fait même de leur extension. On peut néanmoins évaluer l'incertitude qui pèse sur la valeur de l'albédo suivant l'auteur auquel on se réfère.

La figure 5 montre la carte des différences normalisés observables entre les cartes de

Matthews (moyenne annuelle) et de Wilson. On observe sur cette carte des différences relatives variant entre -50% et +50% avec quelques pointes à 100%. L'estimation de l'erreur quadratique moyenne entre les deux cartes donne une valeur de 0.08 en albédo, soit une incertitude globale de 46% de la valeur moyenne (0.18).

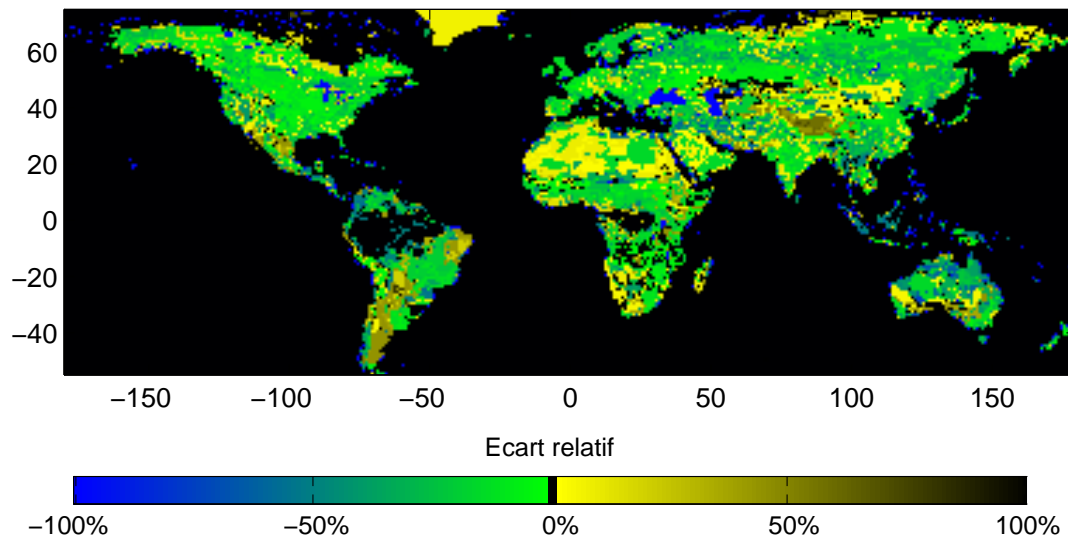


Figure 6. Ecart relatif entre les cartes d'albédo annuelles de Matthews et de Wilson

2.6 L'approche satellitaire

En tout état de cause, ces méthodes visant à spatialiser les mesures *in situ* ne peuvent assurer une couverture à l'échelle globale avec une répétitivité et une résolution spatiale compatibles avec les modèles de circulation atmosphérique ou météorologiques. Une seconde approche, basée sur l'exploitation d'instruments satellitaires, seuls aptes à satisfaire ces deux conditions est donc nécessaire.

La mesure de l'albédo de surface apparaît généralement dans les études publiées comme un sous produit. Le paramètre clé identifié dans ces méthodes étant généralement le rayonnement global, de détermination plus simple et bénéficiant de mesures au sol plus fréquentes et plus représentatives. La dérivation de l'albédo à partir de ce paramètre est alors relativement simple mais hasardeuse.

Les méthodes existantes reposant sur l'utilisation de l'instrumentation satellitaire se décomposent en deux catégories: les méthodes statistiques ou les méthodes basées sur une

modélisation physique. Dans les deux cas, l'objectif principal est en général l'estimation du rayonnement net, l'estimation de l'albédo n'étant qu'un produit dérivé..

Certains auteurs se basent sur une régression obtenue à partir de mesures de pyranomètres répartis à la surface du globe pour relier l'observation satellitaire à la mesure de rayonnement solaire global (Tarpley, 1979, [110]). D'autres utilisent une modélisation physique de la diffusion et de la transmission par l'atmosphère, en tenant compte (de manière physique ou empirique) de la présence de nuages (Gautier, 1980, [27]). Plus récemment, et sous l'impulsion des modélisateurs du climat, l'utilisation de l'imagerie satellitaire pour dériver des champs globaux de tous les termes du bilan radiatif de la planète a vu le jour, notamment avec la mise en opération du capteur large champ ERBE sur NOAA-9 ou ERBS.

En outre, des méthodes directes reposant sur les caractéristiques de l'instrument ERBE proposent également des résultats intéressants, diminués par la courte durée de l'archive disponible pour cet instrument (Li et Leighton, 1993, [67]).

Différentes méthodes d'estimation ont donc été proposées et seront comparées avec les résultats obtenus par la méthode décrite dans ce mémoire. Bien qu'il s'agisse encore d'une modélisation globale du bilan d'énergie, on peut croire que le fait qu'elles reposent sur la haute répétitivité et la couverture spatiale due aux archives satellitaires, les caractéristiques spatiales et temporelles de l'albédo de surface seront à peu près bien représentées.

Dans le cadre de cette étude, et à fins de comparaison, nous utiliserons deux méthodes basées sur le même jeu de données: Staylor and Wilber et Pinker and Laszlo, basé sur les mesures acquises dans le cadre du programme WCRP (Whitlock *et al.*, 1993, [121]).

2.6.1 Staylor et Wilber, 1990 ([108])

Cet algorithme permet de calculer des cartes d'albédos à la résolution de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, avec un pas de temps mensuel. Les données utilisées dans ce mémoire, de même que pour les cartes de Pinker sont extraites du CD-ROM WCRP. Les résultats pour les mois de janvier et juillet 1987 sont représentés sur la figure 7.

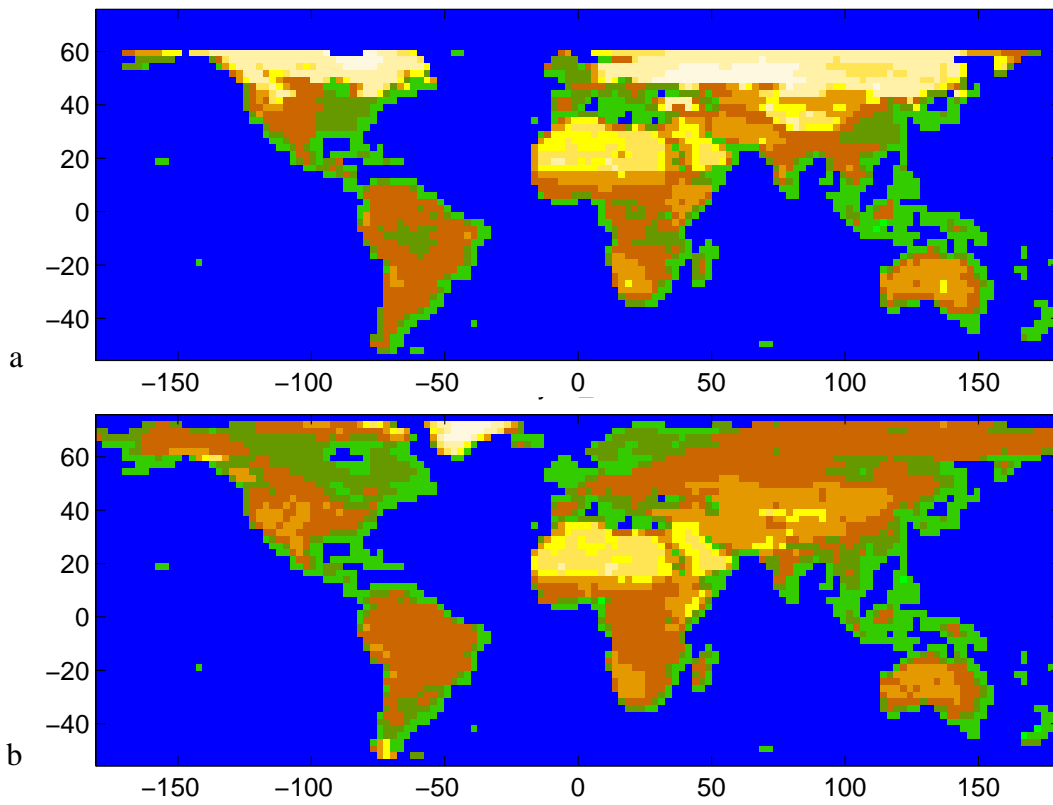


Figure 7. Albédo de Staylor, a) janvier 1987, b) juillet 1987

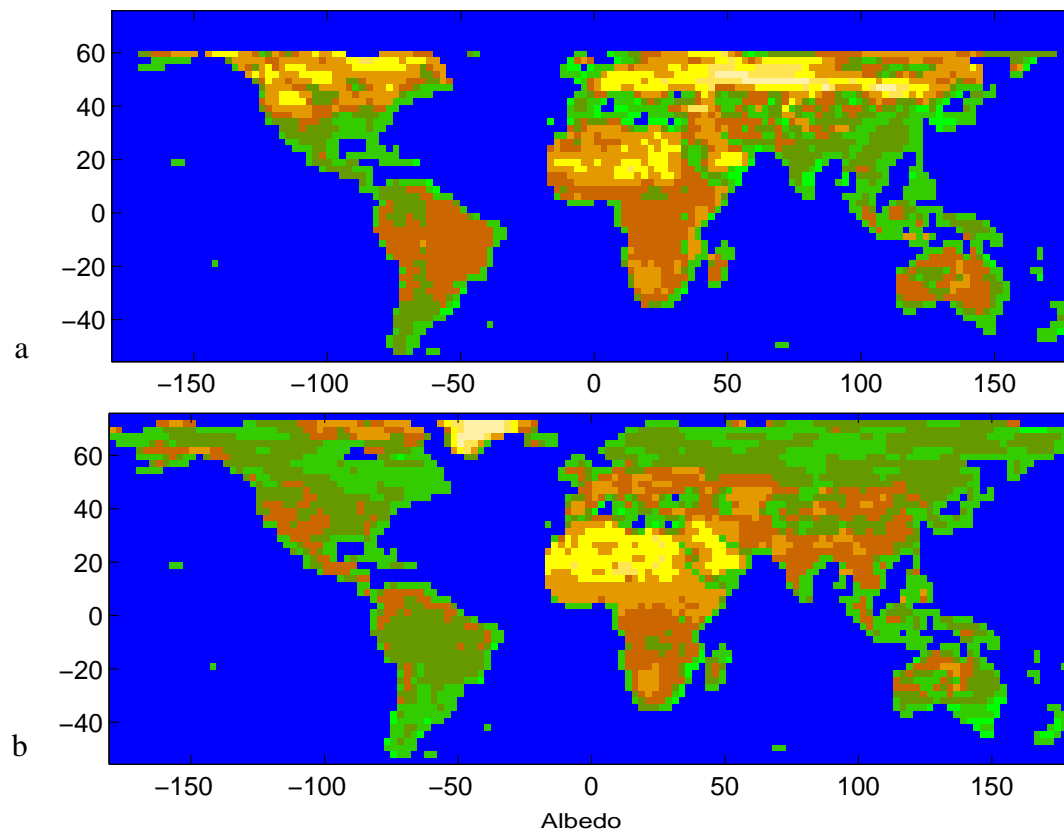


Figure 8. Albédo de Pinker, a) janvier 1987, b) juillet 1987

2.6.2 Pinker and Laszlo, 1992 ([87])

Cet algorithme est basé sur une modélisation physique du transfert radiatif. Le modèle établi est utilisé pour simuler les fonctions de transmittance et de réflectance de l'atmosphère dans différentes conditions d'angle zénithal solaire, de composition de l'atmosphère et d'épaisseur optique. De la même manière que le précédent, cet algorithme fournit des cartes d'albédos à une résolution de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ à un pas de temps mensuel. Les cartes obtenues pour janvier et juillet 1987 sont représentées sur la figure 8.

2.6.3 Divergences

L'estimation de l'incertitude passe là encore par l'établissement d'une carte des écarts relatifs (figure 5). Cette carte, dressée pour le mois de janvier 1987 montre des écarts légèrement supérieurs à ceux observés sur la figure 5. En fait, l'erreur quadratique moyenne atteint ici encore 0.08 mais résulte en une incertitude sur la valeur moyenne (0.13) de 61%.

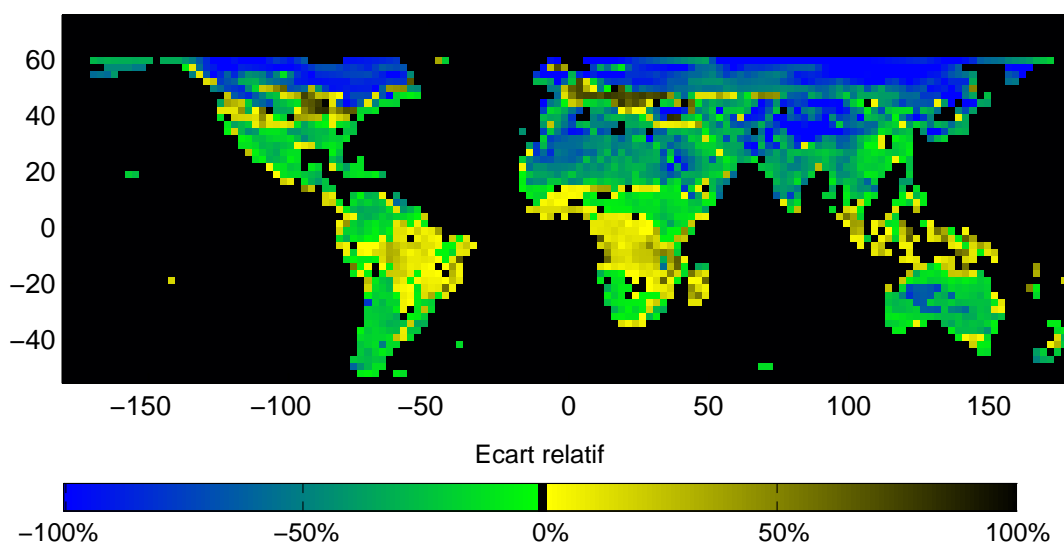


Figure 9. Ecart relatif entre les albédos de Pinker et de Staylor pour le mois de juillet 1987

2.7 Précisions

En examinant les cartes d'albédos et de différence présentées jusqu'à présent, on ne peut que s'étonner des vastes différences qui apparaissent (de moins de 0.3 à plus de 0.5 sur les déserts, de moins de 0.1 à plus de 0.15 sur la forêt dense, zones enneigées...). Ces différences paraissent d'autant plus inquiétantes que la précision nécessaire généralement évoquée par les

modélisateurs de l'atmosphère ou du climat est de $\pm 5\%$. Certains auteurs (Henderson-Sellers et Wilson, 1983, [41]) parlent de $\pm 1\%$ sans que cette valeur paraisse justifiée ou possible à atteindre.

2.8 L'effet de l'atmosphère

Les deux méthodes présentées ci dessus prennent en compte le système surface atmosphère comme un système couplé. Cette modélisation complète présente l'avantage d'appréhender les interactions entre la surface et l'atmosphère et leurs implications sur la valeur de l'albédo planétaire. En revanche, elle limite les possibilités de modélisation fine des processus de réflexions à la surface et conduit bien souvent à considérer la surface comme un réflecteur lambertien. Une approche couplée, visant à estimer les paramètres caractérisant l'atmosphère en même temps que ceux caractérisant la surface est proposée par Rahman *et al*, 1993 ([94], [95]), mais n'a jamais été utilisée pour l'estimation de l'albédo de manière extensive. De plus, la complexité de la modélisation et le nombre de paramètres impliqués rend l'inversion délicate.

Dans le cadre de cette étude, nous avons traité les effets de l'atmosphère comme une perturbation du signal. Cette perturbation est prise en compte au même titre que les effets d'étalonnage absolu du capteur ou d'ennuage mais aucune interaction entre la valeur de l'albédo et ces effets n'a été considérée. Il est évident que cette hypothèse méritera d'être vérifiée. Pour cela, des modèles comme 6S (Vermotte *et al.*, 1994, [113]), incluant la prise en compte des effets de l'anisotropie de la surface, pourront être utilisés.

2.9 L'approximation Lambertienne

Si l'on dispose d'une mesure de la réflectance de surface en chaque point du globe à un instant donné, la méthode la plus simple à adopter consiste à considérer que cette mesure de la réflectance est en fait une mesure de l'albédo de la surface. Ceci revient à considérer la surface comme un diffuseur parfait, présentant une réflectance bidirectionnelle parfaitement lambertienne. Cette hypothèse est généralement fautive et les erreurs introduites sont évaluées par différents auteurs comme pouvant faire varier de 81% à 154% la valeur de l'albédo ainsi estimée (Eaton et Dirmhirn, 1979, [24]).

Un exemple simple illustrant la non validité de l'approximation lambertienne est représenté en figure 10, qui montre une image acquise par un instrument aéroporté au dessus de la forêt des Landes. L'instrument est un imageur à barette utilisé par le CNES pour la simulation de scènes SPOT. Cette image est acquise dans une bande spectrale large, couvrant la totalité du spectre solaire. Bien que la couverture végétale soit à cet endroit globalement homogène (plantation de pins), on observe une nette différence de luminance entre les deux bords de l'image. Cet effet peut même être observé en avion en examinant le paysage autour de l'ombre portée par l'appareil dans lequel on se trouve. La luminance moyenne pour une centaine de lignes de cette image est portée en figure 11. On peut remarquer une variation d'environ 30% de la valeur de la luminance entre les deux bords de l'image. Il faut souligner que cette image a été

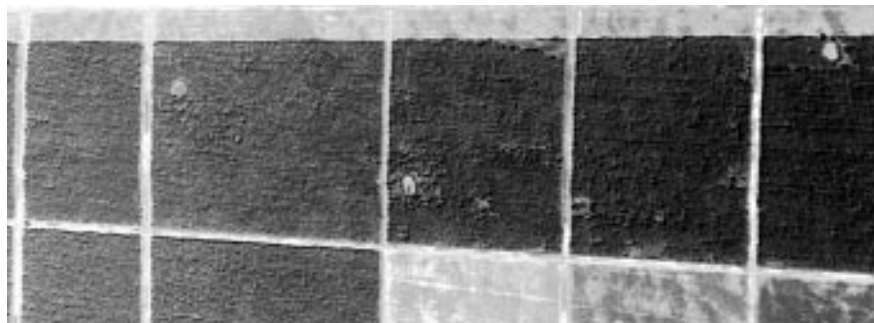


Figure 10. Image des luminances au dessus d'une forêt de pins

acquise sous un éclairage incident d'environ 45° , l'azimuth relatif étant de 30° . Ce phénomène, observé par nombre d'auteurs (Kriebel, 1978, [58], Kimes, 1983, [52], Kimes *et al.*, 1985, [54]), est appelé l'effet de hot spot et correspond à un pic de rétrodiffusion dans la fonction de phase (probabilité directionnelle) pour la diffusion de la surface. C'est le plus significatif des effets directionnels sur la réflectance à la surface.

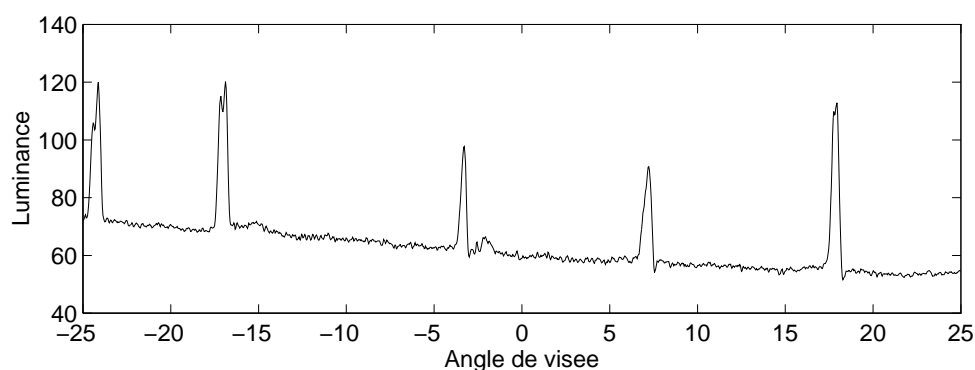


Figure 11. Luminance moyenne ($\text{W}/\text{m}^2 \cdot \text{sr} \cdot \mu\text{m}$) d'une forêt de pins, en fonction de l'angle zénithal de visée

Un autre phénomène perceptible dans les mesures de réflectance est la réflexion spéculaire d'une partie du rayonnement incident sur la surface. Cet effet est particulièrement manifeste à la surface de l'eau mais intervient également sur la neige, la glace, les nuages et a également été observé sur certaines surfaces végétalisées.

2.10 Les effets directionnels

Afin de mieux cerner le problème posé par la détermination de l'albédo de surface à partir de mesures de réflectances bidirectionnelles, nous présenterons l'exemple de deux surfaces différentes (sol nu et plantation de coton) pour lesquelles des mesures ont été effectuées par l'instrument ASAS décrit plus loin. Ces mesures permettent d'extraire les grandes tendances du comportement directionnel de ces types de surface et d'évaluer les erreurs commises dans le cas de l'hypothèse lambertienne. La figure 12 montre le diagramme de réflectance

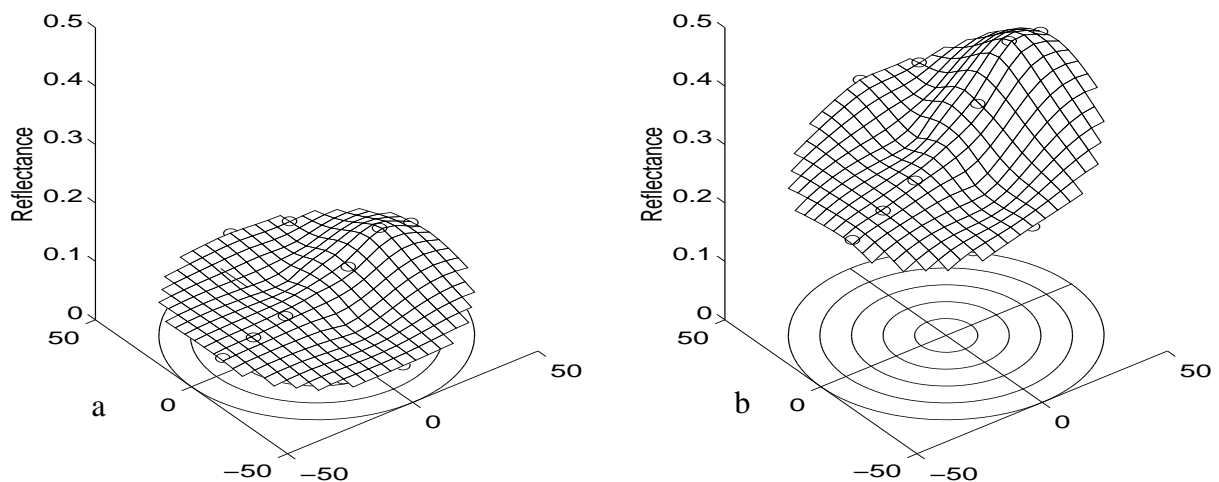


Figure 12. Réflectance bidirectionnelle du coton
a) à 673 nm, b) à 759 nm

bidirectionnelle mesurée au dessus du coton, dans les longueurs d'onde rouge (673 nm) et proche infrarouge (759 nm). Ce diagramme est composé à partir de mesures ('o') interpolées (par l'inverse de la distance) de manière à donner une idée du comportement global. Comme dans toute la suite de ce document, la réflectance bidirectionnelle est présentée dans un repère cylindrique r, φ, z dans lequel r représente l'angle zénithal de visée, φ l'azimuth relatif entre le

plan solaire et le plan d'observation et z la valeur de la réflectance dans cette direction. Une intégration numérique, après interpolation, a également été effectuée afin d'évaluer la valeur de l'albédo direct sur ces deux types de couvert. Les valeurs obtenues sont portées dans la table 1 et sont à comparer aux valeurs acquises dans les différentes configurations observables sur les figures. On peut ainsi constater que d'après les variations observées sur la figure 12, on obtient les valeurs d'erreur portées dans la table 2. Ces erreurs sont la variations relatives entre la valeur de l'albédo et les valeurs de réflectances dans différentes configurations.

Table 1 - Albédos calculés par intégration numérique

	Coton	Sol nu
Rouge	0,074	0,324
Proche infra rouge	0,343	0,398

Ce bilan d'erreur, bien que sommaire, est éloquent dans la perspective de l'estimation de l'albédo de surface avec une précision voulue de l'ordre de $\pm 5\%$ ou même inférieure (Henderson-Sellers et Wilson, 1983, [41]). Outre l'importance même de ces erreurs, on notera que leur amplitude varie suivant le canal considéré au dessus de la végétation mais peu au dessus du sol nu. L'appréciation *a priori* de la qualité de mesure d'albédo effectuée sans connaissance de la surface en est donc sérieusement affectée.

Table 2 - Erreur d'estimation de l'albédo, dans le cas de l'hypothèse lambertienne.

		Coton	Sol nu
Rouge	Erreur Max	+61 %	+33 %
	Erreur min	-30 %	-21 %
Proche infra rouge	Erreur Max	+28 %	+30 %
	Erreur min	-24 %	-20 %

Afin d'étudier plus en détail l'effet des directions d'observation et d'éclairement sur la valeur de la réflectance observable, on a porté sur la figure 13 les réflectances normalisées au nadir (c'est à dire divisées par la valeur de la réflectance au nadir) observables au dessus du sol nu et d'une plantation d'arbres fruitiers (pécan) en fonction de l'angle zénithal de visée et de la longueur d'onde. Les valeurs utilisées ici sont acquises dans le plan solaire. On peut ainsi remarquer que le phénomène de Hot Spot décrit plus haut apparait dépendant de la longueur d'onde suivant le type de couvert observé.

Plus précisément:

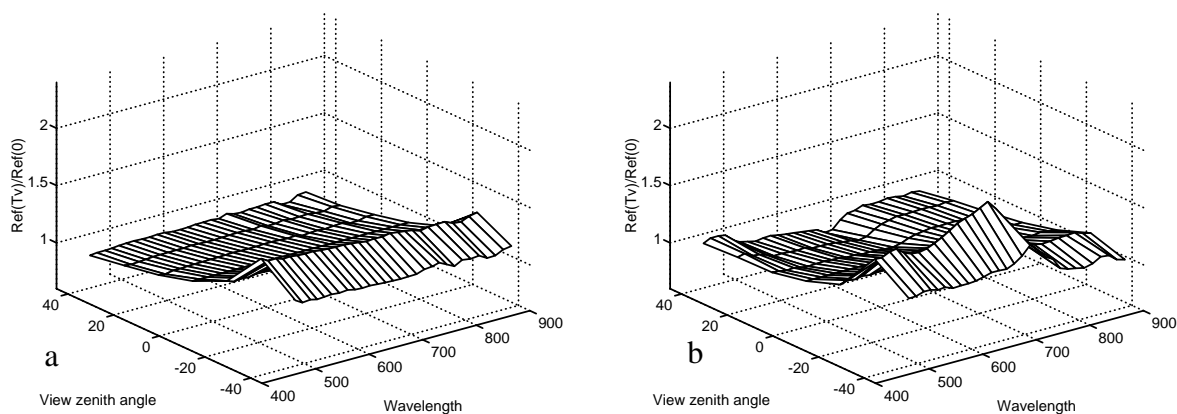


Figure 13. Réflectance normalisée au nadir au dessus: a) du sol nu, b) d'une plantation en fonction de l'angle zénithal de visée en degré et de la longueur d'onde en nm. Angle zénithal solaire=27.5°, plan principal.

- Sol nu

Le rapport de la réflectance dans les différentes configurations à la réflectance au nadir varie de -20% à +50% suivant les angles de visée. On peut aussi dire que cet intervalle augmente légèrement avec l'angle zénithal solaire. Toutes les longueurs d'onde présentent un comportement similaire bien que l'effet Hot Spot tende à décroître très légèrement vers les plus grandes longueurs d'onde. Des données acquises dans le plan perpendiculaire au plan solaire montrent des variations beaucoup plus faible (de -20% à +5%) et symétriques autour du plan solaire.

- Plantation de pékans

Les variations s'étalent de -30% à +120% avec une augmentation très prononcée avec l'angle solaire. Les différentes longueurs d'onde montrent des comportements très différents, notamment l'effet Hot Spot présente un maximum dans le rouge et décroît dans le proche infra rouge.

Tous ces effets peuvent s'expliquer globalement par des considérations géométriques et optiques. Par exemple, l'effet de Hot Spot peut s'expliquer par le fait que la configuration d'alignement de la cible, du capteur et du soleil minimise les surfaces ombrées dans le champ de vue du capteur. Dans le proche infra rouge, les surfaces ombrées dans un couvert végétal diminuent du fait des propriétés optiques des feuilles, et donc l'effet de Hot Spot devient

moins prononcé. Toutefois, ces effets sont conditionnés par l'extrême variété des paysages, structures et propriétés optiques observables. Comme on le verra au chapitre 4, différentes approches permettent de prendre en compte certains de ces effets.

Les données présentées succinctement dans ce paragraphe font l'objet d'une description dans la présentation de l'expérience MAC VI (paragraphe 3.6), et pour certaines d'une étude plus complète dans le cadre de l'expérimentation de la méthode (paragraphe 5.2).

2.11 Conclusion

Après avoir rappelé les définitions des principales grandeurs impliquées dans ce travail, nous avons présenté différentes méthodes existantes d'estimation de l'albédo à différentes échelles. Certaines de ces méthodes, proposant des cartes d'albédo à l'échelle globale et à une résolution compatible avec celle visée par cette étude, ont été retenues pour être comparées à la méthode développée dans ce travail.

Dans une perspective d'utilisation de mesures satellitaires, nous avons souligné la non applicabilité de l'hypothèse lambertienne et expliqué les erreurs que cette hypothèse mène à commettre. Enfin, nous avons évalué brièvement les ordres de grandeur des effets directionnels sur les réflectances de surface, ainsi que leurs principaux traits de caractères, qui peuvent être résumés ainsi:

- Augmentation de la réflectance dans les configurations de diffusion arrière (c'est à dire dans la direction générale du soleil). Possibilité d'apparition d'un Hot Spot dans la direction exacte du soleil.
- Dépendance marquée à la longueur d'onde. Cette dépendance varie sensiblement selon le type de couvert.

3.1 Introduction

Après une brève revue des caractéristiques communes à l'ensemble des instruments satellitaires à travers un bref historique de leur développement, nous présenterons dans ce chapitre les différents jeux de données utilisés dans le cadre de ce travail. Nous présenterons également brièvement les différents instruments cohabitant sur les plates formes utilisées afin de souligner la diversité des applications de ces véhicules et par conséquent la vaste panoplie de contraintes qui président à la définition de leurs caractéristiques énergétiques et orbitales.

3.2 Caractéristiques générales des données satellitaires

Le premier satellite d'observation de la terre, TIROS-1 (Television and Infra Red Observation Satellite), a été lancé le 1^{er} Avril 1960. Durant la trentaine d'année qui a suivi, les lancements se sont largement multipliés, au point qu'il est très difficile d'estimer précisément le nombre d'engins actuellement en opération. Ces instruments sont devenus de plus en plus complexes et imposants. Les procédures d'exploitation deviennent de plus en plus complètes. Les caméras embarquées sur les premiers satellites se sont vues remplacées par des radiomètres à défilement ou par des détecteurs multiples, l'analogique est devenu numérique.

Pourtant, les systèmes d'observation de la terre fonctionnent toujours suivant des principes similaires à ce qu'ils étaient à l'époque. Qu'ils soient actifs ou passifs, visible ou micro onde, leur principal problème est la collection de la plus grande quantité possible de rayonnement, dans un angle solide le plus petit possible et un champ de vue le plus large possible. Ces impératifs antagonistes conduisent à bien des compromis.

3.2.1 Formation de l'image

Le problème de la collection de la lumière et de sa concentration sur une surface photosensible est commun à tous les systèmes imageurs. C'est généralement la forme et les caractéristiques de la surface photosensible qui déterminent le principe à utiliser. Plusieurs solutions peuvent

être apportées à cette préoccupation, mais qu'ils soient à balayage ou multidétecteurs (1D et 2D), leur principe de base reste le même et leurs limitations ont les mêmes causes.

3.2.1.1 Système optique

Le système optique le plus communément utilisé sur les satellites d'observation de la terre est représenté sur la figure 14. C'est le principe du télescope. De multiples variantes existent: un miroir parabolique et un secondaire plan constituent un montage de Newton, un parabolique et un hyperbolique, un montage de Cassegrain, un parabolique et un elliptique, un montage de Gregory, etc...

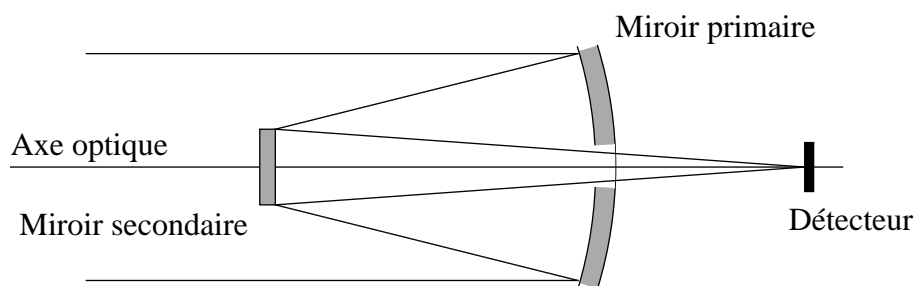


Figure 14. Le télescope

Ces différents montages présentent l'avantage d'être simples, rigoureusement stigmatiques pour des objets placés sur l'axe optique et très peu chromatique (en fait, le chromatisme dont ils souffrent provient uniquement de la couche de silice qui protège le dépôt métallique réfléchissant).

Ces systèmes sont couplés avec des séparateurs spectraux (à prismes, à réseaux ou à filtres interférentiels ou absorbants) ou des détecteurs sélectifs.

Le balayage de la scène est obtenu par le mouvement d'un miroir plan placé en amont du télescope et par le mouvement du satellite.

D'autres systèmes utilisent des combinaisons dioptriques afin de former l'image sur un ensemble de détecteurs (barettes ou matrices de CCD). Les systèmes à barettes, pour fournir une image bidimensionnelle, ne nécessitent de mouvement de balayage que dans un sens, généralement fourni par le mouvement du satellite sur son orbite. Les combinaisons, parfois complexes, permettent de corriger la plupart des défauts, au moins dans une certaine mesure.

3.2.1.2 Effets perturbateurs

- Aberrations

On distingue principalement deux types d'aberrations: chromatiques et géométriques. Les premières affectent uniquement les systèmes dioptriques et peuvent être atténuées par l'emploi de lentilles couplées (appelées doublets) d'indices de réfraction différents. Les aberrations géométriques, en revanche, affectent tous les systèmes centrés, et leur réduction est souvent plus problématique.

- Image théorique

Le diamètre angulaire de la cible, appelé angle de vue instantané ou IFOV, détermine la position de l'image par rapport au système focal ainsi que sa taille.

En effet, les relations de Descartes nous donnent:

$$-\frac{1}{p} + \frac{1}{p'} = \frac{1}{f} \quad (\text{Eq. 9})$$

$$G_t = \frac{p'}{p} \quad G_a = \frac{p}{p'} \quad (\text{Eq. 10})$$

Où p et p' représentent respectivement la distance de la cible au plan principal du télescope et la distance du plan image au plan principal et f la distance focale du télescope. On peut alors calculer la distance de l'image au plan focal, ainsi que sa taille. Ces deux dimensions sont ordinairement très petites (de l'ordre du μm) mais à peu près du même ordre de grandeur. Un défaut de focalisation provoque donc un défaut dans la taille de l'image du même ordre de grandeur que cette taille théorique.

Par exemple, un télescope de 1m de focale à 860 km d'altitude crée d'une cible de 1 m de côté une image de 1,28 μm de côté à une distance de 1,2 μm du plan focal. Une erreur de focalisation de cet ordre provoque un élargissement de l'image de 0,25 μm .

- Profondeur de champ

De la même manière, ces expressions nous permettent de calculer la profondeur de champ de l'instrument. En effet, pour un détecteur de diamètre g situé dans le plan focal, l'image d'un

objet sera considérée comme ponctuelle si on la relation suivante, avec α_i l'angle d'incidence dans le télescope:

$$(f - p') \sin \alpha_i \leq \frac{g}{2} \quad (\text{Eq. 11})$$

ce qui en écrivant:

$$\sin \alpha_i = \frac{D}{2p'} \quad (\text{Eq. 12})$$

où D est le diamètre de la pupille d'entrée de l'appareil, nous permet de relier la profondeur de champ Δp à la taille du détecteur par la relation suivante:

$$g \geq \frac{fD}{p(p-f)} \Delta p \quad (\text{Eq. 13})$$

Comme nous le verrons plus loin, la profondeur de champ Δp augmente rapidement avec l'angle de balayage. Ainsi, pour reprendre l'exemple cité précédemment, la profondeur de champ à atteindre vaut environ 950 m.

- *Limite de résolution*

La limite de résolution d'un instrument optique est une conséquence directe du principe d'incertitude d'Heisenberg. On considère un instrument d'ouverture angulaire u_0 . Un photon capté par cet instrument peut posséder une quantité de mouvement p suivant la direction perpendiculaire à l'axe optique comprise entre $\pm h/\lambda_0 \sin u_0$. L'incertitude sur cette quantité de mouvement vaut donc $\Delta p = 2 p \sin u_0$. Or, d'après le principe d'incertitude $\Delta x \Delta p \geq h$ et on a donc l'expression suivante:

$$\Delta x \geq \frac{\lambda_0}{2 \sin u_0} \quad (\text{Eq. 14})$$

Qui s'écrit, pour des objets éloignés et des diamètres angulaires faibles:

$$\Delta x \geq \frac{\lambda_0 L}{D} \quad (\text{Eq. 15})$$

Où L est la distance entre l'objet et l'appareil. Pour l'exemple du paragraphe précédent avec

une ouverture de 20 cm et à une longueur d'onde de 0,5 μm , on trouve $\Delta x \geq 2,15 \text{ m}$. Cette incertitude sur la position de l'objet provoque un élargissement de la tache image de 2,5 μm . Il est important de souligner que cette limite augmente en même temps que la longueur d'onde et peut devenir très gênante dans le domaine du rayonnement thermique émis par la Terre et l'atmosphère.

3.2.1.3 Diffraction

Ce phénomène apparaît sitôt qu'une onde plane est interceptée par une pupille. La figure de diffraction se forme alors à l'infini, c'est à dire dans le plan focal du système imageur. Pour une pupille circulaire de rayon R , une distance focale f et une longueur d'onde λ , l'intensité diffractée dans le plan focal, à une distance r de l'axe optique s'écrit:

$$I\left(\frac{r}{f\lambda}\right) = \left(\pi R^2\right)^2 \left[\frac{2J_1\left(2\pi R \frac{r}{f\lambda}\right)}{2\pi R \frac{r}{f\lambda}} \right]^2 \quad (\text{Eq. 16})$$

Où J_1 représente la fonction de Bessel. Cette relation définit dans le plan focal une tache lumineuse, appelée tache d'Airy. On peut calculer l'éclairement résultant de cet effet en intégrant cette relation suivant r et suivant λ pour tenir compte d'un éclairement polychromatique. Ce calcul, pour le même exemple que précédemment, avec une bande de longueur d'onde de 0,3 à 1,0 μm , permet de constater que 90% de l'éclairement est réparti dans une tache d'environ 3,5 μm .

3.2.1.4 Géométrie

Tous les calculs effectués dans les paragraphes précédents sont valables pour des sources situées à l'infini et donc une onde incidente plane. Or pour capter suffisamment de lumière, il est nécessaire d'ouvrir légèrement l'angle de vue du télescope. Le système est donc légèrement décollimaté pour capter un angle solide satisfaisant (inférieur à quelques μsr). Ce faisant on détermine bien évidemment une taille de la cible au sol de plus en plus importante. La figure 15 représente l'angle solide capté par le satellite et la géométrie de prise de vue pour un satellite à défilement.

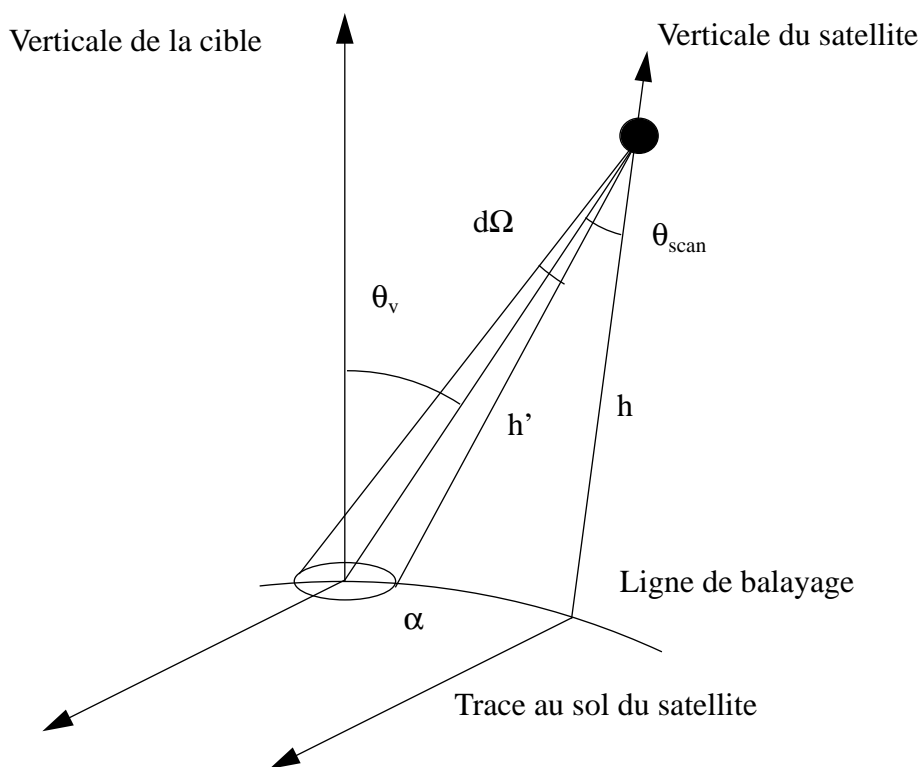


Figure 15. Géométrie d'acquisition d'un point de l'image

La distance h' , l'angle de vue θ_v et la distance par rapport à la trace α (en degré de longitude) s'expriment en fonction de l'altitude du satellite, h , de l'angle de visée θ_{scan} et du rayon terrestre R par les équations suivantes:

$$\alpha = \theta_{scan} - \arcsin\left(\frac{h + R}{R} \sin \theta_{scan}\right) \quad (\text{Eq. 17})$$

$$\theta_v = \alpha + \theta_{scan} \quad (\text{Eq. 18})$$

$$h' = \frac{R(1 - \cos \alpha) + h}{\cos \theta_{scan}} \quad (\text{Eq. 19})$$

Ces relations conditionnent le champ de visibilité du capteur ainsi que la forme des projections des pixels sur le sol.

3.2.1.5 Fonction de Transfert de Modulation

La manière dont le capteur construira l'image du paysage observé est évidemment lié à sa capacité à transmettre les fréquences spatiales existantes dans ce paysage. Cette capacité

s'évalue par la réponse impulsionnelle du système imageur. Cette réponse est étroitement liée aux choix technologiques établis lors de la conception du système que ce soit au niveau du système optique lui-même, ou au niveau du système détecteur de rayonnement. Il faut souligner à ce point que, si de nombreuses études existent pour documenter la fonction de transfert de modulation des instruments à haute résolution spatiale, il n'en va pas de même pour les instruments à large champ. D'autre part cette caractéristique est liée à certaines des caractéristiques déjà décrites, notamment la focalisation du télescope.

3.2.2 Détection

La détection du rayonnement collecté par le système optique est assurée par un élément photosensible qui convertit l'énergie lumineuse en énergie électrique. Ce système de détection est couplé à une chaîne d'amplification et un convertisseur analogique-numérique. Le bilan de précision de cette chaîne électronique conduit à évaluer le niveau de bruit dans une plage de $NE\Delta\rho$ (Noise Equivalent Δ reflectance) de 0.0005 à 0.0025. Les implications pour l'utilisation de données satellitaires sont principalement que le satellite délivrant un signal numérique codé sur un nombre limité de bits, on doit être capable de transformer ce signal en une valeur de réflectance.

Dans la plupart des cas, la linéarité du capteur autorise à calculer la luminance mesurée L à partir du compte numérique fourni par la formule:

$$L = \alpha (DN - DN_0) \quad (\text{Eq. 20})$$

Où DN représente le compte numérique fourni par le satellite, DN_0 le compte numérique équivalent au courant d'obscurité du détecteur et α le facteur d'étalonnage du détecteur. Ce qui, reporté dans l'équation 6 nous donne:

$$\rho = \frac{\pi\alpha (DN - DN_0)}{E_0 \cos\theta_s (d_0/d)^2} \quad (\text{Eq. 21})$$

Avec les notations explicitées au chapitre précédent. On souligne toute l'importance d'une précision satisfaisante sur la connaissance des paramètres de l'étalonnage, principalement α et DN_0 , qui évoluent dans le temps en raison du vieillissement du détecteur. Des évaluations de

ces paramètres sont périodiquement publiées mais leur précision reste encore difficile à maîtriser. Il est important de noter que la précision de la méthode décrite ci-après est largement conditionnée par ces remarques.

3.3 L'instrument AVHRR

3.3.1 La plate forme NOAA

L'instrument "Advanced Very High Resolution Radiometer" est embarqué sur les plates formes polaires de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Les plates formes actuellement en orbite étant NOAA-11, lancé le 24 septembre 1988, en exploitation jusqu'au 13 septembre 1994, NOAA-12 lancé le 14 mai 1991 et NOAA-14 depuis le 30 décembre 1994, leurs orbites étant décalées de 90° entre les satellites pairs et les satellites impairs (NOAA-13, lancé le 9 août 1993, n'a jamais fonctionné). Ces satellites sont placés sur une orbite quasi polaire (inclinaison environ 100°), héliosynchrone, à une altitude nominale de 870 km. Ils ont pour vocation principale d'être utilisés pour la météorologie. Ils sont équipés d'une variété d'instruments décrits ci-après.

3.3.2 Les instruments embarqués

- High Resolution Infrared Sounder: Mesure la luminance du système surface atmosphère dans 20 longueurs d'onde dans l'infrarouge. Ces mesures sont utilisées pour calculer des profils de température de l'air, des contenus en vapeur d'eau dans 3 couches de l'atmosphère et le contenu intégré en ozone.
- Stratospheric Sounding Unit: Utilise une technique d'absorption sélective, dans 3 canaux. La sélection spectrale est effectuée au moyen de cellules à pression de CO_2 . Cet instrument permet d'obtenir des profils de température dans la stratosphère.
- Microwave Scanner Unit: Un radiomètre Dicke à 4 canaux effectuant des mesures dans la bande à 5,5 mm de O_2 . Il est utilisé conjointement aux deux précédents pour calculer des profils de températures de la surface à une altitude de 50 km.

Ces trois instruments constituent le TIROS Operational Vertical Sounder.

- **Space Environmental Monitor:** Cet instrument est composé de 3 parties: Le Total Energy Detector qui mesure une large bande de particules de 0,3 keV à 20,0 keV, le Medium Proton and Electron Detector sensible aux protons, électrons et ions d'énergie de 30 keV à plusieurs dizaines de MeV et une unité de traitement.
- **Search And Rescue:** Cet équipement relaie les appels de détresse d'avions ou de bateaux vers des stations terrestres capables de déterminer l'emplacement de l'origine de l'appel.
- **Solar Backscatter Ultraviolet Spectrometer:** Ce radiomètre à visée verticale mesure la luminance montante dans la bande 160 à 400 nm. Ces mesures sont utilisées pour calculer la distribution horizontale de l'ozone et l'éclairement solaire spectral.
- **Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR):** Cet instrument est constitué d'un radiomètre à balayage fournissant des images de la surface avec une résolution nominale de 1,1 km dans 5 bandes de longueur d'onde dans le visible, le proche infra rouge et l'infra rouge.

3.3.3 Le capteur AVHRR

Le système optique proprement dit se compose d'un télescope de 20,32 cm d'ouverture et d'un système de séparation spectrale répartissant l'énergie entre 5 détecteurs:

- Visible: 0,58-0,68 μm
- Proche infra rouge: 0,725-1,10 μm
- Moyen infra rouge: 3,55-3,93 μm
- Infra rouge thermique: 10,30-11,30 μm et 11,50-12,50 μm

Chacun de ces détecteurs capte un angle solide de $1,3 \pm 0,1$ mrad provenant du télescope. Le balayage est assuré par un miroir tournant, à 45° de l'axe optique du télescope. Sa vitesse de rotation est de 360 tours/min, assurant le balayage d'une ligne de l'image en 0,051 s, ce balayage étant effectué de la droite vers la gauche, suivant le déplacement du satellite. Pendant le reste de la révolution du miroir, les détecteurs peuvent viser l'espace et différents systèmes d'étalonnage (corps noir, lampes). Un tour complet du miroir suffit au satellite pour s'être déplacé suffisamment pour commencer une nouvelle ligne, contiguë à la précédente, au nadir.

Les deux canaux courtes longueurs d'onde utilisent des détecteurs au silicium de 0,254 cm de

côté, masqué par un diaphragme carré de 0,06 cm. Ces détecteurs présentent un rapport signal/bruit de 3:1 (pour une réflectance de 0,5 %). Les canaux infra rouge utilisent des détecteurs refroidis à 105 K, le canal 3,8 μm un capteur InSb et les canaux 11 et 12 μm des capteurs HgCdTe. Le détecteur InSb, de même que le détecteur HgCdTe, a une surface active de 0,0173 cm^2 et présente un NE Δ T d'environ 0,12K (pour une température de 300K).

Le courant d'obscurité des 5 détecteurs est mesuré à la fin de chaque ligne de balayage, alors que le miroir tournant vise l'espace. De plus les canaux infra rouge acquièrent des mesures lors de la visée d'une cible corps noir à environ 290K. La température de ce corps noir étant enregistrée par ailleurs.

De par leur orbite et leur altitude, les satellites NOAA offrent au capteur AVHRR la possibilité de couvrir la quasi totalité de la surface du globe tous les jours. Le cycle orbital se répète tous les 9 jours. La résolution au sol garantie par cet instrument est de 1.1 km au nadir, avec une large dépendance suivant l'angle de visée (figure 16). Cette dépendance étant différente dans

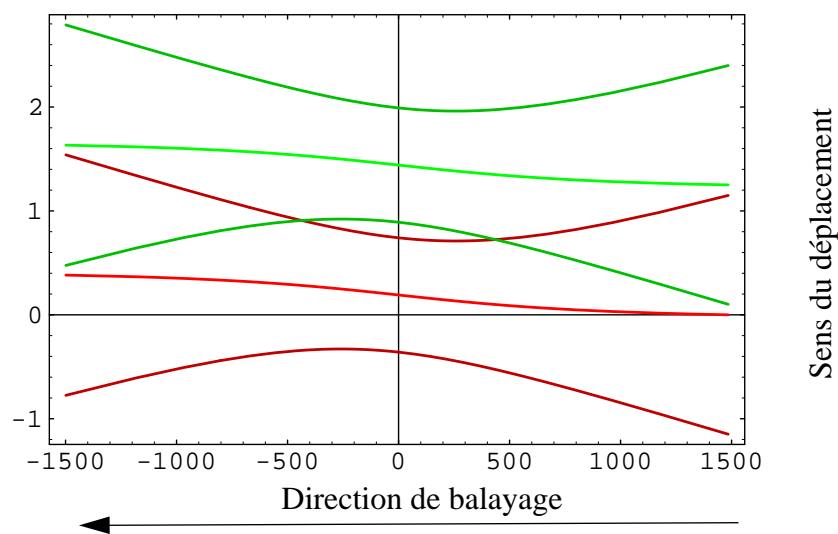


Figure 16. Résolution au sol de AVHRR, en fonction de la distance à la trace (en km) en rouge la ligne n, en vert la ligne n+1. Pour chaque ligne on a indiqué le centre des pixels ainsi que leurs limites avant et arrières

la direction parallèle à la trace et la direction perpendiculaire, on obtient sur les bords de la fauchée une résolution au sol d'environ 2kmx6km. En fait, cette résolution n'est utilisée que dans les cas où le satellite a la possibilité de transmettre les mesures qu'il acquiert directement vers le sol. Un autre mode de fonctionnement, autorisant l'enregistrement à bord d'une orbite complète, propose une résolution nominale de 4km.

3.3.4 L'archive des données AVHRR

Pour rendre possible l'archivage des acquisitions de l'instrument AVHRR, il a été nécessaire de dégrader sa résolution spatiale et temporelle. Si aujourd'hui on peut envisager de gérer les énormes quantités d'informations délivrées par ce type de capteur, c'était impossible à l'époque de la mise en place de cette archive globale (une image globale à la résolution de 4km dans 4 canaux occupe environ 144 MO). Le mode utilisé pour la production de cette archive propose une résolution de 4km. Ces mesures sont sous échantillonnées dans un rapport de 1/4. Cette dégradation conduit, à travers un processus de composition décrit dans Goward *et al.*, (1993, [30]), à une cartographie à une échelle approximative du $1/7^{\text{ème}}$ de degré des réflectances dans les canaux visible, proche infra rouge et des températures de brillances dans les deux canaux infra rouge thermique, sur une base hebdomadaire. Cette archive, dénommée GVI pour "Global Vegetation Index" (Kidwell, 1990, [51]), est disponible sous cette forme depuis avril 1985 jusqu'à nos jours.

3.4 L'instrument METEOSAT

3.4.1 La plate-forme METEOSAT-F2

Les satellites de la série METEOSAT sont de type pré opérationnel, et on vu le jour en 1981. Ils sont destinés à préparer la fabrication et l'opération de plate-formes opérationnelles METOP (METEOSAT OPérationnel), prévues pour 1996.

3.4.2 Les instruments embarqués

En plus d'une charge de télécommunication destinée à assurer la diffusion de données météorologiques, le satellite transporte un radiomètre à balayage 3 canaux et un système de transmission des données images. Le radiomètre acquiert des images à haute résolution de la surface dans toute la bande visible, une bande d'absorption de la vapeur d'eau et l'infra rouge thermique.

3.4.3 Le capteur METEOSAT

Le système imageur de METEOSAT se compose d'un télescope de 3650 mm de focale et d'un ensemble de détecteurs opérant dans les bandes suivantes:

- Visible: 0,4-1,1 μm
- Vapeur d'eau: 5,7-7,1 μm
- Infra rouge: 10,5-12,5 μm

Les résolutions nominales de chacun de ces canaux sont de 2,5 km pour le visible et de 5 km pour les deux autres canaux. Les angles solides captés sont respectivement 0,065 mrad et 0,14 mrad. Le balayage est assuré dans un sens (longitudinal) par le mouvement de rotation du satellite sur lui même et dans l'autre sens (latitudinal) par un miroir oscillant. La vitesse de rotation du satellite étant de 100 tours/min, une image est acquise en 25 min. 5 minutes sont utilisées pour réinitialiser le miroir oscillant et une nouvelle acquisition peut commencer. Ces images, à la fréquence d'une toutes les demi heures sont émises vers le sol en continu pendant le laps de temps où le capteur ne vise pas la Terre.

Le détecteur visible est constitué de photodiodes au Silicium de 250x250 μm présentant un rapport signal/bruit supérieur à 200 pour une réflectance de 25%. Les canaux infra rouges utilisent des détecteurs HgCdTe de la même surface et présentant un NE Δ T de 1,0 K pour le canal vapeur d'eau et de 0,4 K pour le canal thermique (à 290 K).

Dans le cadre de cette étude, on a utilisé des données extraites de l'archive ISCCP B2, qui regroupe les comptes numériques de l'instrument pour les canaux visible et thermiques, sous échantillonnés à une résolution au nadir de l'ordre de 30 km toutes les 3 heures.

3.5 L'instrument ASAS

3.5.1 La plate-forme ASAS

ASAS est un instrument aéroporté opérant à une altitude comprise entre 2300 et 5000 m et présentant une résolution au sol de 2,5 à 6 m. Il a été conçu pour effectuer des mesures de réflectances bidirectionnelles suivant un échantillonnage aussi complet que possible.

3.5.2 L'instrument

Le Advanced Solid state Array Spectroradiometer (ASAS) est constitué d'une barrette de 512 détecteurs disposés perpendiculairement à la direction de vol éclairée par un télescope pouvant se dépointer jusqu'à 45° par rapport au nadir. Dans sa première version, il possède 29 bandes

spectrales acquises simultanément de 462,3 à 865,5 nm avec une largeur moyenne de 20 nm. Les différentes conditions de prises de vue sont acquises au cours de vols successifs dans la direction du soleil généralement dans le plan solaire, puis en sens contraire.

3.6 Les données de terrain

Outre la plate forme ASAS qui, bien qu'aéroportée, peut être considérée comme un instrument de terrain, différents types de données ont également été utilisés:

3.6.1 Mesures de l'albédo de surface par avion

Ces mesures ont été réalisées pendant l'expérience HAPEX-SAHEL (Goutorbe *et al*, 1992, [32], [33]), dans le cadre d'une étude des flux de masse et d'énergie à la surface. Les mesures d'albédo sont effectuées par deux pyranomètres inversés, installés sur un avion volant à une altitude d'environ 150 pieds. On dispose de 5 vols, ayant tous eu lieu au mois de Septembre 1992. Ces mesures ont été effectuées sous la conduite du Laboratoire d'Aérodynamique de l'Université Paul Sabatier de Toulouse.

3.6.2 Mesures de l'albédo au sol

Les mesures utilisées dans ce travail proviennent de deux sources:

3.6.2.1 Dans le cadre de l'expérience HAPEX-SAHEL

Des mesures d'albédos ont été réalisées à l'aide de solarimètres Kipp and Zonen sur divers sites: champ de mil, champ cultivé, brousse tigrée, sol nu. Les mesures de luminances incidentes et réfléchies en bandes larges (spectre solaire) sont données pour une précision de 1%, soit une précision de 2% sur l'albédo. Ces stations, identifiées respectivement MIL, FALLOW, TIGER et COCLIMAT, sont localisées sur la figure 17 de même que la trajectoire des vols avions décrits ci-dessus.

Le site RADREADING est très proche du site FALLOW et observe une surface similaire (champ labouré). Ces mesures, toutes disponibles pour le mois de Septembre 1992, ont été réalisées sous les responsabilités respectives de: Institute of Hydrology, Wallingford (UK) pour TIGER, FALLOW et MILLET, Institute of Geography, University of Copenhagen pour

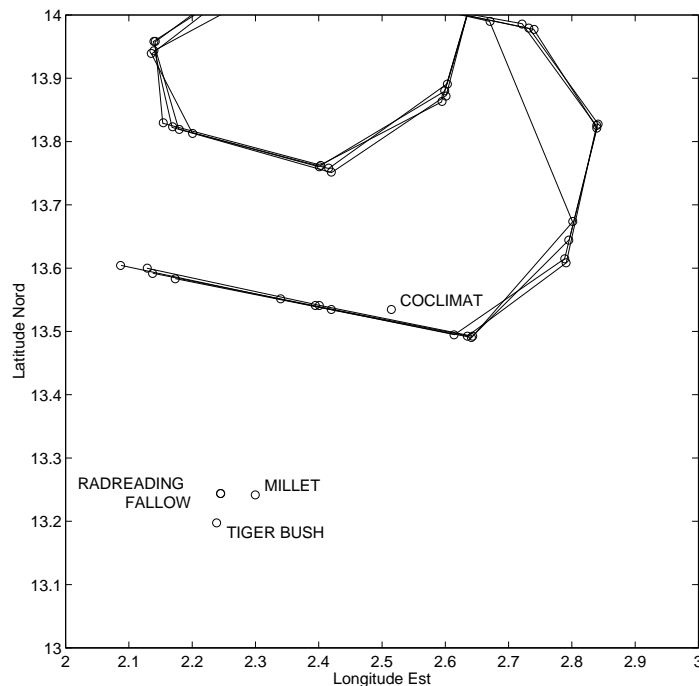


Figure 17. Position géographique des stations de mesure de l'albédo au sol, et trajectoires des vols avions.

COCLIMAT et Department of Meteorology, University of Reading pour RADREADING.

3.6.2.2 Dans le cadre de l'expérience MAC VI

Des mesures de réflectances bidirectionnelles de surface ont été acquises par différents appareils, incluant l'instrument ASAS. Opéré à basse altitude (300m) a été utilisé un radiomètre Exotech, doté de filtres pour les bandes de longueurs d'onde suivantes: LANDSAT-TM1 (0.43-0.56 μm), et SPOT-XS1 (0.47-0.65 μm), SPOT-XS2 (0.60-0.72 μm) et SPOT-XS3 (0.73-0.93 μm). Ces mesures ont été utilisées pour initialiser des modèles de réflectances bidirectionnelles, et calculer des albédos de surfaces sur du sol nu, sur un couvert de coton totalement développé et sur une plantation d'arbres fruitiers.

3.7 Conclusion

De ce chapitre on retiendra essentiellement la vaste diversité des appareils orbitaux et les contraintes auxquelles ils doivent se soumettre. Il faut également souligner que toutes ces mesures constituent un volume non négligeable de données. Ce volume sera souvent un facteur à considérer pour tous les traitements auxquels nous nous livrerons, surtout si l'on considère ce travail, et nous en reparlerons, dans la perspective des nouveaux capteurs et des

nouvelles dimensions à donner à l'archivage de leurs mesures.

Chapitre 4: La méthode développée

4.1 Introduction

Ce chapitre décrit la méthode développée dans le cadre de ce travail et basée sur les considérations développées dans les précédents chapitres. Nous présenterons également ici les sources d'informations complémentaires sélectionnées, à savoir une formulation mathématique du comportement directionnel de la surface.

On devra garder en mémoire, lors de la présentation de la méthode, que nous l'avons voulue aussi peu dépendante que possible de l'échelle à laquelle on décide de l'appliquer et par conséquent de la résolution et des caractéristiques instrumentales du capteur sélectionné.

4.2 La complémentarité des données et des modèles

Des chapitres précédents, on retiendra que l'estimation de l'albédo de surface ne saurait se contenter des seules mesures satellitaires. Les effets directionnels décrits dans le chapitre 2 nuisent gravement à la précision escomptée sur les mesures d'albédo ainsi obtenues. Le but de cette étude est donc en fait de définir une méthode capable de suppléer au manque d'information contenue dans les mesures par une autre source de renseignement. Cette seconde source réside en fait dans notre compréhension des phénomènes physiques ayant cours à la surface et pilotant les mécanismes de ces effets directionnels. La méthode proposée essaye donc d'optimiser l'utilisation conjointe des données satellitaires et de modèles de réflectances bidirectionnelles de surface. Les données étant utilisées dans un premier temps pour initialiser le modèle puis celui-ci est utilisé pour compléter l'échantillonnage angulaire nécessaire au calcul précis de l'albédo.

4.3 Les modèles de réflectance bidirectionnelle de surface

Les modèles utilisés dans cette étude sont des formulations analytiques de la réflectance de surface comme une fonction des configurations géométriques d'éclairage et de prise de vue. Chacune de ces formulations repose sur un des principes suivants (figure 18):

- a) Approche radiative: Le milieu diffusant est considéré comme un matériau semi transparent. Dans certain cas, deux couches superposées sont considérées. Ces modèles sont basés sur la théorie du transfert radiatif.
- b) Approche géométrique: Le milieu diffusant est supposé constitué d'un ensemble de facettes ou volumes élémentaires, disposés aléatoirement suivant une loi de probabilité connue et horizontalement homogène.
- c) Approche empirique: Aucune hypothèse n'est faite sur le milieu, il est simplement question de trouver une formulation mathématique dont les variations peuvent reproduire celles de la variation de la réflectance avec les configurations de prise de vue.

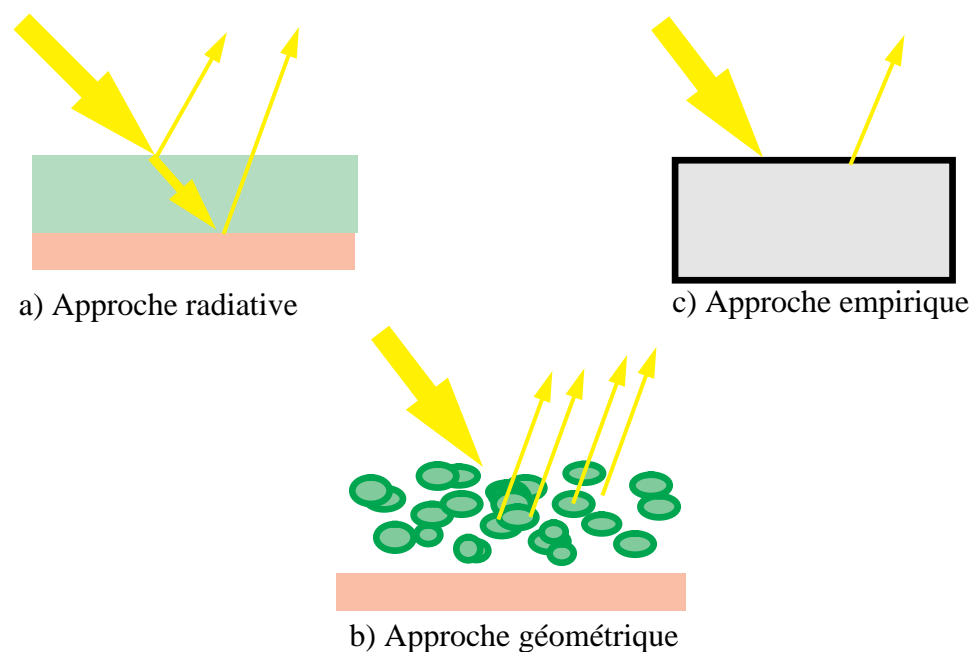


Figure 18. Les différentes approches de la modélisation de la réflectance

Certains des modèles utilisés peuvent emprunter des principes hybrides. L'annexe 1 regroupe les formulations exactes utilisées dans le cadre de ce travail.

D'autres approches plus complexes existent (Camillo, 1987, [16], Myneni *et al.*, 1993, [74]) mais n'ont pas été retenues, du fait de la difficulté de leur inversion. Ces modèles font intervenir un trop grand nombre de paramètres ou nécessite un temps de calcul trop important pour une application de ce type.

4.3.1 Les modèles géométriques

Ces modèles présentent pour principal avantage de bien prendre en compte les diffusions multiples à l'intérieur du couvert. En revanche la description de la disposition des diffuseurs dans le couvert est statistique et généralement défini pour un type particulier de couvert. Certains, comme le modèle SAIL, définissent plusieurs de ces couverts-types entre lesquels l'utilisateur peut choisir.

4.3.1.1 Ross, 1981 ([99])

Ce modèle a été développé afin de dériver de mesures des propriétés optiques d'un couvert végétal des caractéristiques physiques de ce couvert (par exemple l'indice foliaire). Le principe de base est que le couvert végétal peut être considéré comme un empilement de plan horizontaux. L'épaisseur de ces couches de végétation étant telle qu'un rayon se propageant proche de la verticale ne peut interférer qu'avec un seul des occupants de chaque couche.

Les entrées de ce modèle sont l'indice foliaire, L , la réflectance du sol, ρ_{sol} , la fonction de phase pour la diffusion du milieu, Γ , et une fonction caractéristique de l'orientation des feuilles, G_x .

Dans cette étude, la fonction Γ utilisée est la fonction de Henyey-Greenstein (1941, [42]) et G_x est exprimée selon la paramétrisation de Goudriaan (1988, [31]). Ces fonctions introduisent deux paramètres supplémentaires: le facteur d'asymétrie de la fonction de phase, Θ , et χ_l qui caractérise l'orientation des feuilles.

4.3.1.2 Deering, Eck et Otterman, 1990 ([22])

Ce modèle est dérivé de considérations géométriques. Il permet de calculer la réflectance bidirectionnelle d'un paysage composé d'une base lambertienne, couverte de protrusions et de facettes.

Les paramètres qu'il met en jeu sont surtout des caractéristiques optiques, la distribution des éléments étant traitée de manière statistique: la réflectance et la transmittance d'une facette, r et t , la contribution lambertienne à la lumière diffusée, f , la réflectance applicable à cette contribution, r_0 , la réflectance d'une protrusion (supposée opaque), r_p , et la surface projetée des obstacles, S .

4.3.1.3 Verhoef, 1984 ([111])

Le modèle SAIL (pour Scattering by Arbitrarily Inclined Leaves) calcule des coefficients d'extinction et de diffusion de la lumière dans un couvert végétal au dessus d'un sol lambertien. La distribution de l'inclinaison des feuilles est représentée de manière discrète pour différents types de couverts (érectophiles, planophiles, uniformes...). Pour cette étude, une distribution uniforme a été utilisée. De plus, dans la version utilisée dans ce travail, le phénomène de Hot Spot n'est pas pris en compte.

Les paramètres utilisés par ce modèle sont ρ_s la réflectance du sol nu sous le couvert, ρ_l et τ_l la réflectance et la transmittance des feuilles et l'indice foliaire L .

4.3.2 Les modèles radiatifs

A l'inverse des modèles géométriques, les modèles radiatifs peuvent dans une certaine mesure s'adapter à tous les types de couvert. Par contre, la prise en compte des diffusions multiples s'avèrent plus complexes et est généralement la principale limite à l'utilisation de ces modèles même sur des couverts horizontalement homogènes.

4.3.2.1 Verstraete, Pinty et Dickinson, 1990 ([114])

Cette expression analytique de la réflectance bidirectionnelle est basée sur une approche physique du transfert radiatif dans un milieu poreux. Bien que développée et validée sur des couverts végétaux très développés, elle reste applicable sur des milieux semi infinis composés de diffuseurs élémentaires uniformément distribués, tels que du sol nu.

Les paramètres de ce modèle sont l'albédo de simple diffusion moyen des diffuseurs, ω , le facteur d'asymétrie de la fonction de phase de diffusion, Θ , une caractérisation de l'orientation des diffuseurs, χ_l , et un paramètre lié à la surface efficace d'interception du milieu, $2r\Lambda$. La fonction de phase utilisée ici est la fonction d'Henye-Greenstein et l'orientation des diffuseurs est définie par la paramétrisation de Goudriaan, de la même manière que dans le modèle de Ross.

4.3.2.2 Hapke, 1981 ([38])

Ce modèle a été spécialement construit pour étudier les surfaces planétaires, en utilisant des

mesures de leur réflectance bidirectionnelle de surface effectuées par satellite. Par conséquent, il peut être considéré applicable à des milieux semi infinis composés de diffuseurs uniformément distribués comme le sol nu. Les paramètres mis en oeuvre sont l'albédo de simple diffusion moyen des diffuseurs, ω , le facteur d'asymétrie de la fonction de phase de diffusion, Θ et deux paramètres contrôlant respectivement la largeur et l'amplitude du phénomène de hot spot, h et S_H . Comme précédemment la fonction de phase choisie est la fonction d'Henyeey-Greenstein.

4.3.3 Les modèles empiriques

Leur principal avantage est le nombre restreint de paramètres mis en oeuvre et leur générale robustesse.

4.3.3.1 Rahman, Pinty et Verstraete, 1992 ([95])

Ce modèle, développé pour simplifier la mise en oeuvre de modèles de réflectance bidirectionnelle, est pour l'essentiel une collection de fonction analytiques choisies pour leur capacité à simuler le comportement bi directionnel d'une surface quelconque. Les paramètres utilisés sont ρ_0 , qui représente le niveau moyen de réflectance, et k et Θ qui rendent compte de l'anisotropie de la surface.

Ce modèle, ainsi que ceux de Verstraete, Ross et Hapke, présente la particularité de pouvoir simuler l'effet de Hot Spot décrit dans le paragraphe 2.10.

4.3.3.2 Roujean, Leroy et Deschamps, 1992 ([100])

Ce modèle semi empirique a pour objet de rendre possible la correction des mesures satellitaires pour les effets directionnels. Il est basé sur deux principales considérations: une estimation géométrique des réflexions et des ombres portés sur la surface sous jacente, et le calcul de la diffusion par un volume enveloppe rempli de facettes. Ces deux contributions étant supposées s'additionner linéairement. Ce modèle utilise trois paramètres empiriques: k_0 qui traduit une contribution continue ou une réflectance au nadir, et k_1 et k_2 qui pondèrent les deux contributions directionnelles décrites ci-dessus.

4.3.3.3 Shibayama et Wiegand, 1985 ([104])

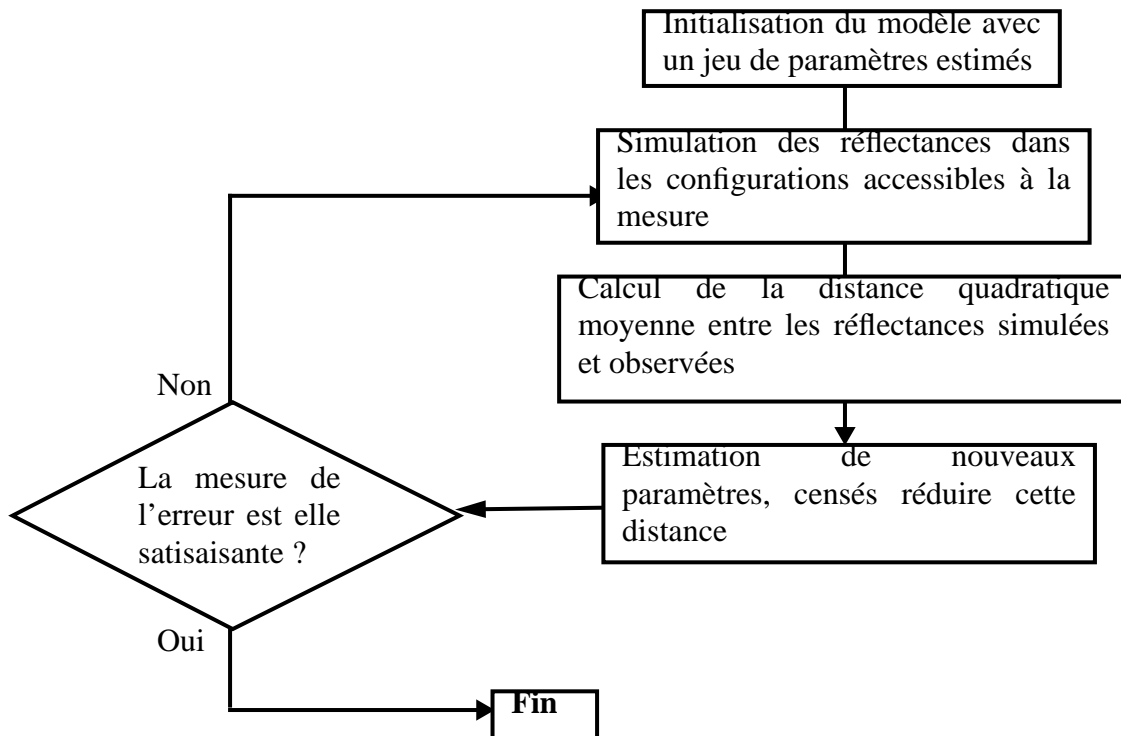
Ce modèle empirique a été développé pour rendre possible l'intercomparaison de mesures de réflectances acquises dans des configurations géométriques différentes. Destiné à l'origine aux couvert de blé, il nous a semblé utile de tester son comportement sur des types de surface différents, et même sur le sol nu. Les paramètres de ce modèle sont la réflectance au nadir, R_0 , et un ensemble de trois paramètres empiriques, β_0 , β_1 , et β_2 .

4.4 Procédure d'inversion

Comme dans tout problème inverse, la question ici est de déterminer un ensemble de paramètres en ne connaissant que l'effet qu'ils causent sur la modélisation de la réflectance bi directionnelle de surface. La première étape de la procédure de calcul de l'albédo consiste donc à l'initialisation des modèles. Le problème à ce point est que tous les modèles décrits ci dessus ne fonctionnent qu'en mode direct. C'est à dire que, initialisés avec un certain jeu de paramètres représentatifs du comportement bidirectionnel de la surface, ils peuvent fournir une valeur de la réflectance dans n'importe quelle configuration d'éclairement et de visée. Pour effectuer cette initialisation, nous avons donc à résoudre un problème inverse: déterminer le jeu de paramètres qui conduirait le modèle à simuler fidèlement le comportement de la surface observée. Pour résoudre ce problème, peu de choix s'offrent à nous: les modèles n'étant généralement pas analytiquement inversibles, il faut utiliser une méthode itérative susceptible de converger vers le jeu de paramètres convenable. Plusieurs méthodes d'assimilation des mesures dans des modèles de ce type ont déjà été testées (Pollock et Kanemasu, 1979, [93], Pinty et Verstraete, 1991, [89]) avec succès et une étude comparative a même été réalisée pour quelques cas particuliers (Jacquemoud *et al.*, 1994, [47]). Dans le cadre de cette étude, trois méthodes itératives, implémentant trois algorithmes différents ont été testées: un algorithme de Quasi Newton fourni par la bibliothèque NAG, un algorithme de Levenberg Marquardt fourni par le logiciel Mathematica de Wolfram Research Inc., et un algorithme de simplex fourni par le logiciel Matlab de Mathsoft Inc. Ces trois méthodes permettent d'obtenir une convergence similaire, avec des résultats comparables. Si notre choix s'est porté, pour des calculs à grande échelle, vers la bibliothèque NAG, c'est plus en raison de sa rapidité de calcul et de sa disponibilité sur des machines puissantes (Cray-YMP) que pour sa robustesse. En effet, l'algorithme de simplex, bien que légèrement dépendant des conditions

initiales, apparaît plus robuste et obtient des résultats réalistes dans les cas observés où l’algorithme de Quasi Newton ne permet pas de trouver de solution.

Dans tous les cas, la procédure utilisée peut être décrite comme suit:



L’estimateur d’erreur choisi est la distance quadratique moyenne entre les valeurs simulées et les valeurs mesurées:

$$rmse = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N [\rho_{mes_i} - \rho_{mod}(\theta_{v_i}, \theta_{s_i}, \phi_i, \hat{p}_i)]^2}{N - 1}} \quad (Eq. 22)$$

Où les indices *mes* et *mod* représentent respectivement les valeurs mesurées et modélisées et le vecteur **p** représente le jeu de paramètres fourni au modèle. Enfin l’indice *i* permet de couvrir les *N* configurations disponibles. Pour l’évaluation de la qualité des paramètres obtenus, on

utilisera également comme autre critère, le coefficient de corrélation:

$$C = \frac{\sum_{i=1}^N [\rho_{mes_i} - \overline{\rho_{mes}}] [\rho_{mod_i} - \overline{\rho_{mod}}]}{\sqrt{\sum_{i=1}^N [\rho_{mes_i} - \overline{\rho_{mes}}]^2 \sum_{i=1}^N [\rho_{mod_i} - \overline{\rho_{mod}}]^2}} \quad (\text{Eq. 23})$$

Où les valeurs barrées correspondent aux valeurs moyennes.

4.5 Problèmes d'échantillonnage

Dans ce qui précède, on a supposé que le nombre de valeurs mesurées permettaient de mener à bien la procédure d'inversion décrite. En fait, la nature même de la mesure satellitaire réduit sévèrement ce nombre de mesures. La fréquence des acquisitions pour un point donné du globe dépend de sa latitude et de la "fauchée" du satellite, c'est à dire la zone couverte par chaque orbite. A cette fréquence réduite, il convient d'éliminer une bonne partie des acquisitions, contaminées par la présence de nuages ou de fortes présences d'aérosols. Une autre limitation intervenant sur l'échantillonnage disponible est liée aux paramètres d'orbite de la plate forme. Selon la répétitivité de cette orbite, chaque point du globe est observable dans un domaine bien particulier de configurations géométriques. Pour compenser cet échantillonnage incomplet, nous sommes contraints de supposer que la surface n'évolue que lentement. Cette hypothèse permet d'utiliser toutes les mesures acquises pendant un intervalle de temps relativement court devant la période d'évolution de la surface comme s'il s'agissait de mesures simultanées. Ceci suppose bien évidemment que l'atmosphère ait été correctement prise en compte dans les pré traitements.

4.6 Mise en œuvre

Le traitement complet doit donc inclure les étapes suivantes, quelle que soit la nature des données satellitaires utilisées:

- Etalonnage des comptes numériques obtenus du satellite en valeurs de réflectance au sommet de l'atmosphère. Ceci est fait en utilisant des coefficients d'étalonnage absolu tenus à jour.

- Correction des effets atmosphériques pour obtenir des valeurs de réflectance de surface. Quand c'est possible, ces corrections doivent tenir compte de l'état réel de l'atmosphère au moment de l'acquisition principalement en ce qui concerne le contenu en vapeur d'eau, le contenu en ozone et l'épaisseur optique des aérosols. Lorsque ce n'est pas le cas, on utilisera des valeurs de climatologie. Cette étape est supposée garantir le découplage entre les effets atmosphériques et les effets directionnels.
- Filtrage des données contaminées. Cette étape est destinée à éliminer toutes les acquisitions obtenues sur des nuages, dans les ombres où l'environnement immédiat des nuages ou pour lesquelles l'épaisseur optique des aérosols était trop importante, rendant aléatoire leur précision.
- Inversion du modèle selon la procédure décrite dans le paragraphe 4.4.
- Comparaison des réflectances simulées avec les données originales et évaluation de la qualité de l'ajustement.
- Calcul de l'albédo par intégration numérique du modèle en utilisant les paramètres issus de l'inversion.
- Validation. Quand ce sera possible, on comparera les valeurs d'albédo obtenues avec d'autres sources de mesures directes de l'albédo (mesures sol, aéroportées), ou avec des résultats publiés par d'autres auteurs.

Il est important de préciser que ces traitements nécessitent des quantités importantes de données exogènes (étalonnage, atmosphère, ...) et représentent une étape lourde et conditionnant complètement le succès de l'opération. De plus, les détails de leur opération seront donnés pour chaque jeu de données particulier dans la partie des résultats correspondante.

4.7 Echelle d'application

La méthode ainsi décrite doit permettre d'estimer un albédo quelle que soit la résolution spatiale des données d'entrée. La seule contrainte vient des modèles utilisés. Pour reprendre la classification de ces modèles:

- Les modèles empiriques ou semi-empiriques, décrivant une surface virtuelle dotée d'un diagramme de réflectance bidirectionnelle quelconque, ne sont pas liés à une échelle particulière. Ils doivent donc pouvoir fonctionner quelle que soit la résolution des données d'entrée.
- Les modèles basés sur le transfert radiatif considèrent généralement la surface comme un milieu continu. Là encore, nous ne devons pas avoir d'impact de la résolution sur la procédure d'inversion si ce n'est que la valeur des paramètres physiques impliqués dans ces modèles sera difficile à valider en tant que tel. En tout état de cause, l'intégration qui a lieu à l'entrée d'un instrument à large champ permet de se rapprocher de l'hypothèse d'un milieu continu.
- Les modèles basés sur la géométrie du couvert, quant à eux, sont essentiellement liés à une certaine échelle. Toutefois, leur représentation de cette géométrie étant généralement statistique, on peut espérer qu'elle reste valable pour une large gamme de résolutions spatiales.

Dans le cadre de cette thèse, trois échelles particulières seront utilisées. Elles correspondent aux jeux de données décrits dans le chapitre 3. Pour garder les temps de traitement à un niveau raisonnable, un seul modèle a été utilisé dans tous les cas, mais les premières expériences, menées sur des jeux de données plus réduits, ont été conduites avec la totalité des modèles décrits dans le paragraphe 4.3.

4.8 Validation

La validation du résultat des inversions peut se faire à deux niveaux:

- Contrôler la précision de la simulation des réflectances, si possible dans un domaine angulaire inaccessible lors de l'acquisition des mesures utilisées pour l'inversion. Ceci sera fait en comparant les réflectances observées par le capteur de METEOSAT avec leurs simulations estimées à partir de paramètres inversés sur des mesures fournies par AVHRR.
- Contrôler la précision des albédos calculés à travers toute la procédure. Ceci sera fait en utilisant des mesures aéroportées ou de terrain ainsi que des cartes globales d'albédo tirées

de la littérature.

4.9 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons évoqué le schéma général d'une méthode destinée à estimer l'albédo de surface à partir de mesures satellitaires. Il est important de souligner que, moyennant quelques détails spécifiques, la méthode elle-même ne dépend pas de l'échelle d'application ou de la résolution des données utilisées. Les différents modèles présentés ne seront pas tous utilisés dans tous les tests de la méthode, mais on essayera d'établir quel modèle convient le mieux à telle ou telle échelle, ou même à telle ou telle application.

5.1 Introduction

Ce chapitre est consacré à la présentation des résultats récoltés lors des diverses expériences réalisées dans le cadre de ce travail. Ces résultats sont présentés dans l'ordre des échelles croissantes depuis l'expérience de terrain jusqu'à des données de couverture globale. Cette organisation répond à la nécessité de confirmer à chaque étape la faisabilité de l'étape suivante. Ainsi, les points suivants se trouvent-ils abordés:

- Possibilité, à partir de mesures de réflectance bidirectionnelle (BRF) d'une surface donnée, de retrouver par inversion les paramètres d'un modèle de BRF correspondants à cette surface. On évaluera également, quoique brièvement, la validité des paramètres ainsi retrouvés, lorsque ceux-ci ont un sens physique explicite.
- Possibilité de mener à bien cette inversion à partir de mesures satellitaires.
- Possibilité d'étendre l'application de cette méthode à l'échelle du globe.

Les résultats présentés ne sont discutés dans ce chapitre que du point de vue de la méthode d'inversion proprement dite. La validation des résultats, en termes de comparaison, de précision, ainsi que celle des albédos calculés par l'application de la méthode décrite se fera au prochain chapitre.

5.2 Les données terrains

Afin de tester aussi bien la faisabilité de la méthode que les capacités des modèles choisis à simuler les réflectances bi directionnelles des surfaces examinées, la méthode d'inversion a été appliquée sur les mesures de réflectances *in situ* décrites dans le paragraphe 3.5.1 et le paragraphe 3.6.2. La disponibilité d'un échantillonnage angulaire quasiment complet en fait en effet un banc d'essai idéal. Cet échantillonnage n'étant pas limité par des contraintes orbitales, on dispose sur chaque surface d'un jeu de 7 angles de visée autour du nadir dans

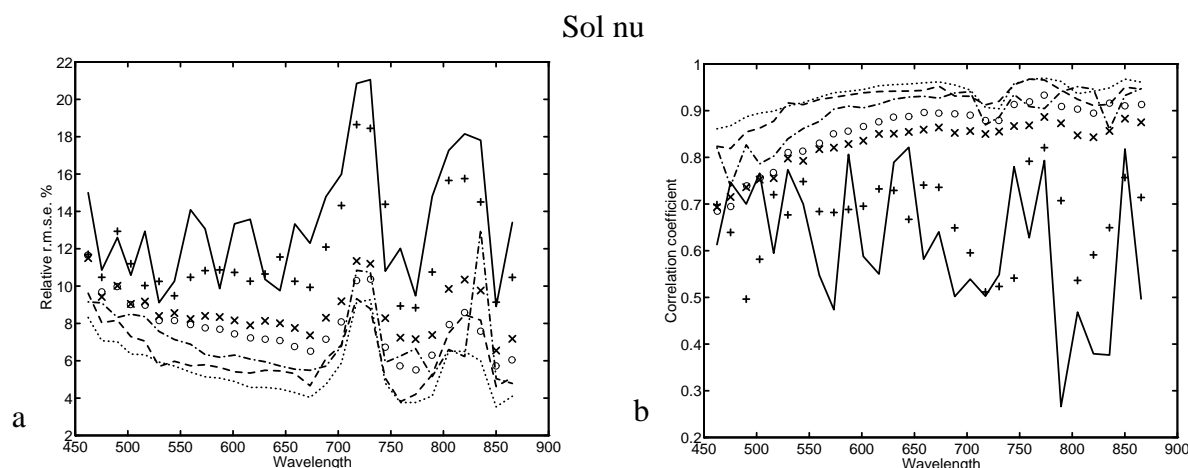
trois plans (principal, perpendiculaire et à 45°) à deux heures différentes. Les résultats statistiques des inversions sont évalués en terme d'erreur quadratique moyenne (table 3) et de coefficient de corrélation (table 4). La plupart des modèles permettent de simuler assez fidèlement les réflectances mesurées dans toutes les bandes spectrales, bien qu'une dépendance spectrale soit observable sur les statistiques de l'inversion (figure 19). Le trait le plus caractéristique de ces graphes ou de ces tableaux est que les modèles réalisant les "scores" les plus élevés sont de type empiriques ou semi empiriques. D'autre part, l'examen conjoint des graphes et des tables permet de mettre en évidence les mêmes comportements:

Table 3. Erreur quadratique moyenne ($\cdot 10^{-4}$ réflectance) résultat de l'inversion des différents modèles, sur différents sites, à partir des données Exotech aéroporté.

Modèle	Coton				Pecan				Sol nu			
	TM1	XS1	XS2	XS3	TM1	XS1	XS2	XS3	TM1	XS1	XS2	XS3
Deering	19	26	19	640	41	137	96	160	62	81	92	145
Hapke	13	12	13	843	68	92	150	518	88	170	260	352
Rahman	13	12	13	69	72	85	147	85	36	35	47	63
Roujean	14	15	13	116	68	85	122	130	63	63	78	80
Shibayama	17	19	18	112	62	74	1.2	112	63	71	99	117
Verstraete	12	11	13	111	30	45	81	144	59	69	92	100
Verhoef	16	28	20	508	106	133	184	293	88	99	147	175

Table 4. Coefficient de corrélation résultat de l'inversion des différents modèles, sur différents sites, à partir des données Exotech aéroportées

Modèle	Coton				Pecan				Soil			
	TM1	XS1	XS2	XS3	TM1	XS1	XS2	XS3	TM1	XS1	XS2	XS3
Deering	0.90	0.97	0.94	0.92	0.96	0.69	0.96	0.97	0.95	0.95	0.97	0.96
Hapke	0.95	0.99	0.97	0.68	0.89	0.88	0.82	0.81	0.91	0.76	0.78	0.77
Rahman	0.96	0.99	0.97	0.99	0.95	0.96	0.94	0.99	0.98	0.99	0.99	0.99
Roujean	0.95	0.99	0.97	0.99	0.89	0.89	0.88	0.98	0.95	0.97	0.98	0.99
Shibayama	0.91	0.99	0.95	0.99	0.91	0.92	0.90	0.99	0.95	0.96	0.97	0.97
Verstraete	0.96	1.00	0.97	0.99	0.98	0.97	0.95	0.98	0.96	0.97	0.98	0.98
Verhoef	0.94	0.97	0.95	0.99	0.74	0.75	0.86	0.91	0.90	0.92	0.94	0.94



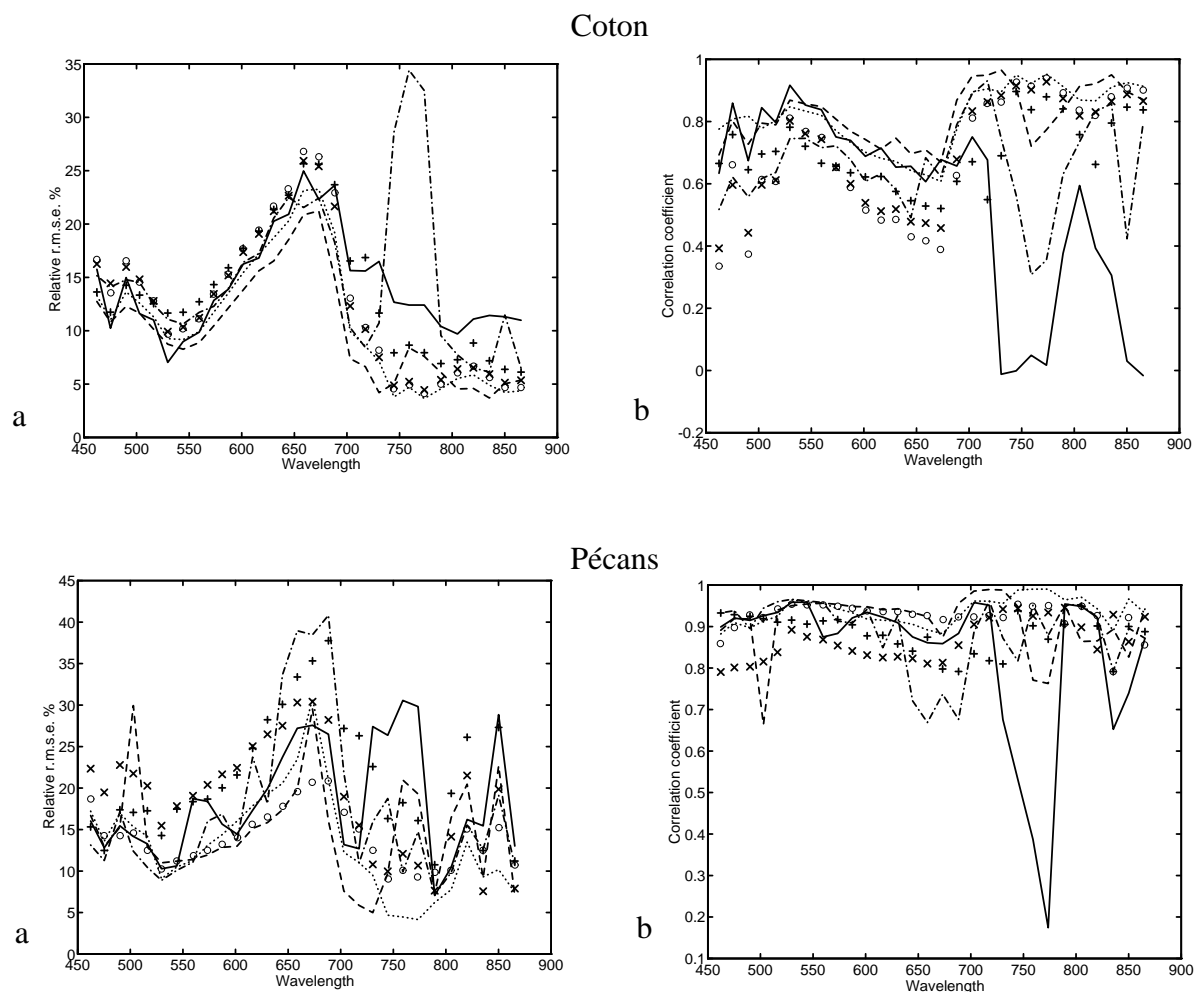


Figure 19. a) Erreur quadratique moyenne (normalisée par la moyenne du signal) ,
 b) Coefficient de corrélation en fonction de la longueur d'onde
 au dessus du coton, du sol nu et des pécanes, pour différents modèles:
 - Hapke -- Verstraete . Deering .. Rahman o Roujean x Shibayama + SAIL

- La qualité de l'inversion montre en général un net minimum aux longueurs d'onde correspondantes à la brusque variation due à la présence de végétation (aux environs de 650 nm). Cette diminution, observable au dessus des pécanes et du coton n'est pas visible sur le sol nu. On peut attribuer ce comportement aux phénomènes de diffusion multiple, importants dans ces bandes spectrales. En revanche, un minimum de qualité se présente sur le site de sol nu autour de 730 nm. Cet effet n'apparaissant pas sur les résultats issus des données Exotech, on peut supposer que c'est un effet de l'atmosphère incorrectement corrigé. Cette bande spectrale correspond à une bande d'absorption de l'oxygène. Le fait que cet effet ne soit pas visible sur la végétation est lié à l'amplitude du signal, plus élevée sur les couverts végétaux que sur le sol nu. Enfin, on peut souligner que ces comportements

sont communs à tous les modèles.

- La qualité de l'inversion dépend également du site considéré. Ainsi, les erreurs quadratiques moyennes observées, quand elles sont normalisées par le niveau moyen du signal, apparaissent les plus faibles sur le sol nu et les plus importantes sur les pékans. Cet effet est lié au degré de compatibilité entre le modèle et la surface. Il n'est donc pas surprenant que le site planté de pékans, présentant une hétérogénéité spatiale importante représente la surface la plus inconfortable pour des modèles qui supposent tous, à l'exception des modèles empiriques, une homogénéité horizontale.
- Enfin, les comportements largement similaires de l'ensemble des modèles (à quelques exceptions près) constituent le résultat le plus important de cette première expérience. En effet, si quelques modèles, utilisés il est vrai bien loin de leur domaine de validité, ne présentent que des résultats partiellement satisfaisants, on peut observer dans l'ensemble des longueurs d'onde considérées des résultats encourageants.

5.2.1 Estimation des paramètres

Parmi les différents modèles évalués, le modèle SAIL est le seul qui utilise explicitement les propriétés optiques des feuilles. Toutefois, quelques autres, comme Verstraete ou Hapke, incluent des paramètres permettant de retrouver ces caractéristiques. Comme il est décrit dans Pinty *et al.*(1990, [91]), il est possible, une fois connus l'albédo de simple diffusion et le paramètre de fonction de phase, de calculer la réflectance et la transmittance des feuilles. Un autre modèle, Deering, utilise comme paramètre des valeurs de réflectance et de transmittance de facettes, aisément assimilables à des feuilles.

Les résultats des inversions, examinés d'après les valeurs de ces paramètres, sont portés sur la figure 20. Comme on pouvait l'espérer d'après leur similarité de formulation, Hapke et Verstraete fournissent des estimations similaires pour les longueurs d'onde visible, pour les données ASAS ou Exotech aéroporté. La seule différence notable intervenant sur les plantations de Pecan. Le modèle SAIL donne des résultats en bon accord avec les deux précédents. Enfin, le modèle de Deering donne, pour la plupart des longueurs d'onde des résultats sensiblement différents.

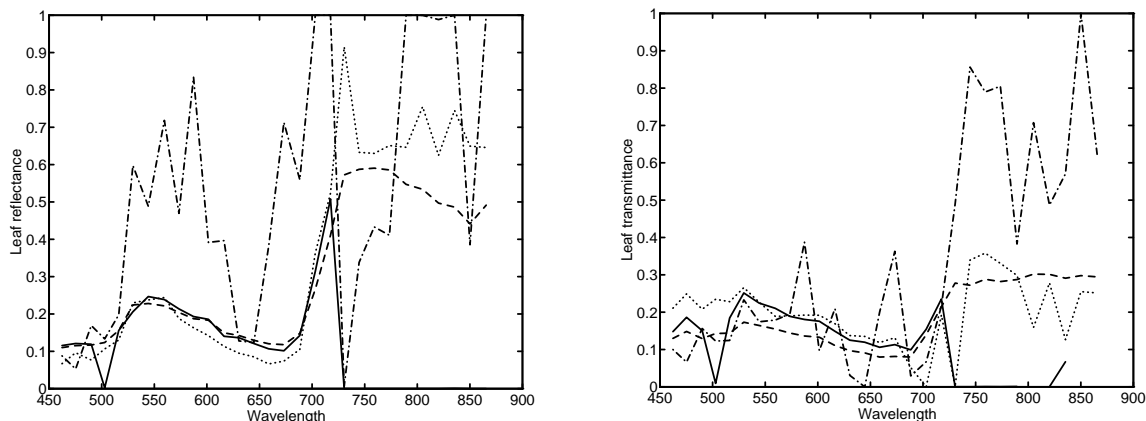


Figure 20. a) Réflectance et b) transmittance des feuilles de coton, en fonction de la longueur d’onde, d’après les données ASAS.
 - Hapke -- Verstraete -. Deering .. SAIL

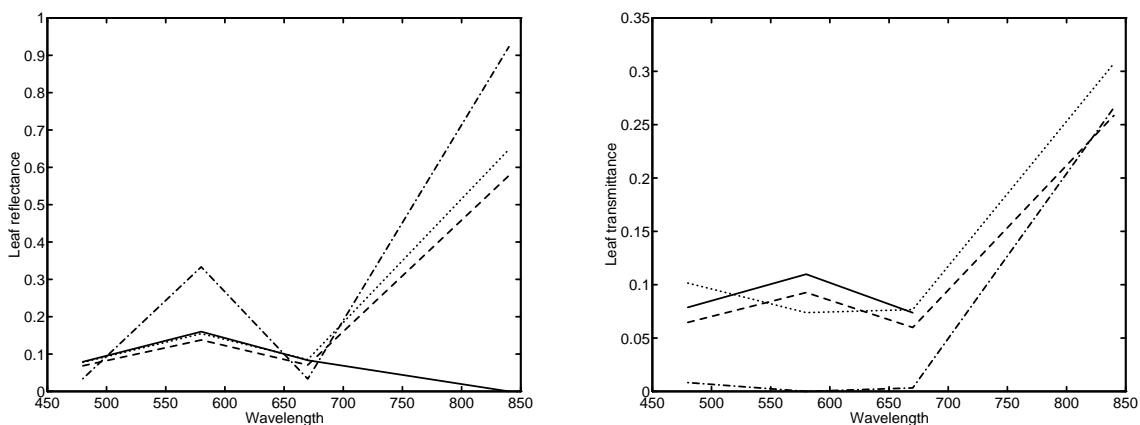


Figure 21. a) Réflectance et b) transmittance des feuilles de coton, en fonction de la longueur d’onde, d’après les données Exotech aéroporté.
 - Hapke -- Verstraete -. Deering .. SAIL

On peut aussi remarquer que les valeurs de réflectance apparaissent plus réalistes que les valeurs de transmittance. Les deux apparaissent un peu élevées et devraient être comparées à des mesures de terrain.

Le modèle SAIL utilise également comme paramètre le LAI. Mais l’estimation de ce paramètre, en utilisant la méthode décrite, apparaît très aléatoire. En fait, la valeur estimée dépend de la bande spectrale utilisée, ce qui ne présente pas de signification physique. C’est pourquoi l’estimation de ce paramètre par l’inversion de modèles de réflectance bidirectionnelle a fait l’objet d’une étude spécifique, décrite plus loin.

5.2.2 Echantillonnage limité

Pour se replacer dans un contexte satellitaire, on doit se rappeler que l’échantillonnage

angulaire accessible à un instrument orbital est rarement aussi complet que celui disponible dans cette étude. En fait, dans la plupart des cas, un satellite situé sur une orbite héliosynchrone n'a accès qu'à un secteur angulaire assez limité. Comme nous le verrons dans le chapitre suivant, c'est le cas de l'instrument AVHRR sur les plate formes NOAA. On peut cependant remarquer que le secteur accessible pour ce satellite est généralement assez proche du plan solaire. Comme on l'a déjà remarqué, ce plan est le théâtre des effets directionnels les plus marqués.

Pour tenter d'évaluer la sensibilité de la procédure d'inversion à ce type de limitation, nous avons réalisé le même traitement que précédemment, en n'utilisant que les données acquises dans le plan solaire. En utilisant le modèle en mode direct avec les paramètres retrouvés par l'inversion, on peut alors comparer les mesures acquises à l'extérieur du plan solaire avec leur valeurs simulées. Ce test a été réalisé en utilisant le modèle de Rahman et les sites sol nu et coton. Les résultats statistiques de ces comparaisons sont portés sur la figure 22. On peut remarquer que l'erreur quadratique moyenne obtenue est sensiblement du même ordre de grandeur que celles obtenues lors de l'inversion sur le jeu de données complet. En revanche, le coefficient de corrélation semble plus sensible surtout dans le cas du coton. Cette sensibilité, exhibant une fois encore un comportement spectral, est due à une légère sous estimation des effets directionnels dans le plan perpendiculaire.

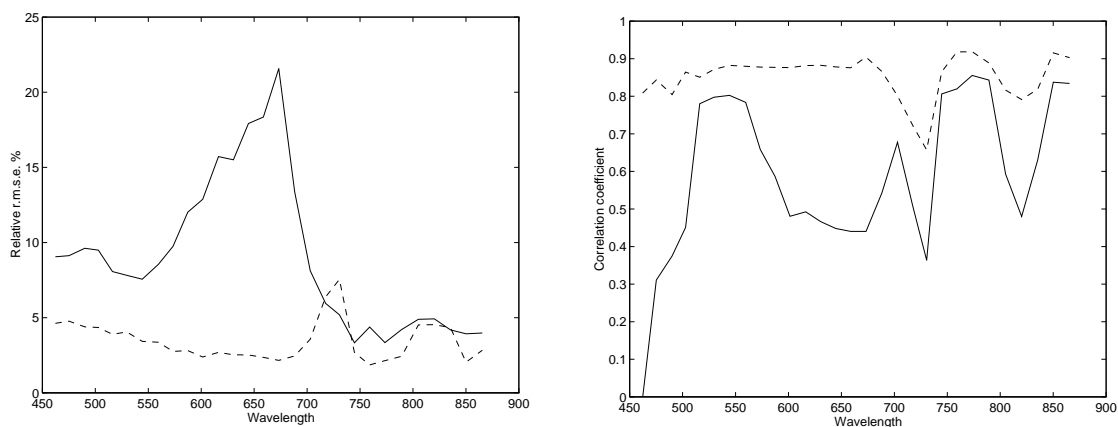


Figure 22. a) Erreur quadratique moyenne, b) coefficient de corrélation obtenus en n'utilisant que les mesures acquises dans le plan solaire. - Coton, -- Sol nu.

5.2.3 Conséquences

Les implications de cette expérience pour la suite du déroulement de l'étude peuvent se résumer de la manière suivante:

- Il apparait possible de déterminer les paramètres d'un modèle de réflectance bidirectionnelle caractéristique d'une surface donnée, uniquement à partir des mesures de réflectances effectuées sur cette surface, sans *a priori* sur aucun de ses paramètres radiatifs.
- Cette détermination permet de simuler les réflectances dans toutes les directions, éventuellement celles inaccessibles à la mesure avec une robustesse satisfaisante.
- On devra néanmoins garder en mémoire la dépendance spectrale des précisions à attendre. De même, les zones fortement végétalisées poseront probablement les problèmes les plus aigus.

On peut retenir également que les modèles se classent suivant la qualité de l'inversion indépendamment de leur catégorie. Enfin, on peut souligner que le modèle de Rahman apparait comme très satisfaisant sur tous les types de surface.

5.3 La zone HAPEX

Pour évaluer le comportement de la méthode une fois transposée à l'échelle satellitaire, nous avons profité des mesures acquises dans le cadre de l'expérience HAPEX-SAHEL. Cette expérience, dont la période d'observation intensive a eu lieu pendant l'été 1992, sur une zone de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ autour de Niamey (Niger), était destinée à améliorer la compréhension des interactions entre cette région du Sahel et la circulation générale atmosphérique, en particulier du point de vue des mécanismes d'apparition de la sécheresse qui sévit dans cette région depuis 25 ans (Goutorbe *et al.*, 1992, [32]). Au cours des différentes campagnes, de nombreuses mesures de réflectance de surface, aéroportées et satellitaires ont été effectuées et notamment, une vaste collection d'images fournies par l'instrument AVHRR, à sa résolution nominale de 1.1 km, sur un pas de temps quasi quotidien. Ces données sont disponibles sur une période de mai à octobre pour les années 1991 et 1992. Les prétraitements effectués incluent une correction géométrique afin de rendre toutes les images superposables, un étalonnage en réflectance, des corrections atmosphériques et un filtrage des données contaminées par les nuages ou les aérosols

Notre expérience sur les données de la zone HAPEX à été conduite en deux parties:

- Développement et test de la méthode d'inversion sur une zone désertique, stable temporellement.
- Extension au degré carré défini pour l'expérience HAPEX-SAHEL.

En fait, l'extension à la zone complète n'a été réalisée que pour un seul modèle: Rahman. Ceci en raison de son extrême robustesse, de sa facilité d'inversion (en terme de temps de calcul) et d'autre part de la similarité des résultats obtenus jusque là. Il est bien évident qu'un test extensif sur tous les modèles devrait être conduit, au moins sur des types de surfaces plus variés que ceux étudiés jusqu'à présent. D'autre part, et ce dès la première étape, le modèle SAIL a été abandonné. Le temps de calcul nécessaire à son inversion est en effet beaucoup plus élevé que pour les autres modèles et le rend inapplicable pour une zone étendue, *a fortiori* à l'échelle globale.

5.3.1 Préparation des données

5.3.1.1 Corrections géométriques

Ces corrections ont été effectuées de manière automatique par corrélation des images entre elles. Ce système garantit une co-localisation entre deux images non nuageuses avec une erreur quadratique moyenne d'environ un pixel. L'échantillonnage dans une géométrie de référence est alors effectué par rapport à une carte. Dans le cas de ces données, la projection cartographique choisie est la Plate Carrée.

5.3.1.2 Etalonnage en réflectance

Comme expliqué au paragraphe 3.2.2, nous avons appliqué un étalonnage aux comptes numériques fournis par le détecteur afin de les transformer en réflectances. Cet étalonnage a été effectué en utilisant les paramètres publiés par Kaufman et Holben, (1992, [48]) disponible à un pas de temps de 6 mois et interpolés linéairement entre deux mesures.

5.3.1.3 Corrections atmosphériques

Afin de minimiser l'impact de l'atmosphère sur les valeurs de réflectances, nous avons appliqué des corrections atmosphériques selon la méthode décrite dans Rahman et Dedieu, (1994, [96]). Les paramètres nécessaires à cet algorithme sont: le contenu en vapeur d'eau

dans l'atmosphère, le contenu en ozone et l'épaisseur optique des aérosols. Des mesures de contenu en vapeur d'eau, obtenues par radio sondage, ont été fournies par le service Météorologique du Niger, les valeurs de contenu en ozone sont extraites d'une climatologie (London *et al.*, 1976, [69]) et une valeur fixe de l'épaisseur optique (0.2) a été utilisée.

5.3.1.4 Filtrage

Cette opération est une partie délicate de la préparation des données. La qualité de l'information contenue dans les mesures satellitaires repose en effet sur un filtrage efficace des mesures contaminées ou non significatives. Le principe retenu dans le cadre de ce travail utilise la disponibilité, sur l'instrument AVHRR, de longueurs d'onde thermiques. Les effets de la contamination par les nuages se traduisent sur cet instrument principalement par:

- Une augmentation des réflectances visible et proche infra rouge.
- Une diminution de la température de surface mesurable par le biais des deux canaux thermiques.
- Dans le cas de nuages fractionnés, on observe également une augmentation du contraste local

D'autre part, l'effet des aérosols contenus dans l'atmosphère est principalement de diminuer le contraste local de l'image.

L'algorithme de filtrage retenu se compose pour ces raisons de deux étapes:

- Seuillage des réflectances à un niveau susceptible d'être représentatif de la réflectance des nuages (ici 0.5 pour le visible et 0.6 pour le proche infra-rouge), et des températures de surface suivant un critère équivalent (ici 293°K). (figure 23)
- Les données retenues par la première étape sont alors utilisées pour évaluer le contraste local de l'image dans une fenêtre de 7x7 pixels. Ces contrastes sont alors filtrés suivant leur moyenne temporelle avec une tolérance de 0.5 fois leur écart type temporel. Cette valeur de 0.5 est issue de l'expérience. (figure 24)

A l'issue de ce filtrage, sur ce cas test, uniquement 26% des données initialement disponibles

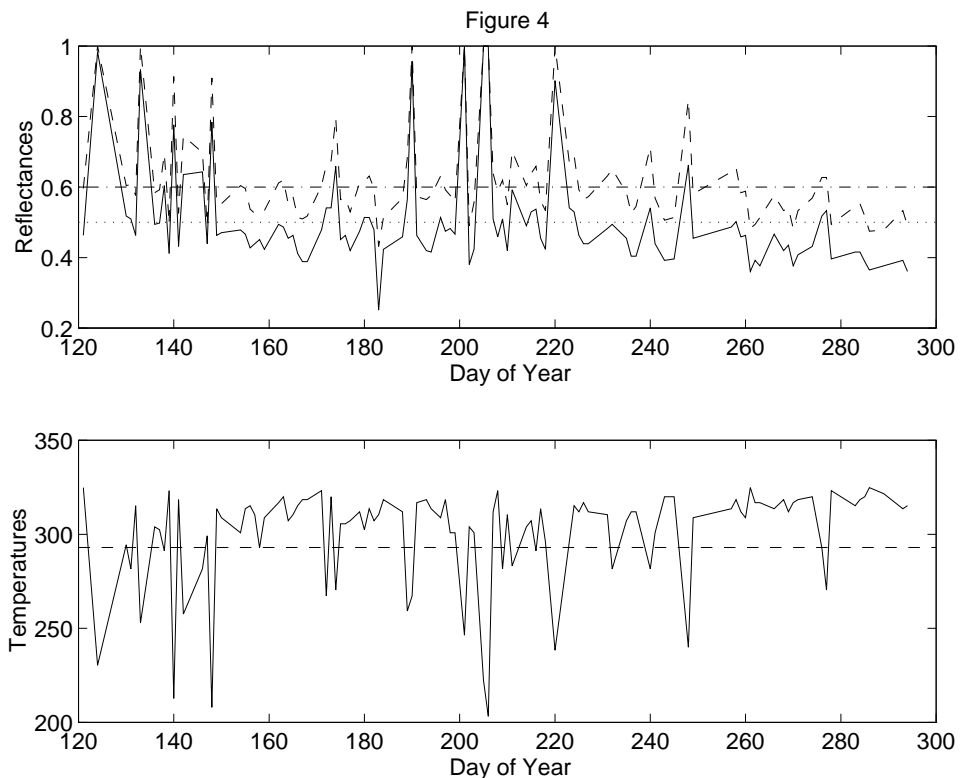


Figure 23. Signaux bruts, au dessus du Niger, et les seuils appliqués.

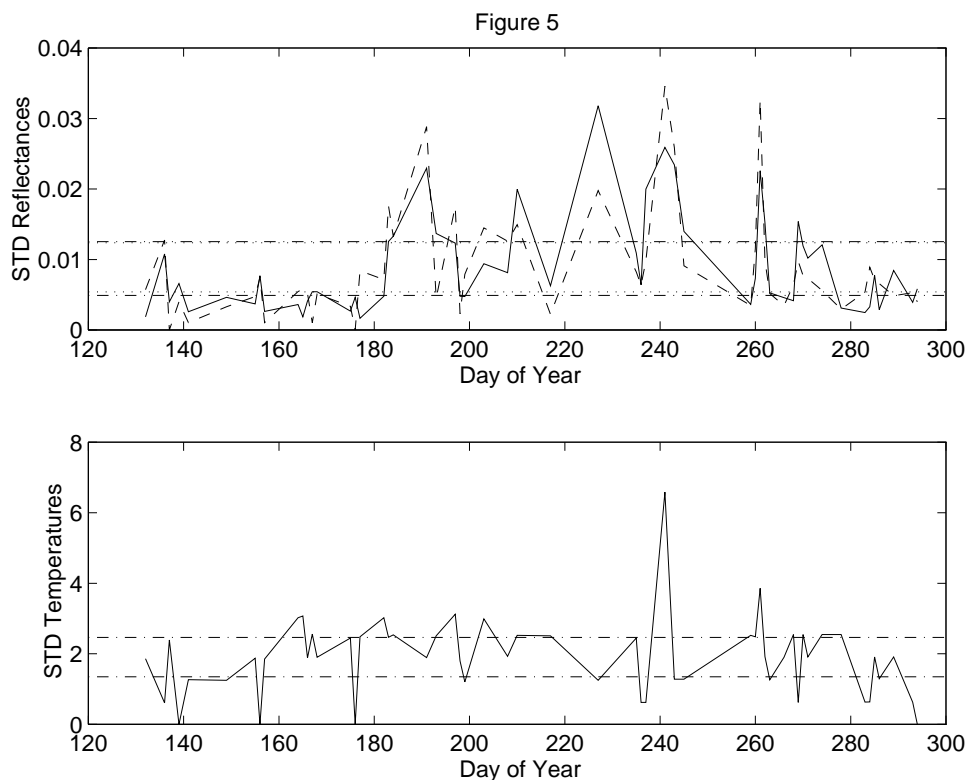


Figure 24. Contraste local de l'image (en écart type), et les seuils haut et bas appliqués ont été retenues.

5.3.2 Test de la méthode

La première partie, considérée comme un test de la méthode développée dans des conditions réelles, s'est donc déroulée sur un site choisi pour sa stabilité temporelle, un peu au Nord de la zone Hapex. Ce site a été choisi d'après l'examen de l'enneigement et en considérant en particulier l'évolution temporelle de la valeur de l'indice de végétation, l'objectif étant de trouver une cible peu susceptible d'évoluer dans le temps, au moins sur une période de 6 mois. Ceci afin de limiter les problèmes d'échantillonnage au maximum.

Les résultats statistiques des inversions sont portés dans la table 5, pour chaque modèle et chaque longueur d'onde, VISible et Proche Infra Rouge. Les colonnes Param. présentent les valeurs des paramètres retrouvés, C représente le coefficient de corrélation et r.m.s.e. l'erreur quadratique moyenne. Pour l'ensemble des modèles, l'erreur quadratique moyenne varie de

Table 5. Résultats statistiques des inversions réalisées sur site désertique

Model		VIS			PIR			
		Param.	C	rmse	Param	C	rmse	
Ross	ρ_{sol}	0.400*	0.469	0.0334	ρ_{sol}	0.522	0.510	0.0327
	Θ	-0.639			Θ	0.561		
	χ_1	-0.400*			χ_1	0.400*		
	L	0.004			L	0.008		
Verstræte <i>et al.</i>	ω	0.729	0.424	0.0340	ω	0.812	0.480	0.0335
	Θ	-0.051			Θ	0.035		
	χ_1	-0.224			χ_1	0.075		
	$2r\Lambda$	0.392			$2r\Lambda$	0.431		
Shibayama and Wiegand	R_0	0.443	0.610	0.0295	R_0	0.545	0.617	0.0299
	β_0	0.588			β_0	0.745		
	β_1	-0.275			β_1	0.275		
	β_2	-0.431			β_2	0.431		
Deering <i>et al.</i>	r	1.000*	0.672	0.0271	r	0.914	0.585	0.0311
	t	0.165			t	0.000*		
	f	0.788			f	0.812		
	r_0	0.592			r_0	0.686		
	r_p	0.102			r_p	0.000*		
	S	0.118			S	0.039		
Roujean <i>et al.</i>	k_0	0.467	0.681	0.0271	k_0	0.565	0.600	0.0308
	k_1	0.067			k_1	0.035		
	k_2	-0.027			k_2	0.145		
Rahman <i>et al.</i>	ρ_{sol}	0.314	0.697	0.0262	ρ_{sol}	0.431	0.617	0.0300
	κ	1.000			κ	0.957		
	Θ	0.012			Θ	0.035		
Hapke	ω	0.878	0.610	0.0422	ω	0.941	0.655	0.0381
	Θ	-0.192			Θ	0.161		
	h	0.282			h	0.565		
	S_H	0.000*			S_H	0.000*		

0,0262 à 0,0422 (environ 10% de la valeur moyenne) dans le canal visible. Les résultats sont

légèrement meilleurs dans le proche infra rouge, avec des r.m.s.e. comprises entre 0,0299 et 0,0381 (soit moins de 9% de la valeur moyenne). Dans tous les cas, les coefficients de corrélation obtenus sont faibles: moins de 0,5 pour le visible et moins de 0,78 pour le proche infra rouge.

Les modèles utilisés ici, comme indiqués dans le paragraphe 4.3, sont utilisés sans attacher d'importance à leur domaine de validité déclaré. La méthode adoptée se veut résolument applicable à l'échelle globale, et il serait bien trop contraignant pour cela de délimiter des domaines d'applicabilité de telle ou telle sous-méthode. En conséquence, il n'est pas surprenant de voir des paramètres physiques prendre des valeurs sans signification, bien que quelques uns, tels la réflectance de sol nu ou l'albédo de simple diffusion apparaissent plausibles. Par exemple, la valeur de LAI estimée par le modèle de Ross est proche de zéro pour les deux canaux, mais le paramètre d'orientation des feuilles n'a pas de signification. En fait, ce dernier, comme d'autres, apparait très influencé par la valeur des bornes appliquées lors de l'inversion. Ces bornes conduisent à l'obtention de paramètres "bloqués" repérés par un * dans le tableau. L'ajustement de ces modèles a également été réalisé hors contraintes mais les valeurs des paramètres peuvent alors devenir totalement dépourvues de sens.

Dans tout ce qui précède, nous avons supposé que les variations observables étaient dues principalement aux effets des différentes géométries d'acquisition. Ces variations peuvent être simulées en utilisant les modèles avec les paramètres estimés lors de l'inversion. Ces simulations sont représentées sur la figure 25. Tous les modèles présentent des évolutions similaires et apparaissent capables de simuler ces observations.

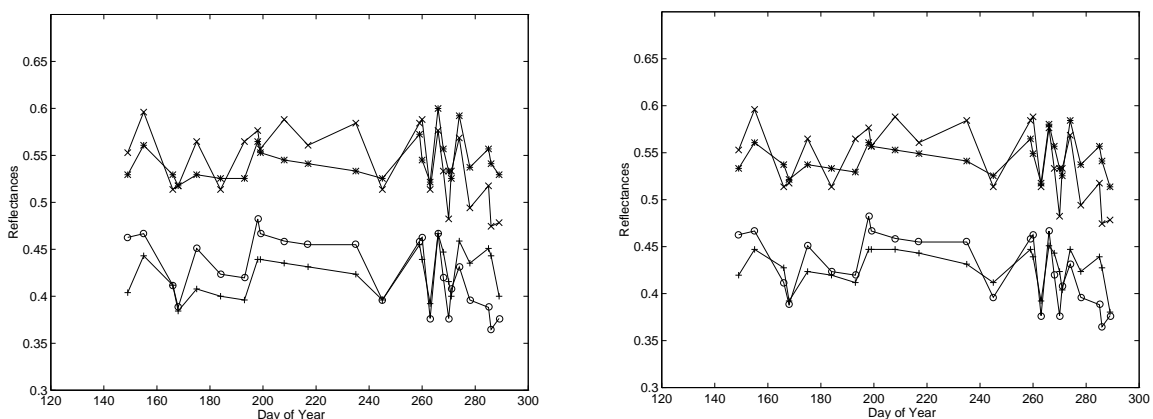


Figure 25. Evolution temporelle des réflectances mesurées(-o- visible, -x- proche infra rouge) et simulées (-+- visible, -* - proche infra rouge). a) Verstraete, b) Roujean.

Il est important de rappeler qu'une part des effets de contamination atmosphérique influence encore ces observations. Néanmoins, en supposant que les variations observées sont dues à des variations de la géométrie d'acquisition, on peut évaluer l'amplitude de ces variations directionnelles à environ 30% du signal moyen dans chacun des canaux. Les modèles apparaissent capables de simuler une grande partie de ces variations mais semblent saturer aux basses réflectances. Cette saturation apparaît pour les configurations de diffusion avant prononcée (avec le maximum d'ombrage) et est particulièrement évidente si on représente les réflectances simulées en fonction des réflectances mesurées (figure 26). Un comportement similaire peut être remarqué sur les figures fournies par différents auteurs (par exemple: Pinty et Ramond, 1986, [90], Rahman *et al.*, 1993, [94]).

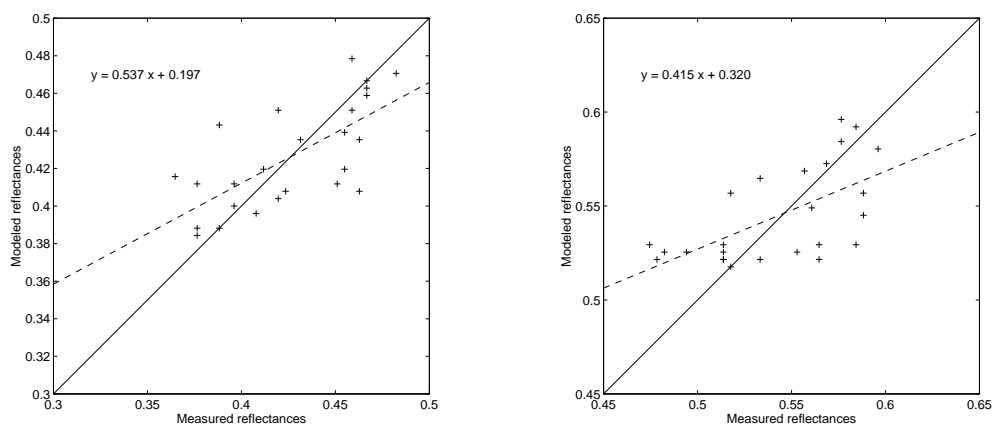


Figure 26. Comparaison entre les réflectances mesurées et simulées par le modèle de Hapke
a) canal visible, b) canal proche infra rouge

Pour illustrer la manière dont les modèles simulent la réflectance bidirectionnelle de la surface, on a tracé sur la figure 27 le diagramme de BRDF donné par un des modèles en utilisant le jeu de paramètres retrouvé grâce à l'inversion. L'angle zénithal solaire a été fixé à 45° pour cette simulation. Alors que tous les modèles peuvent reproduire l'évolution temporelle du signal, ils apparaissent très différents dès lors que la configuration géométrique varie plus largement.

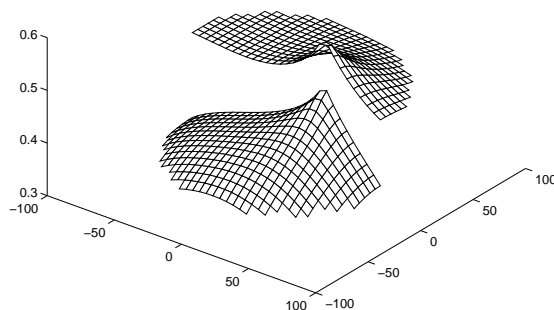


Figure 27. Diagramme de réflectance bidirectionnelle de la surface, selon le modèle de Rahman. Canal visible au premier plan, canal proche infra rouge au fond. (zone désertique)

On peut voir sur la figure 28, représentant les réflectances simulées par les différents modèles

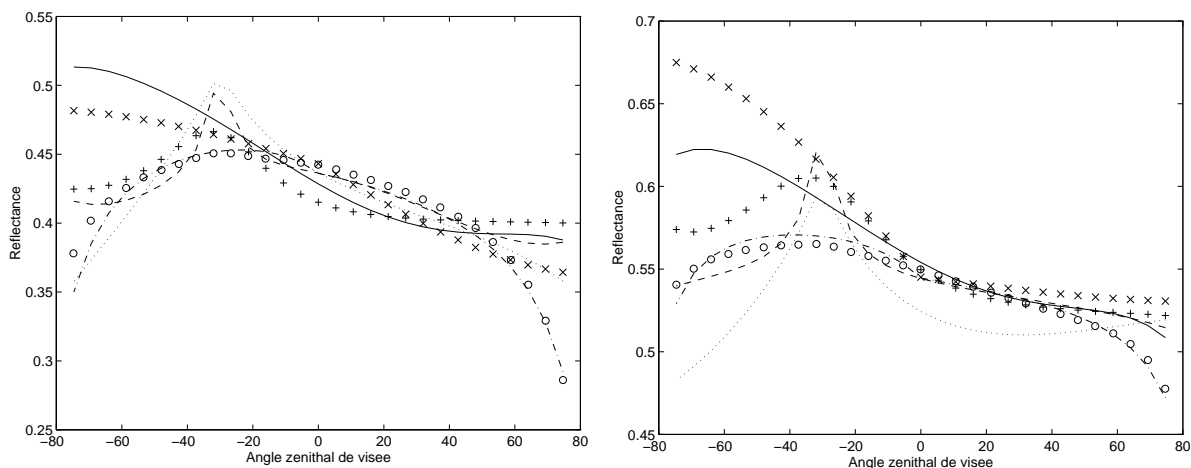


Figure 28. Réflectances simulées par les différents modèles dans le plan solaire pour le site désertique. Angle zénithal solaire 30°. a) visible, b) proche infra rouge.
 - Hapke -- Verstraete . Deering .. Rahman o Roujean x Shibayama + Ross

dans le plan solaire, que quelques traits sont néanmoins communs: une plus grande réflectance dans les conditions de diffusion arrière que vers l'avant, et, si on s'intéresse à plusieurs angles d'incidence, une légère augmentation de la réflectance avec l'angle zénithal de visée (surtout dans le canal visible). Les expériences de terrain montrent des caractéristiques similaires (Kimes, 1983, [52], Kimes *et al.*, 1985, [54], Irons et Smith, 1990, [46]). De plus les modèles de Ross, Verstraete et Rahman prédisent également la présence d'un Hot Spot, quoique de faible amplitude au dessus du sol nu.

Pour intégrer ces valeurs de réflectances en albédo, nous avons appliqué aux modèles une formule d'intégration de Gauss Legendre sur une grille de 16x16 (en azimuh relatif et angle zénithal de visée).

$$A(\theta_s) = \sum_{i=1}^{16} \sum_{j=1}^{16} v_i w_j \rho(\theta_s, \theta_{vi}, \varphi_j) \quad (\text{Eq. 24})$$

Où v_i et w_j représentent les poids appliqués pour chaque couple de coordonnées θ_{vi} , φ_j et calculés à l'aide de la bibliothèque NAG. $\rho(\theta_s, \theta_{vi}, \varphi_j)$ représente la réflectance prédite par chaque modèle en utilisant les paramètres issus de l'inversion. $A(\theta_s)$ est la réflectance hémisphérique directe, soit l'albédo direct défini dans l'équation 8. Les résultats de ces calculs sont représentés sur la figure 29. A première vue, la différence réside dans les comportements des différents modèles. De manière générale, les modèles à base physique (Ross, Verstraete, Hapke) montrent un comportement en accord avec les mesures de terrain. En effet, une légère augmentation de l'albédo avec l'angle zénithal solaire est une caractéristique commune à toutes les mesures sol. Les différences sont alors de moins de 10% pour Ross à plus de 35% pour Hapke. Le modèle de Deering fait exception à cette constatation. Les modèles empiriques ou semi empiriques montrent des comportements différents: une légère décroissance de l'albédo avec l'angle zénithal solaire. Toutefois, l'ensemble des modèles montre un bon accord pour la valeur absolue de l'albédo pour un soleil au zénith, les valeurs fournies par les différents modèles sont reportées dans la table 6.

Table 6. Albédo au zénith pour les différents modèles.

Modèle	Visible	Proche IR
Ross	0.424	0.549
Verstraete	0.408	0.541
Deering	0.455	0.596
Shibayama	0.416	0.545
Roujean	0.416	0.549
Rahman	0.427	0.549
Hapke	0.420	0.545

Les différences observées entre les différents modèles peuvent résulter de trois causes:

- Des comportements différents pour de grands angles de visée dus à un échantillonnage insuffisant dans cette direction.

- Considération ou non du Hot Spot.
- Saturation plus ou moins importante dans les configurations de diffusion avant.

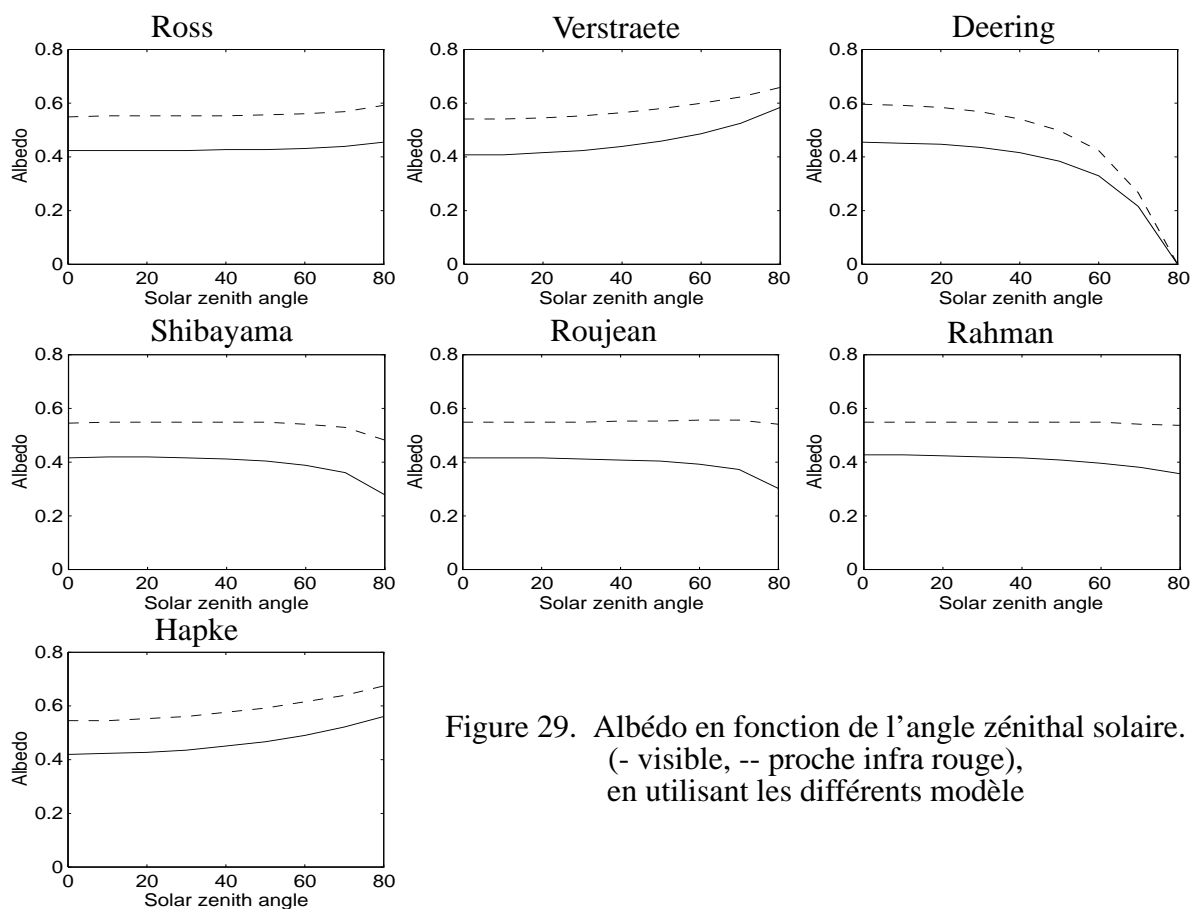


Figure 29. Albédo en fonction de l'angle zénithal solaire. (- visible, -- proche infra rouge), en utilisant les différents modèle

La méthode décrite ci dessus a été appliquée avec le modèle de Rahman sur des données extensives couvrant le degré carré défini pour l'expérience HAPEX-SAHEL.

5.3.3 Le degré carré HAPEX-SAHEL

Le problème posé ici est légèrement différent du point de vue de la manière de recueillir un échantillonnage angulaire suffisant. La méthode décrite ci dessus considérait que la surface observée ne connaissait pas d'évolution au cours de la période d'observation. Pour garantir la validité de cette hypothèse à plus grande échelle et sur des zones végétalisées, il est nécessaire de réduire la période d'observation. Dans cette étude, la période a été fixée à un mois, et une inversion a été réalisée sur un jeu de données couvrant la période d'observation intensive où eurent lieu toutes les mesures terrain (septembre 1992). Pour cette période, 39 acquisitions AVHRR sur NOAA-11 sont disponibles. On rappelle que le mécanisme de filtrage élimine

environ 1/4 de ces données.

Afin de conserver un moyen suffisamment synthétique d'évaluer la qualité de l'inversion, cette qualité est examinée ici à l'échelle du jeu de données complet. C'est à dire que chaque valeur, pour chaque date d'acquisition est comparée à son homologue simulée et que les estimateurs d'erreurs sont évalués sur cette comparaison. Ainsi pour résultat de l'inversion, on peut présenter la figure 30, qui est un histogramme bidimensionnel des réflectances mesurées et simulées pour tous les points de l'image, pour toutes les dates d'acquisition. La teinte de gris représente les plus fortes densités de points. D'un point de vue statistique, les résultats de l'inversion sont résumés dans le tableau suivant:

Table 7. Résultats statistiques de l'inversion sur le degré carré

Canal	r.m.s.e	C
Visible	0.027	0.832
Proche infra rouge	0.026	0.920

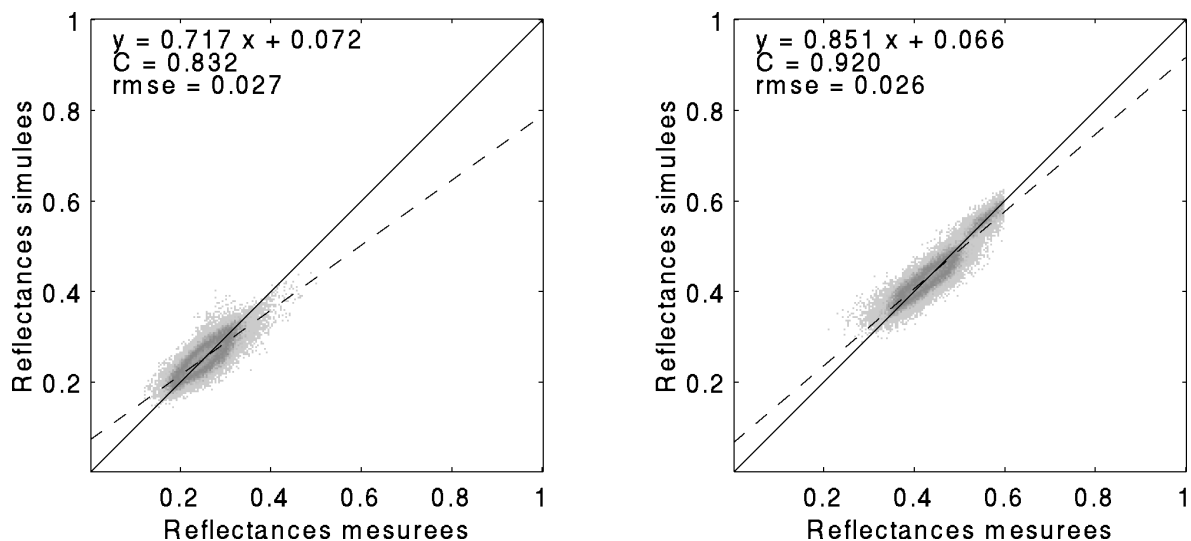


Figure 30. Comparaison entre les réflectances mesurées et simulées sur le degré carré
a) canal visible b) canal proche infra rouge.

Ces résultats semblent bien meilleurs que ceux obtenus précédemment sur le cas test de zone désertique. Il faut toutefois souligner que la dynamique propre à l'image, restituée dans les réflectances simulées, permet d'accroître considérablement le coefficient de corrélation.

Quant à l'image d'albédo obtenue (figure 31), elle reflète ce dernier point. Les points manquants (en noir sur l'image) sont des échantillons pour lesquels les données disponibles ne

sont pas suffisantes (en nombre ou en échantillonnage angulaire) pour mener à bien le processus d'inversion. D'autre part certains points, mis à zéro sur l'image, représentent un fonctionnement incorrect de la procédure d'inversion.

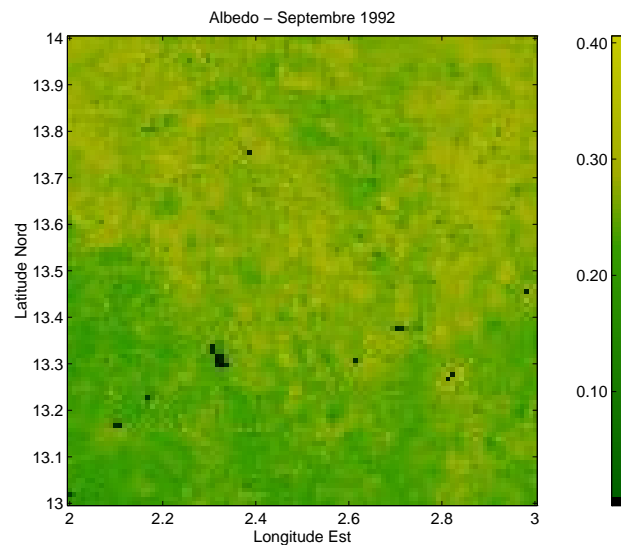


Figure 31. Carte d'albédo estimée d'après l'inversion du modèle de Rahman, sur le degré carré. Soleil au zénith

Cette carte fait apparaître des traits essentiels réalistes. Notamment, le gradient Nord Sud, caractéristique de cette zone du Sahel, est bien représenté. En revanche, les structures plus fines, telles la vallée du Niger sont "gommées". Cet effet peut avoir deux causes (ou une combinaison des deux):

- La précision de la correction géométrique est insuffisante pour autoriser le modèle à en prendre compte. En d'autres termes, les données acquises sur la vallée du Niger sont "mélangées" aux données acquises aux environs.
- La disparité des résolutions au nadir et sur les bords de la fauchée de l'instrument AVHRR (paragraphe 3.3.3) ne permet en fait que d'accéder aux structures de taille supérieure à la résolution la plus mauvaise, en l'occurrence environ 6km x 4km.

Une évaluation plus détaillée de cette carte, au moyen de comparaisons avec d'autres sources de mesure de l'albédo sera abordée au chapitre suivant.

5.4 Le monde

Pour appliquer cette méthode à l'échelle globale, nous avons utilisé l'archive globale GVI décrite au paragraphe 3.3.4. Ce jeu de données, très largement sous échantillonné, est loin d'être l'archive idéale pour le genre d'expérience menée ici. Néanmoins, il est le seul jeu de données de cette ampleur disponible. Notre choix s'est porté sur les années 1987 et 1988 en raison de la disponibilité de cartes provenant d'autres sources pour ces mêmes années. L'archive GVI fournit pour cette période un ensemble de 105 images globales dans 4 des 5 canaux disponibles sur l'instrument AVHRR. Du fait de la lourdeur de la mise en œuvre de la méthode sur un tel jeu de données, seul le modèle de Rahman a été utilisé pour les raisons qui ont été exposées au paragraphe 5.3.

5.4.1 Préparation des données

Les étapes détaillées au paragraphe 5.3.1 ont été reprises, avec quelques différences, inhérentes au type du jeu de données.

5.4.1.1 Corrections géométriques

Ces corrections sont effectuées en routine par la NOAA pour la production de l'archive GVI. On en trouvera une description détaillée dans Goward *et al.* (1993, [30]). On peut souligner que, du fait du sous échantillonnage spatial, qui ne sélectionne pas forcément le même échantillon pour chaque image globale, les problèmes de superposition sont quasiment insolubles.

5.4.1.2 Etalonnage en réflectance

Cette étape est réalisée de la même manière et en utilisant la même source de paramètres d'étalonnage qu'au paragraphe 5.3.1.2. On peut rappeler que l'année 1988 ayant vu la fin de la vie du satellite NOAA-9, les coefficients d'étalonnage disponibles pour cette époque sont certainement moins précis que pour le reste de l'archive. D'autre part, due à une dérive de ce satellite sur son orbite, on observe un décalage de l'heure de passage à l'équateur d'environ 2 heures entre le début et la fin de la vie de la plate-forme. Cette dérive a un impact important sur l'échantillonnage angulaire disponible. Dans le cas des canaux thermiques, ceux ci sont déjà étalonnés en température de brillance par la NOAA. La température de surface est

estimée par l'utilisation de la technique de Split Window décrite dans Kerr et al. (1993, [50]).

5.4.1.3 Corrections atmosphériques

La méthode utilisée est toujours celle décrite dans Rahman et Dedieu (1994, [96]). Toutefois, les paramètres atmosphériques sont ici extraits de climatologie. On a utilisé pour les valeurs de climatologies pour le contenu en vapeur d'eau (Oort, 1983, [80]) et pour le contenu en ozone (London *et al.*, 1976, [69]) et une valeur constante de 0,05 à 550 nm pour l'épaisseur optique des aérosols. Cette valeur étant justifiée par le filtrage précédemment effectué, elle représente en fait la plus faible épaisseur optique moyenne.

5.4.1.4 Filtrage

La procédure de filtrage utilisée ici est décrite en détail dans Berthelot *et al.* (1995, [7]). Elle comprend une série de seuillages en réflectance et en température de surface, mais également une interprétation automatique de l'évolution du signal de l'indice de végétation issue de la méthode BISE (Viovy *et al.*, 1992, [118]). Ce filtrage, très complet, ne retient qu'environ 10% des images pour les zones tropicales. Cette effet de décimation des échantillons est bien évidemment un obstacle à l'estimation de l'albédo de surface dans ces régions.

5.4.2 Résultats

L'inversion est donc effectuée point par point, sur toute la surface du globe. Afin d'assurer un échantillonnage suffisant, une période de 5 semaines, centrée sur le milieu de chaque mois, est considérée. Le calcul global inclus donc une inversion par pixel et par mois. Les images originales sont alors simulées dans les configurations géométriques originales pour comparaison. De même que dans le paragraphe 5.3.3, les comparaisons sont effectuées pour toutes les images, pour tous les points. Les résultats statistiques de ces inversions sont résumés sur la figure 32 pour l'année 1987 et la figure 33 pour l'année 1988. Cette dernière est intéressante à plus d'un titre puisqu'elle a vu la fin du satellite NOAA-9 et que les données disponibles dans la dernière partie de la vie de ce satellite sont très dégradées. On observe toutefois un assez bon accord entre les réflectances mesurées et les réflectances simulées, quoique l'ajustement semble légèrement moins bon que pour 1987.

Malgré toutes les précautions prises au moment de la préparation des données, ou à cause

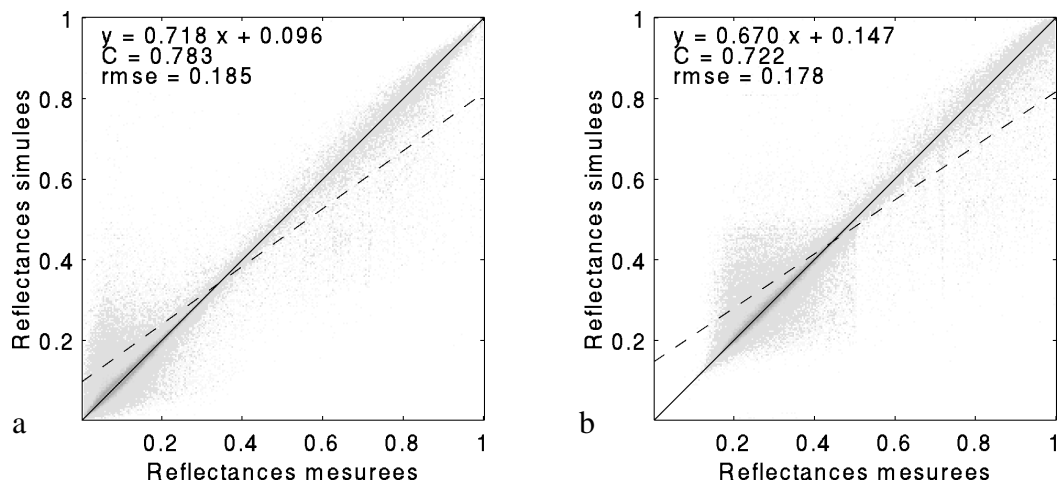


Figure 32. Résultats de l'inversion globale, année 1987, modèle de Rahman
a) canal visible, b) canal proche infrarouge.

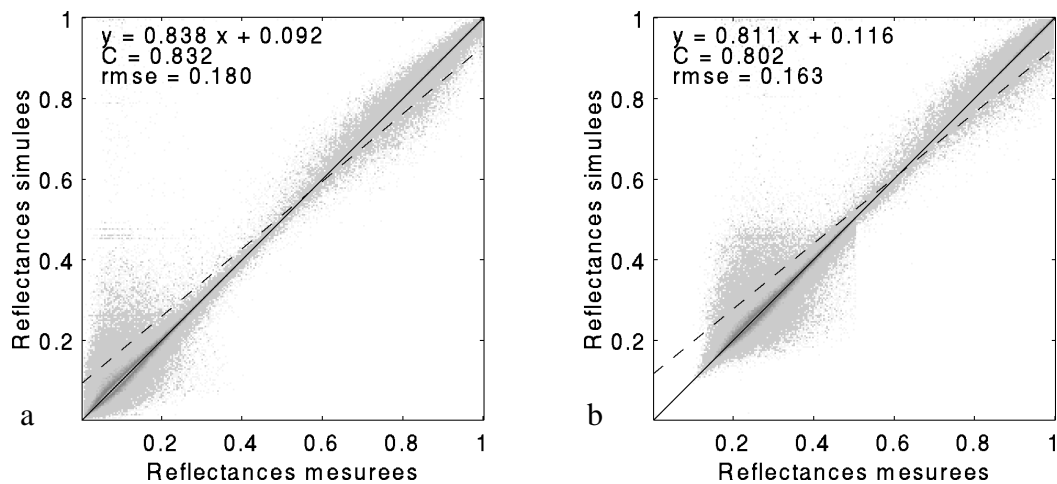


Figure 33. Résultats de l'inversion globale, année 1988, modèle de Rahman
a) canal visible, b) canal proche infrarouge.

d'elles, il arrive fréquemment que la procédure d'inversion ne puisse être menée à bien principalement pour deux raisons:

- Le nombre d'échantillon conservés dans la période d'observation est trop faible pour garantir le succès de la méthode itérative.
- Une partie des échantillons conservés est encore contaminée par l'atmosphère ou les nuages et empêche le modèle d'identifier le comportement de la surface à partir des données non contaminées.

La première étant de loin la plus gênante. Pour ces raisons, une fois la procédure complète

exécutée, et pour pouvoir fournir des cartes d'albédo aussi complètes que possible, il est en général nécessaire de réinterpoler les données obtenues. De plus, on calcule un albédo mensuel, en utilisant pour effectuer les moyennes temporelles, les albédos correspondants aux angles zénithaux solaires effectivement présents à chaque latitude et à chaque saison. Cette prise en compte des populations d'angles zénithaux s'effectue de la manière suivante:

$$A = \sum_{\theta_s = 0}^{90} A(\theta_s) H(\theta_s) \cos \theta_s$$

Où $H(\theta_s)$ représente l'histogramme des angles solaires pour une latitude donnée. Cette somme (et donc l'histogramme correspondant) est calculé avec un pas de 10° en angle zénithal solaire.

Ce calcul est effectué sur une grille de $1^\circ \times 1^\circ$, et permet de calculer des cartes d'albédos comme celles présentées en figure 34.

La première observation concernant ces cartes est que la distribution générale des albédos semble à peu près correctement restituée. En particulier, le gradient Nord-Sud sur l'Afrique de l'Ouest ou la distribution des zones d'albédo faibles, correspondant en général à des zones très végétalisées. On peut remarquer de très nombreux artefacts produits par la réinterpolation (en Amérique du Sud, en Afrique du Sud en Juillet, ...). D'autre part, on peut remarquer sur les cartes que l'albédo du désert (Sahara en particulier) semble varier suivant la saison. Cet effet est lié à la distribution des angles zénithaux solaires suivant les saisons.

Une discussion approfondie sur la qualité de ces résultats sera menée dans le chapitre suivant avec la comparaison à d'autres cartes globales.

5.5 Conclusion

Ce chapitre nous a permis de présenter les résultats obtenus à l'application de notre méthode à différentes échelles, sur différents jeux de données. Les points importants à retenir peuvent se résumer ainsi:

- Il est possible d'ajuster un modèle de réflectance bidirectionnelle sur les jeux de données disponibles. Cet ajustement se voit parfois empêché par un trop petit nombre de données ou

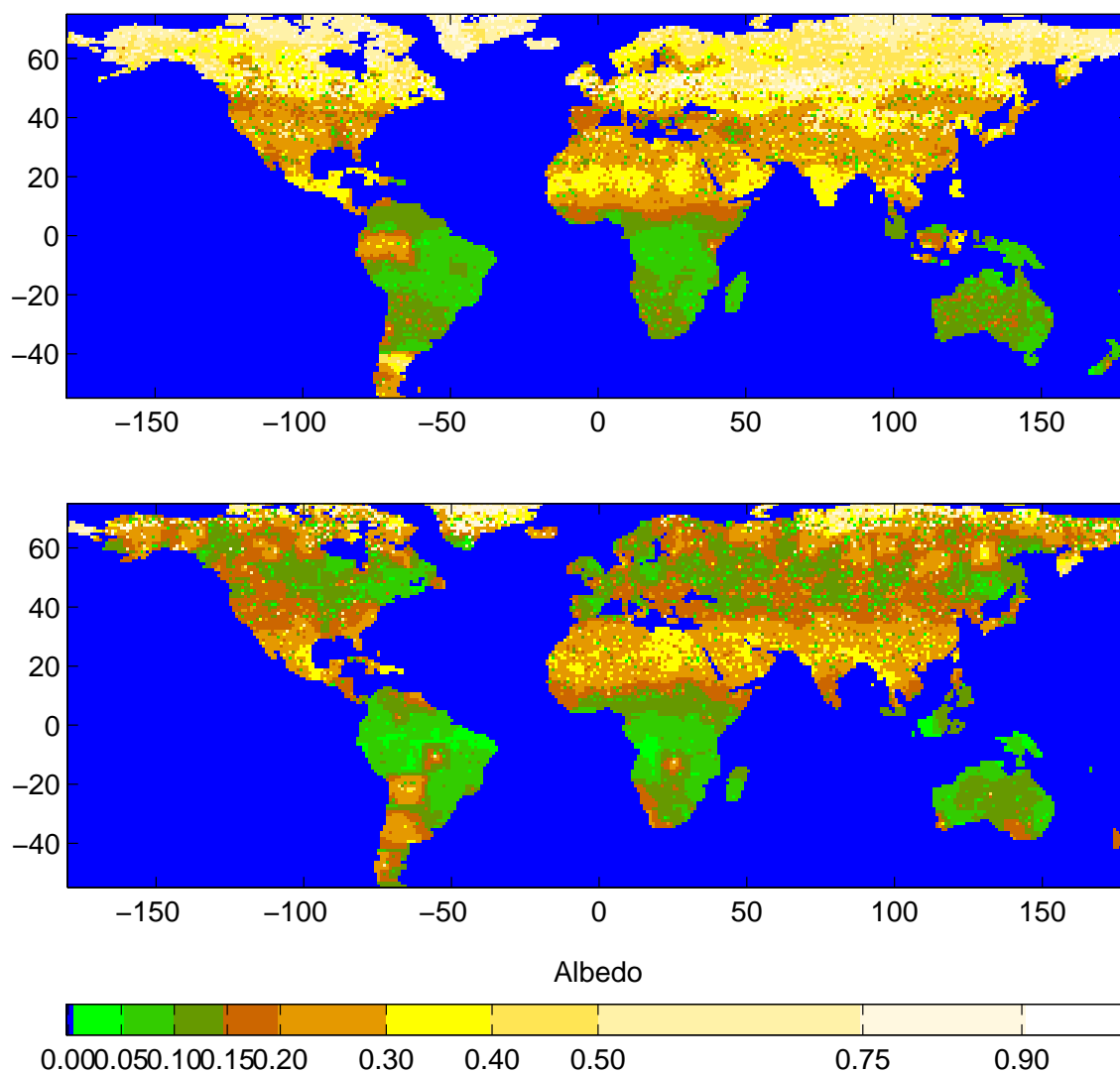


Figure 34. Cartes d'albedo mensuel, estimées à partir des GVI et du modèle de Rahman.
a) Janvier 1987, b) Juillet 1987

par leur pauvre qualité.

- Le résultat de cet ajustement peut être utilisé pour simuler les réflectances du jeu de données original avec une précision de l'ordre de 10% de la valeur moyenne.
- Le résultat de cet ajustement peut être utilisé pour calculer par intégration numérique des cartes d'albedos à une résolution comparable à celle des données originales.

6.1 Validation - Comparaison

Comme décrit dans le paragraphe 4.8, les différentes méthodes de validation sont les suivantes:

- Validation des réflectances simulées: Outre le fait de comparer les réflectances simulées aux réflectances utilisées pour l'initialisation du modèle, il peut être intéressant de comparer des données acquises dans des configurations différentes, fut-ce par un autre capteur.
- Validation des albédos estimés par comparaison à d'autres sources.

Ces méthodes seront appliquées dans ce chapitre et les résultats discutés. D'autre part, il était intéressant d'évaluer la sensibilité du calcul de l'albédo à la précision d'évaluation des paramètres du modèle utilisé. Ceci sera également commenté brièvement.

6.1.1 Validation des réflectances simulées

Ici la comparaison utilise les caractéristiques orbitales de deux systèmes différents NOAA-11 et METEOSAT. Comme on peut le voir sur la figure 35, ces satellites présentent des

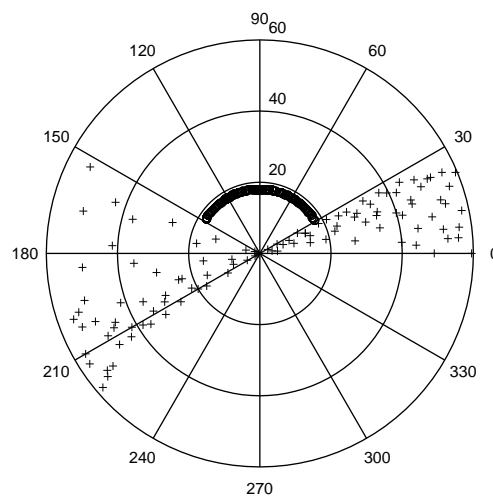


Figure 35. Géométrie d'acquisition de NOAA-11 (+) et de METEOSAT (o) au dessus du Niger pour l'été 1991.

géométries assez différentes de prises de vue, notamment en terme d'azimut relatif. Le jeu de données utilisé dans cette partie est celui correspondant au paragraphe 5.3.2. Les réflectances issues de NOAA-11/AVHRR ont donc été utilisées pour estimer les paramètres des modèles de réflectances, par inversion. Ces mêmes modèles ont alors été utilisés en mode direct pour prédire les réflectances dans les configurations correspondantes aux acquisitions de METEOSAT. Ces réflectances, obtenues dans les deux canaux d'AVHRR sont alors combinées en une réflectance équivalente au canal visible de METEOSAT (Arino *et al.*, 1993, [4]), dégradées à une résolution spatiale comparable et transportée au sommet de l'atmosphère en utilisant les mêmes paramètres atmosphériques que pour la correction des réflectances AVHRR. Ces réflectances simulées sont alors comparées aux réflectances acquises par METEOSAT pendant la même période sur le même site. Les résultats de cette comparaison sont portés sur la figure 36 pour un des modèles, et résumés pour les différents modèles dans la table 8.

Table 8. Statistiques des comparaisons METEOSAT simulé-réel.

	Coefficient de corrélation	r.m.s.e (Réflectance TOA)
Ross	0.92	0.032
Verstraete et al.	0.90	0.030
Shibayama et Wiegand	0.85	0.037
Deering et al.	0.92	0.029
Roujean et al.	0.89	0.030
Rahman et al.	0.90	0.032
Hapke	0.83	0.036

On peut constater que l'ensemble des modèles se comportent bien, avec des différences minimes.

Il faut néanmoins souligner que l'ensemble des traitements appliqués aux données avant leur exploitation peut aider la simulation à ressembler à la mesure. Ainsi, une part de la dynamique observable dans le signal provient de l'atmosphère. Comme nous avons utilisé exactement la même procédure pour corriger les effets atmosphériques dans les données originales puis pour rajouter les mêmes effets atmosphériques sur les données simulées, il se peut que, malgré que les réflectances de surfaces soient erronées, la réflectance au sommet de l'atmosphère reste suffisamment précise. En d'autres termes, il est possible que les erreurs commises dans les deux "traversées" de l'atmosphère se compensent. Enfin, si les domaines d'échantillonnage

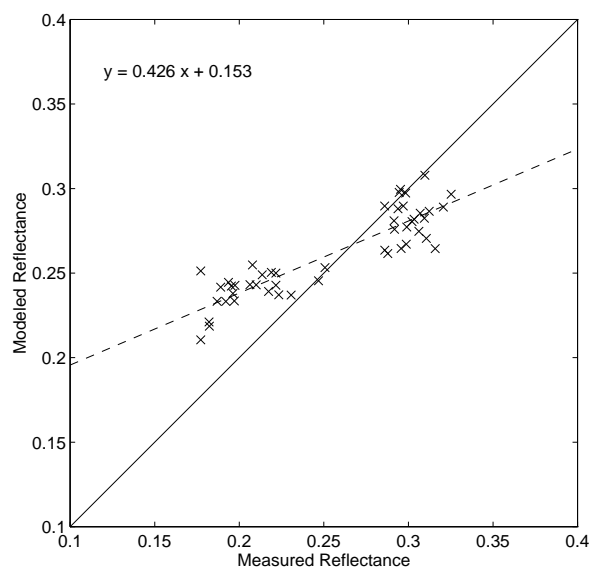


Figure 36. Comparaison des réflectances METEOSAT simulées et mesurées. Modèle de Shibayama et Wiegand.

apparaissent très différents en terme d'azimuth relatif, il faut rappeler que les deux mesures sont acquises quasiment simultanément (entre 11h30 et 13h30 pour AVHRR et à 11h30 et 14h30 pour METEOSAT) et donc avec des angles zénithaux solaires comparables.

Il n'en reste pas moins que cette intercomparaison est très satisfaisante et permet d'envisager d'appliquer la méthode à une expérience d'intercalibration des deux capteurs, comme il sera expliqué dans le paragraphe 7.4.

6.1.2 Comparaison à d'autres sources

6.1.2.1 La zone HAPEX

Dans le cadre de l'expérience HAPEX-SAHÉL, des mesures de l'albédo de surface ont été réalisées à la fois au sol et par avion. Les mesures sol ont été réalisées sur différents sites, incluant du sol nu, des champs de mil, des champs labourés et de la brousse tigrée. Les résultats de ces comparaisons, en fonction de l'angle zénithal solaire sont portés sur la figure 37. On constate que, si la valeur de l'albédo est en général correctement estimée pour des angles solaires faibles, le comportement directionnel de l'albédo de surface est généralement surestimé, ce qui se ressent dans les statistiques des comparaisons (table 9). C est le coefficient de corrélation, a et b les paramètres de la régression linéaire.

Table 9. Statistiques des comparaisons terrain-AVHRR

Site	r.m.s.e.	C	a	b
RADREADING	0.120	0.932	0.076	0.180
TIGER	0.108	0.992	0.221	0.141
FALLOW	0.114	0.979	0.199	0.144
MILLET	0.054	0.921	0.218	0.210
COCLIMAT	0.052	0.874	0.451	0.124

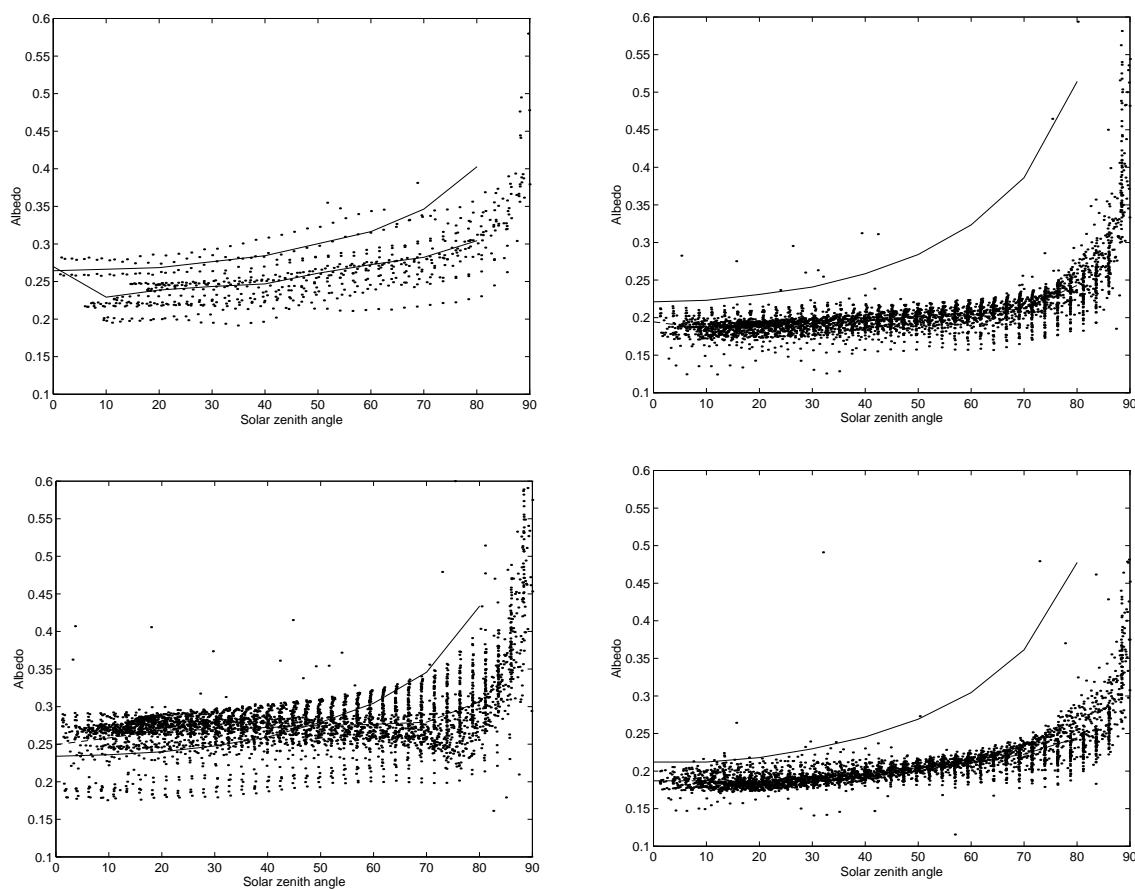


Figure 37. Comparaison des mesures de l'albedo de surface en fonction de l'angle solaire.
 a) COCLIMAT, b) FALLOW, c) MILLET, d) TIGER
 - AVHRR, . Mesures terrain (-- Moyenne).

La comparaison des albedos pour un soleil au zénith sur l'ensemble des sites donne, quant à elle de très bon résultats (figure 38). Néanmoins, on devra se souvenir de la surestimation quasiment systématique des effets directionnels sur l'albedo quand on examinera des cartes globales, élaborées en tenant compte des angles zénithaux solaires disponibles.

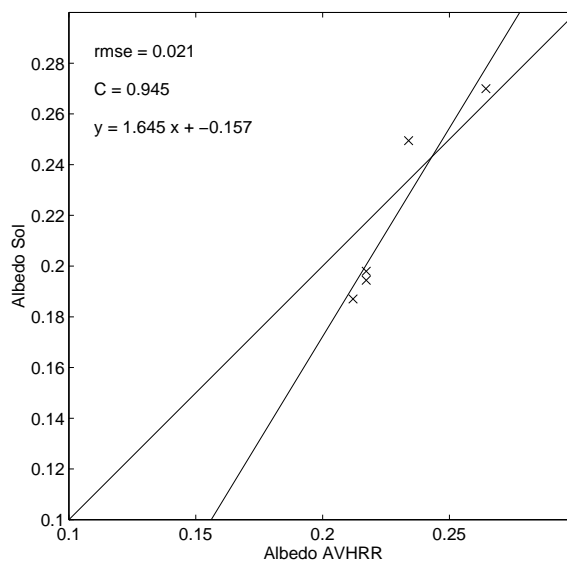


Figure 38. Comparaison de l'albédo, soleil au zénith, mesuré au sol et estimé à l'aide des mesures AVHRR

Enfin, cette comparaison est également rassurante sur un autre point. Elle confirme que l'étalonnage absolu appliqué aux données AVHRR, sur cette période, est assez précis.

D'autre part, des mesures d'albédo aéroportées ont également été effectuées pendant cette expérience, comme il a été présenté au paragraphe 3.6.1. Les comparaisons de ces mesures

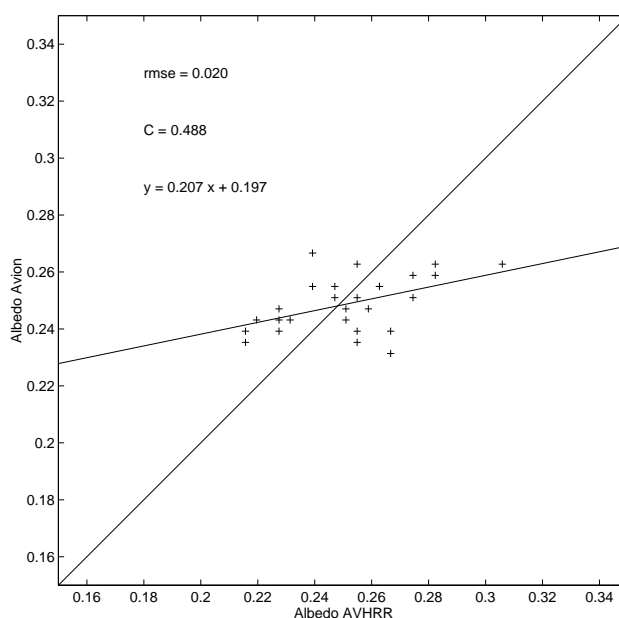


Figure 39. Comparaison de l'albédo AVHRR et des mesures avion

avec les estimations AVHRR sont portées sur la figure 39. Cette comparaison fait correspondre à chaque mesure avion, l'albédo du pixel AVHRR correspondant, calculé sous

l'angle zénithal solaire équivalent. La première observation est que la dynamique des valeurs est plus importante dans les estimations AVHRR que dans les mesures avions. Cette différence de dynamique n'empêche pas le niveau moyen d'être cohérent. Il faut souligner que les mesures avions, acquises à une altitude de 300m, sont influencées par une contribution atmosphérique dont elles n'ont pas été corrigées.

Il est intéressant de remarquer sur cette dernière comparaison (figure 39) la droite de régression calculée coupe la droite 1:1 aux environs de 0.25, qui correspond à une réflectance non affectée par la présence d'aérosols. On doit alors souligner le fait que les corrections atmosphériques ont été effectuées avec une épaisseur optique constante de 0.2, sans doute inférieure aux valeurs effectivement présentes.

6.1.2.2 Le monde

La comparaison des cartes d'albédo globales obtenues par la méthode décrite avec d'autres sources nécessite de rendre ces cartes comparables. En effet, dans les cartes de références choisies, aucune ne possède les résolutions spatiale et temporelle des cartes estimées. Ainsi, pour la comparaison avec les cartes de Matthews, estimées saisonnièrement, on devra calculer des moyennes saisonnières de l'albédo, pour la comparaison avec Wilson ou Olson, on devra calculer des moyennes annuelles. Par contre, les cartes de Staylor ou de Pinker sont données sur un pas de temps mensuel mais avec une résolution de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$. On devra donc dégrader les cartes obtenues à cette résolution.

Après avoir effectué toutes ces opérations, on compare les différentes sources de la manière dont nous avons comparé les réflectances simulées avec les réflectances mesurées au paragraphe 5.4.2. C'est à dire qu'à chaque mesure du jeu de données de référence on fait correspondre son homologue dans le jeu de données estimé par notre méthode, pour tous les points du globe, pour toutes les dates.

Les résultats de ces comparaisons sont portés sur la figure 40. Les statistiques de ces comparaisons montrent en particulier:

- Le meilleur accord (Corrélation supérieures à 0.5) est obtenu avec les cartes de Pinker ou Staylor, utilisant toutes deux l'instrumentation satellitaire comme donnée d'entrée. Par

contre, les cartes d'albédo basées sur la classification de la végétation ne montrent pas de grande similitude.

- On peut remarquer sur les cartes issues de classification que les différentes classes (les distributions horizontales dans la figure) peuvent correspondre à une large dynamique dans les cartes dérivées de mesures satellitaires.
- Enfin, sur les comparaisons avec les cartes de Pinker ou Staylor on peut remarquer le regroupement des valeurs selon deux zones. Ceci provient du fait que dans les deux algorithmes, un masque de certaines régions, notamment désertiques est appliqué avant l'application de la méthode.

Pour approfondir la comparaison entre ces différents jeux de mesures, nous avons extrait des séries temporelles de valeurs de l'albédo en différents points du globe, représentant différents types de couvert. 5 sites ont été sélectionnés: Australie, Brésil, Kalahari, Lybie et Hapex. Les coordonnées géographiques des quatre premiers sont données dans le paragraphe 7.4. Le site Hapex est le degré carré déjà décrit. Les sites Australie et Lybie sont de types désertiques, le site Brésil est situé dans la forêt amazonienne, le site Kalahari et le site Hapex sont de type semi désertique.

Les différents profils temporels d'albédo ainsi obtenus sont portés sur la figure 41.

Sur l'ensemble des sites choisis, on peut constater que les résultats diffèrent au moins autant entre la présente étude et les autres sources que ces sources entre elles. On peut néanmoins faire les observations suivantes:

- Sur le site Australie: La dépendance saisonnière observable sur les cartes de Pinker n'apparaît pas dans le signal produit par notre méthode, qui apparaît très bruité. La présence de bruit est un trait commun à tous les sites. Les niveaux moyens des différentes références varient largement (Pinker: 0.08, Staylor: 0.22, Matthews: 0.3). On n'observe pas de différence entre les deux années.
- Sur le site Brésil: Le niveau moyen du signal que nous obtenons est largement inférieur aux autres cartes. En quelques occasions, le signal devient très important, sans doute en raison de couverture nuageuse persistante.

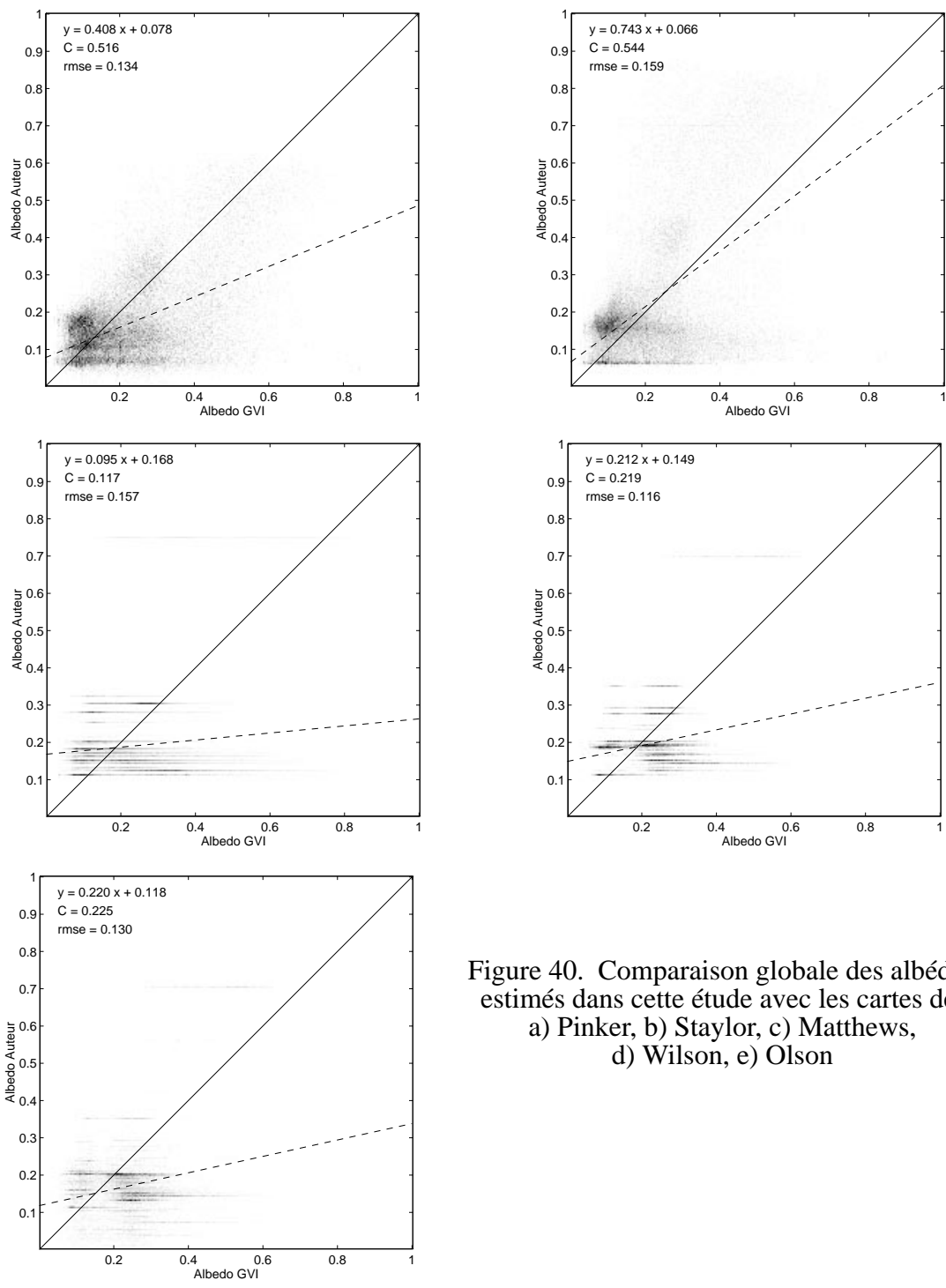


Figure 40. Comparaison globale des albédos estimés dans cette étude avec les cartes de: a) Pinker, b) Staylor, c) Matthews, d) Wilson, e) Olson

- Sur le site Kalahari: Le signal obtenu, toujours très bruité, et bien que sensiblement inférieur en niveau aux signaux des autres sources montre une évolution similaire. On peut notamment remarquer le minimum de 1988.
- Sur le site Lybie: On peut observer un bon accord entre les données de Pinker et le signal obtenu dans cette étude. Toutefois, le signal extrait des cartes de Pinker montre une légère

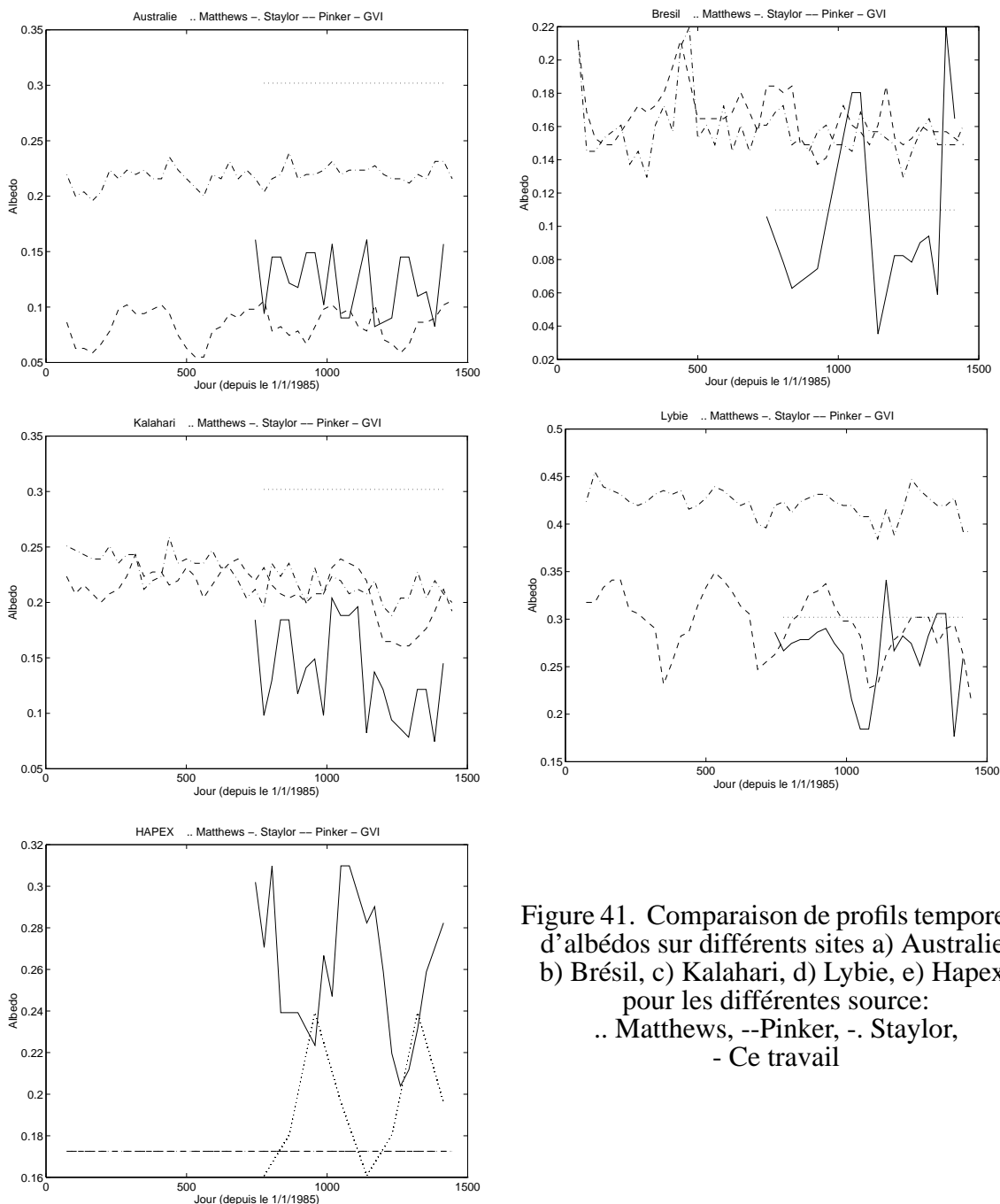


Figure 41. Comparaison de profils temporels d'albedos sur différents sites a) Australie, b) Brésil, c) Kalahari, d) Lybie, e) Hapex, pour les différentes source: .. Matthews, --Pinker, -. Staylor, - Ce travail

décroissance entre 1987 et 1988 alors que le signal obtenu dans ce travail reste stable.

- Sur le site Hapex: Les cartes de Pinker et Staylor sont masquées sur cette zone, et assignées à une valeur d'albedo très faible par rapport au signal extrait de nos cartes. Le signal fourni par les cartes de Matthews montre une dépendance saisonnière en opposition de phase avec la dépendance observable dans nos résultats. De plus, l'albedo de Matthews reste faible. Les résultats présentés au paragraphe 5.3 nous permettent de calculer l'albedo moyen du

degré carré HAPEX à partir des estimations effectuées à l'aide des mesures AVHRR. Cette moyenne est de 0.243 et semble en accord avec les estimations de cette présente étude, même si les deux estimations sont distantes dans le temps de plus de 5 ans.

En conclusion, on peut souligner que les signaux obtenus sont ordinairement très bruités. Il faut garder en mémoire que la pauvre qualité de l'archive utilisée nuit gravement à l'estimation des paramètres des modèles. Les principales sources de bruit dans le signal original étant:

- Les superpositions incorrectes. Lors du sous échantillonnage effectué pour constituer une image GVI, un pixel est retenu sur une fenêtre de 4x4 pixels. Mais la localisation du pixel retenu dans cette fenêtre peut varier d'une semaine à l'autre. Cette méthode, si elle n'est pas gênante dans des zones homogènes de grandes tailles, devient extrêmement perturbante dans les zones à fort contenu fréquentiel ou fortement texturées.
- Le mécanisme de sélection des pixels à retenir pour la composition des images GVI est basé sur la maximisation de la différence entre les comptes numériques mesurés dans les canaux proche infrarouge et rouge. Ce mécanisme tend à favoriser certaines configurations de prise de vue, du fait de la dépendance spectrale des effets directionnels.

L'archive GVI apparaît donc comme un jeu de données bien inadapté à de telles méthodes. Le bilan n'est néanmoins pas totalement négatif puisqu'on peut obtenir des cartes d'albédo à l'échelle globale, sur un pas de temps mensuel. Ces cartes sont manifestement très bruitées et leur précision est d'autant plus difficile à évaluer qu'on manque de mesures de référence validées à l'échelle globale. Une méthode possible serait de comparer les résultats obtenus par cette méthode en utilisant les GVI et ceux obtenus en utilisant un jeu de données plus dense, temporellement, comme cela a été fait sur le carré HAPEX, sur de longues périodes.

6.2 Précision et erreur. Sensibilité.

Pour tenter d'évaluer plus précisément le niveau de bruit effectivement dû à la méthode, et non aux sources citées dans le paragraphe précédent, on a effectué une brève étude de sensibilité. En utilisant le modèle de Rahman uniquement en mode direct avec des jeux de paramètres bruités, on peut évaluer l'impact de ce bruit sur la précision de l'albédo calculé. Une étude

complète devrait comprendre des analyses distinctes pour chacun des paramètres mais la qualité des cartes estimées rend cette étude trop avant gardiste. Le résultat de ces simulations est porté sur la figure 42. Cette figure représente l'écart type des erreurs d'estimation de l'albédo en fonction de l'écart type du bruit injecté dans les paramètres du modèle. Cette simulation porte sur environ 10000 cas. On peut observer que la sensibilité de l'albédo au bruit dans les paramètres est quasiment linéaire. La valeur visée de 5% de précision sur l'albédo correspond à une précision d'environ 4% sur les paramètres. Cette valeur étant bien inférieure au bruit présent dans les mesures de réflectances disponibles pour l'estimation de ces paramètres, il est clair que pour atteindre la précision voulue tout repose sur la robustesse du modèle et sa capacité à s'affranchir du bruit au cours du processus d'inversion. Un autre moyen est de réduire suffisamment le niveau de bruit dans les mesures de réflectances pour estimer les paramètres des modèles de manière plus précise. Mais ceci ne saurait être accompli sans de sérieux progrès tant dans la mesure que dans l'archivage de ces mesures.

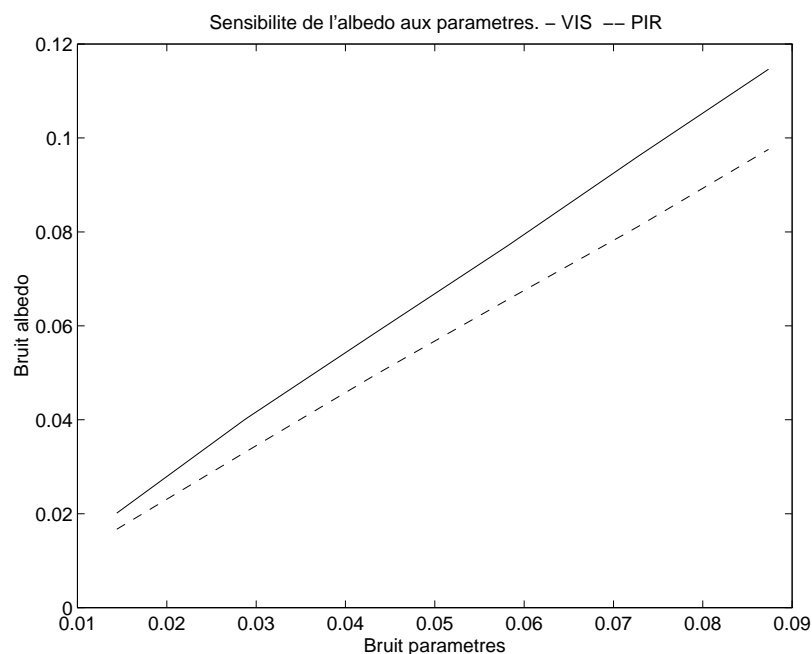


Figure 42. Sensibilité du calcul de l'albédo au bruit présent dans les paramètres du modèle de Rahman

6.3 Conclusion - Perspectives

En conclusion, on peut remarquer que la méthode décrite, après des résultats prometteurs sur une zone limitée et avec un jeu de données dense, rencontre de graves problèmes sur un jeu de données de plus mauvaise qualité. Ceci pose donc le problème de la qualité des données

d'archive dans une perspective d'utilisation scientifique.

Avant d'envisager la conception d'archives globales de mesures satellitaires, on devra donc examiner avec le plus grand soin les implications de tous les choix à faire. Notamment en terme de composition des données en synthèse hebdomadaire, qui privent l'utilisateur potentiel de la possibilité de faire lui même le choix des données à utiliser ou à rejeter.

Chapitre 7: Exemples d'application

7.1 Introduction

En s'apercevant que la méthode développée offrait de plus vastes perspectives que le simple calcul de l'albédo, il était difficile d'éluder les autres applications possibles. Certaines de ces applications ont fait l'objet de tests approfondis et d'autres n'ont été abordées que d'un point de vue prospectif. Il est important de souligner que ces résultats sont bien plus qu'un produit dérivé de notre méthode. Par exemple, la constitution de bases de données concernant le comportement bi directionnel de la surface est un point capital pour renforcer la robustesse de la méthode développée. De plus, l'étalonnage absolu des capteurs s'en trouverait facilité et la précision des mesures obtenues augmenterait. On trouvera dans ce chapitre quelques détails concernant la normalisation des données, l'estimation de paramètres de surface caractéristique de la végétation et l'étalonnage en vol de capteurs orbitaux. D'autres études, liées au présent travail, sont présentées en annexe au travers de communications données à l'occasion de différentes conférences.

7.2 Normalisation de séries temporelles de mesures satellitaires

Pour l'exploitation de séries temporelles de données de télédétection, la correction des effets dus aux différences de géométrie lors des prises de vue apparait de plus en plus d'actualité au fur et à mesure que les autres sources de perturbations sont prises en compte. Cette correction passant bien évidemment par la documentation des propriétés directionnelles de la surface, il était facile de confronter la méthode d'inversion développée dans cette étude avec ce type de problème. C'est aussi une manière d'aborder la problématique de la composition temporelle des données. On entend par composition l'extraction pour une période donnée (entre une semaine et 10 jours) d'une valeur spécifique censée représenter l'état de la surface, supposé constant pendant cette période. Ce traitement est généralement basé sur des critères du type "valeur maximum d'un canal". Différentes études ont montré que ces critères conduisent généralement à un "filtrage" des données qui favorise l'extraction de géométries particulières de prise de vue. (Goward *et al.*, 1993, [30])

La normalisation proposée consiste en fait en l'inversion d'un modèle directionnel de surface, en utilisant toutes les mesures disponibles sur un site particulier pendant une courte période, et en supposant, comme dans les algorithmes de composition existant que la surface n'évolue pas significativement pendant cette période. La valeur des paramètres ainsi dérivés est alors supposée rendre compte de l'état de la surface pendant cette période.

Cette méthode a été appliquée au jeu de données AVHRR disponibles sur le site de l'expérience HAPEX-SAHÉL et comparée avec une des méthodes de composition les plus utilisées: la "Maximum Value Composite" qui pour chaque période retient la mesure correspondant à l'indice de végétation normalisé maximum.

7.3 Estimation de paramètres de surface

Suite aux résultats obtenus et présenté dans le paragraphe 5.2.1., il était tentant de pousser plus loin l'expérience et tenter d'estimer des paramètres caractéristiques de l'état de la végétation comme le LAI. Ceci a d'abord été réalisé en utilisant un jeu de données similaire à ceux décrits sur le coton mais au dessus d'un couvert de blé, mesuré sur une période couvrant tout le cycle végétatif du blé. En outre les mesures n'étaient disponibles que pour des visées au nadir mais à des heures différentes.

Sur un jeu de données présentant de telles lacunes d'échantillonnage, l'utilisation d'un modèle physique, plus sensible à ces problèmes ne nous paraissait pas réaliste. Aussi, la première étape de l'expérience a été d'inverser le modèle de Rahman sur ces données, en considérant une courte période (une semaine) glissante sur le jeu de données complet. On a ainsi obtenu un profil temporel et multi spectral des paramètres du modèle de Rahman, caractéristique d'un couvert de blé en cours de croissance. Ce modèle, avec les paramètres ainsi retrouvés, a alors été utilisé en mode direct pour produire un échantillonnage complet de réflectances bidirectionnelles à différentes époques de la croissance du blé. En utilisant la période où le couvert de blé est totalement développé, on a alors utilisé le modèle de Verstraete, en inversion sur ces données synthétiques, et estimé ainsi des réflectances et des transmittances de feuilles. A noter, qu'à cette étape, le canal proche infra rouge donnant des résultats incohérents, il fut décidé de l'abandonner pour le reste de l'expérience.

Nous disposons à présent d'une estimation de la réflectance et de la transmittance des feuilles

de blé au moment de leur développement maximal. Nous avons alors supposé que ces propriétés restaient constantes pour toute la période et que la réflectance du sol, mesurée au tout début de la période avant l'apparition du blé, était également constante.

Le modèle SAIL, décrit dans le paragraphe 4.3.1.3, utilise ces paramètres optiques en conjonction avec le LAI pour simuler la réflectance d'un couvert végétal. La dernière inversion de cette expérience consistait donc à inverser le modèle SAIL, en forçant les valeurs de réflectance du sol et des feuilles et de transmittance des feuilles aux valeurs précédemment estimées. Pour améliorer la qualité de l'ajustement, la valeur du LAI était inversé en utilisant les trois canaux visibles disponibles conjointement.

Au terme de cette procédure d'inversion "en cascade" on dispose d'un profil temporel d'estimation du LAI, que l'on peut comparer aux mesures effectuées simultanément aux mesures de réflectances. Le résultat de cette comparaison est porté en figure 43. Les statistiques de cette comparaison apparaissent très encourageants, même si une certaine dispersion reste observable.

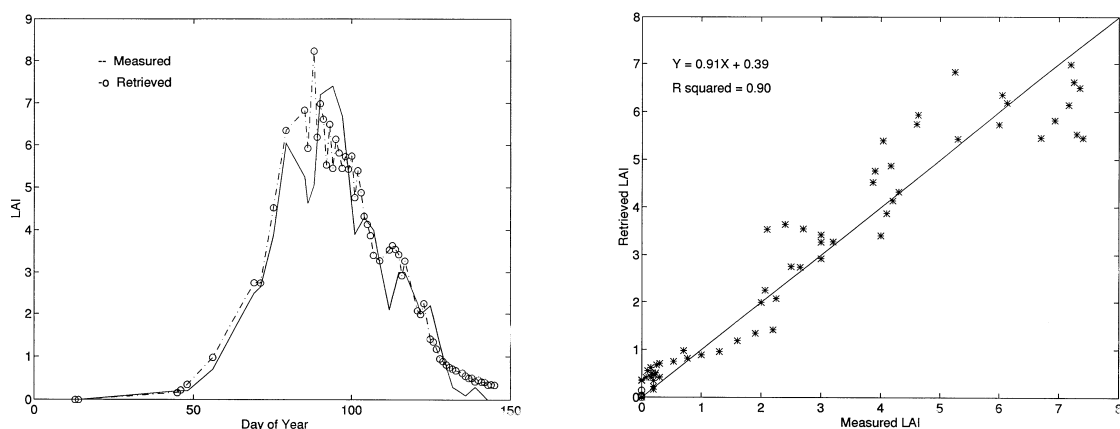


Figure 43. Comparaison des LAI mesurés et estimés dans ce travail, a) LAI en fonction du jour julien, b) LAI estimé en fonction du LAI mesuré.

La transposition d'une telle méthode à l'échelle satellitaire reste néanmoins aléatoire, la validation étant rendue d'autant plus malaisée que le LAI est une grandeur difficile à évaluer à des échelles compatibles avec l'instrumentation satellitaire.

7.4 Etalonnage en vol de capteurs satellitaires

Un autre point critique pour la qualité des images satellitaires est la difficulté de déterminer avec précision son facteur de gain, et d'en suivre l'évolution dans le temps.

7.4.1 Introduction

Au cours des dernières années, une considération grandissante a été accordée, pour l'utilisation de données de télédétection, aux problèmes d'étalonnage absolu des capteurs et la dérive de leur sensibilité. Bien que la plupart des satellites transportent des systèmes d'étalonnage autonomes, leur utilisation reste complexe et peu sûre, particulièrement dans les courtes longueurs d'onde, du fait de leur vieillissement incontrôlé.

Pour répondre à de telles préoccupations, des expériences sont conduites périodiquement pour évaluer quantitativement la dégradation du capteur et établir des valeurs de sensibilité réalistes. Ces expériences souffrent d'une faible fréquence (actuellement environ une fois tous les 6 mois) du fait de leur lourdeur. D'autre part, les résultats sont entachés d'erreurs dues à la contamination atmosphérique, aux effets directionnels et à l'éventail très restreint de sites utilisés.

Les effets atmosphériques et directionnels sont d'autant plus difficiles à prendre en compte que le niveau d'erreur introduite par la dérive de gain du capteur est du même ordre de grandeur que ces effets, à l'échelle de la vie d'un capteur. La seule différence observable entre ces différents effets réside dans leur comportement temporel. Les effets atmosphériques présentent globalement une périodicité annuelle, de même que les effets directionnels pour lesquels se superposent la répétabilité de l'orbite du satellite. Enfin, la dérive de sensibilité du capteur est supposée présenter un comportement régulier, sans périodicité sur la durée de vie d'un satellite.

La méthode présentée ici tire avantage de ces remarques, et a pour objet de séparer les différentes variations en fonction de leur périodicité temporelle et, si possible, les corriger afin d'isoler la variation du signal uniquement due à la variation de sensibilité du capteur. Notre objectif est de surveiller les variations du gain d'un capteur en utilisant des cibles larges et homogènes. Différents sites ont été sélectionnés et observés pendant 4 ans. Leur comportement directionnel a été étudié de même que leur stabilité temporelle. Certaines de

ces cibles semblent appropriées pour ce genre d'étude et la méthode choisie fut expérimentée pour différents satellites de la série NOAA. Puis une expérience d'inter étalonnage de deux capteurs fut conduite.

7.4.2 Données utilisées

Le jeu de mesures mis en oeuvre dans cette expérience est issu de l'archive «Global Vegetation Index» distribuée par le National Oceanic and Atmospheric Administration (Kidwell, 1990, [51]). Cette archive regroupe, depuis 1985, les comptes numériques rouge et proche infrarouge, températures de brillance pour les canaux thermiques et les conditions géométriques correspondantes pour les acquisitions des satellites NOAA. Les acquisitions du capteur AVHRR, dans leur version 4km, est sous échantillonnée à 16 km et une valeur par semaine, correspondante au maximum de la différence entre les canaux 2 et 1, est sauvegardée. Nous avons choisi de porter notre attention plus particulièrement sur NOAA-11, mis en orbite en Septembre 1988 et toujours en opération.

Notre expérience se situe sur 7 cibles (table 10), choisies pour leur relative stabilité saisonnière et inter annuelle.

Table 10 - Positions des cibles

	Latitude	Longitude	Surface type
Argentine	37.0 S	66.0 W	Prairie
Australie	20.0 S	132.0 E	Désert
Brésil	0.0 N	59.0 W	Forêt
Chine	40.0 N	85.0 E	Désert
Kalahari	23.6 S	24.0 E	Désert
Libye	24.3 N	13.0 E	Désert
USA	32.5 N	106.2 W	Désert

Le mécanisme de filtrage utilisé ne diffère que très peu de celui décrit dans le paragraphe 4.6.

On peut constater sur la figure 44 que le signal obtenu à la suite de tous ces traitements apparait beaucoup plus régulier que le signal original tout en restant sujet à des variations de l'ordre de 10%, probablement dues en partie aux effets directionnels.

Les mesures METEOSAT ont été extraites de l'archive ISCCP B2, qui regroupe les comptes numériques de l'instrument pour les canaux visible et thermiques, sous échantillonnés à une

résolution au nadir de l'ordre de 30 km toutes les 3 heures. Notre attention s'est portée ici sur METEOSAT-4, lancé en juin 1989 et toujours en opération. Une série de compte numérique correspondant au canal visible a été extraite sur le désert de Libye, pour les images de 11.30 et 14.30 TU, calibrés en réflectances en utilisant une valeur du facteur d'étalonnage fixe (Kriebel et Amann, 1993, [59]), corrigés pour les effets atmosphériques de la même manière que NOAA/AVHRR, et filtrés pour la contamination par les nuages et les larges épaisseurs optiques. La procédure de filtrage est décrite dans Dedieu, (1992, [19]) et repose sur la sélection des températures de brillance les plus élevées sur un période donnée (5 à 7 jours). Les réflectances filtrées, portées sur la figure 45, montrent toujours une large dispersion bien qu'organisés en deux groupes, correspondant aux deux heures de prise de vue.

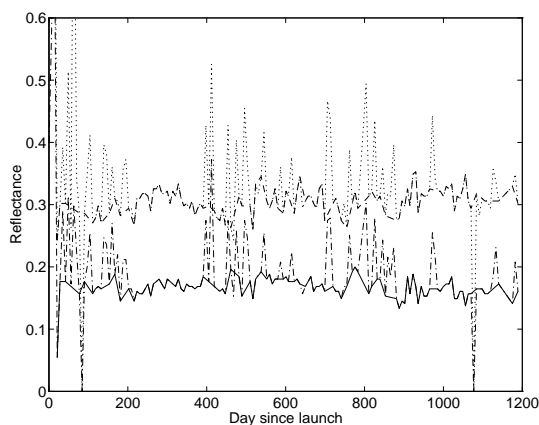


Figure 44. Réflectance de surface du site australien.

VIS: -. brut - filtré, PIR: .. brut -- filtré

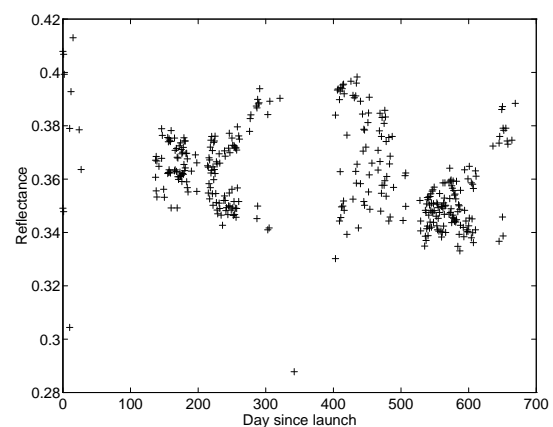


Figure 45. Réflectance de surface METEOSAT sur le désert de Libye.

7.4.3 Méthode appliquée

7.4.3.1 Estimation de la dérive du facteur d'étalonnage

Après avoir considéré les contaminations atmosphériques, on doit considérer les effets directionnels. Dans cette étude, nous avons utilisé pour ce faire le modèle de Rahman *et al.*, (1993, [95]). L'hypothèse de base étant que si nous sommes capables de normaliser les réflectances à une géométrie de référence, et puisque ces réflectances sont supposées constantes, la seule évolution perceptible dans le signal devrait n'être due qu'à l'évolution du facteur de calibration de l'appareil, bruitée des contributions atmosphériques et de tendances saisonnières non prises en compte.

Pour effectuer cette normalisation géométrique, on retrouve, à l'aide d'une technique d'inversion non linéaire, les paramètres du modèle de BRDF. Cette inversion est effectuée sur une fenêtre glissante sur la période considérée. Avec chacun des jeux de paramètres, on peut alors calculer les réflectances de surface pour une géométrie de référence (ici, soleil au zénith et visée nadir). Etant données que les réflectances de surface sont supposées constantes, la réflectance s'exprime:

$$\rho = \frac{\pi\alpha (DN - DN_0)}{E_0 \cos \theta_s (d_0/d)^2} \quad (\text{Eq. 25})$$

où ρ est la réflectance de surface, DN le compte numérique tel qu'il pourrait être mesuré par le satellite dans cette configuration et en l'absence d'atmosphère, E_0 représente l'éclairement solaire dans la bande de longueur d'onde considérée, d_0/d le rapport de la distance terre soleil à la distance moyenne, α le facteur d'étalonnage du capteur et DN_0 l'équivalent numérique du courant d'obscurité du capteur. Toute cette procédure repose sur les hypothèses sous jacentes suivantes:

- Les corrections atmosphériques permettent de prendre en compte complètement l'effet de l'atmosphère.
- Les variations du facteur d'étalonnage restent suffisamment petites pour pouvoir considérer l'effet de l'atmosphère comme linéaire.
- Le courant d'obscurité DN_0 ne souffre pas d'évolution temporelle notable.

Ainsi, si on calcule une réflectance de surface dans une géométrie de référence, et qu'on l'utilise pour simuler un compte numérique avec le facteur d'étalonnage valable au début de la vie du capteur, on peut écrire:

$$\frac{\alpha (J)}{\alpha (0)} = \frac{DN (0) - DN_0}{DN (J) - DN_0} \quad (\text{Eq. 26})$$

où l'indice 0 correspond à la valeur au jour du lancement et l'indice J à la valeur au jour J à compter de cette date.

Nous avons appliqué cette procédure indépendamment à deux capteurs: AVHRR canaux 1 et 2, et METEOSAT visible.

Nous avons supposé pour cette première étude que les courants d'obscurité de AVHRR étaient constants sur toute la période considérée. Il n'y a en effet pas de moyen de retrouver directement ceux-ci uniquement à partir des données GVI. Kaufman et Holben (1993, [48]) ont estimé la variation du courant d'obscurité de 41,0 à 33,9 entre la date de lancement et septembre 1990. Ces valeurs étant données pour des comptes numériques codés sur 10 bits, soit une erreur relative inférieure à 10% pour une réflectance de 0.3, commise en considérant le courant d'obscurité constant et égal à 40.

7.4.3.2 Inter étalonnage

Pour effectuer un inter étalonnage de deux capteurs, nous devons pouvoir rendre comparables les réflectances acquises par chacun des instruments. Pour le cas choisi dans cette étude, à partir des réflectances normalisées à une géométrie de référence, nous avons combiné les deux canaux courtes longueurs d'ondes de AVHRR pour calculer une réflectance équivalente METEOSAT. Le détail de la méthode utilisée est donnée dans Arino *et al.*, (1991, [4]). En comparant ainsi les comptes numériques ainsi simulés, on peut écrire:

$$\alpha_M = \frac{E_0}{DN} \left[a_1 \frac{\alpha_1 (DN_1 - DN_0)}{E_{01}} + a_2 \frac{\alpha_2 (DN_2 - DN_0)}{E_{02}} \right] \quad (\text{Eq. 27})$$

où α_1 , α_2 et α_M représentent les facteurs d'étalonnage pour les canaux 1 et 2 d'AVHRR, supposés connus, et pour METEOSAT, a_1 et a_2 sont les poids à appliquer aux réflectances AVHRR et déterminées suivant les réponses spectrales des deux capteurs. E_{01} , E_{02} et E_0 sont les éclairagements solaires incidents pour les canaux AVHRR 1 et 2 et METEOSAT. DN_1 , DN_2 et DN sont les comptes numériques simulés pour les mêmes canaux.

7.4.4 Résultats

Dans ce qui suit, nous comparons nos résultats avec ceux obtenus par différents auteurs. Comme nous ne dérivons pas de valeur absolue du facteur d'étalonnage, les comparaisons ne sont faites qu'en termes de dérive, c'est-à-dire que nous comparerons les évolutions temporelles du rapport du facteur d'étalonnage au jour J au facteur d'étalonnage au jour 0.

Pour chaque étude, nous avons utilisé comme facteur au jour 0 la valeur donnée par la première mesure effectuée après le lancement. Les différentes sources sont:

- Abel *et al.*, (1993, [1]), a utilisé un spectroradiomètre calibré, opéré par avion au dessus du site de White Sands au Nouveau Mexique, qui correspond à notre cible USA. Le radiomètre était utilisé de manière à se placer dans la même configuration géométrique que NOAA-AVHRR, et la luminance ainsi mesurée était convertie en luminance au niveau du satellite en utilisant le modèle de transfert radiatif LOWTRAN-7.
- Kaufman et Holben, (1993, [48]), utilisent un site supposé stable en Afrique du Nord, en ne considérant que les mesures satellitaires pour lesquels les configurations géométriques soient similaires.
- Che *et al.*, (1991, [10]), utilise également le site de White Sands en calculant sa luminance à partir de mesures effectués par le satellite SPOT, en tenant compte des effets atmosphériques. Ils présentent deux jeux de résultats, suivant qu'ils utilisent pour l'étalonnage du capteur de SPOT les facteurs donnés par le CNES ou par l'Université d'Arizona.

7.4.4.1 Résultats concernant la dérive du facteur d'étalonnage

Les différents sites, quoique montrant des évolutions différentes du gain, présentent quelques traits généraux similaires. On a représenté sur la figure 46 le rapport du gain au jour J depuis le lancement au gain au jour 0 (24 septembre 1988). Premièrement, l'amplitude des variations observées reste toujours dans l'intervalle observé par les autres auteurs. Deuxièmement, certains sites présentent un comportement cyclique. Que ce comportement soit vraiment une caractéristique du capteur ou un bruit résiduel du à l'atmosphère est difficile à dire, principalement en raison du manque d'information disponible quant à l'état de l'atmosphère au dessus de ces sites. Pour certaines cibles, comme les USA, ce cycle est annuel et apparait comme le principal trait de l'évolution visible sur les graphes (figure 47.a). Sur cette cible, on peut aussi noter la divergence brutale à la fin de la période, intervenant peu de temps après l'éruption du Mont Pinatubo. Enfin certains sites, comme le désert de Libye, montrent un bon agrément avec les autres auteurs au début de la période et tendent à diverger vers la fin (figure 47.b).

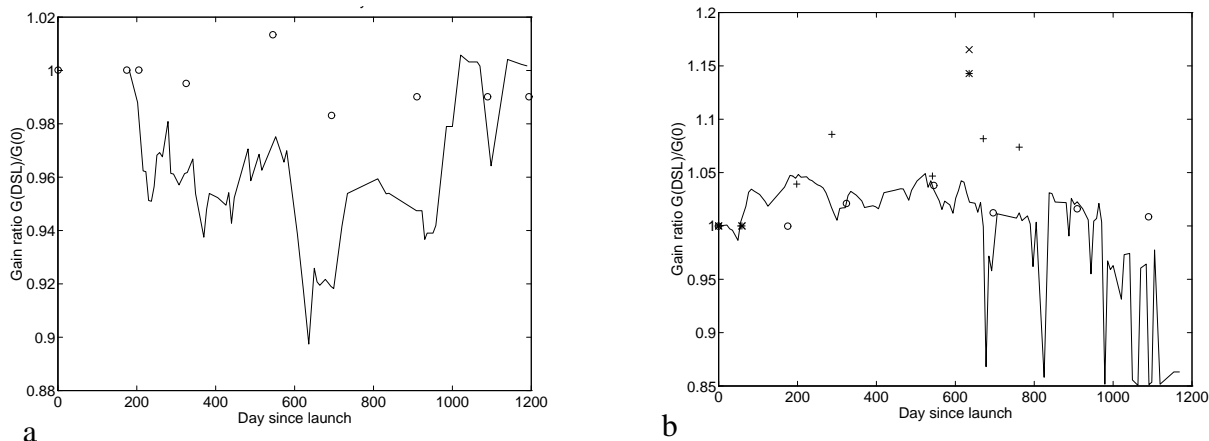


Figure 46. Evolution du facteur d'étalonnage, calculé sur l'Australie, a) pour le canal 1 d'AVHRR. b) pour le canal 2 d'AVHRR. - Cette étude. + Abel *et al.* o Kaufman et Holben x Che *et al.* (CNES). * Che *et al.* (UAZ)

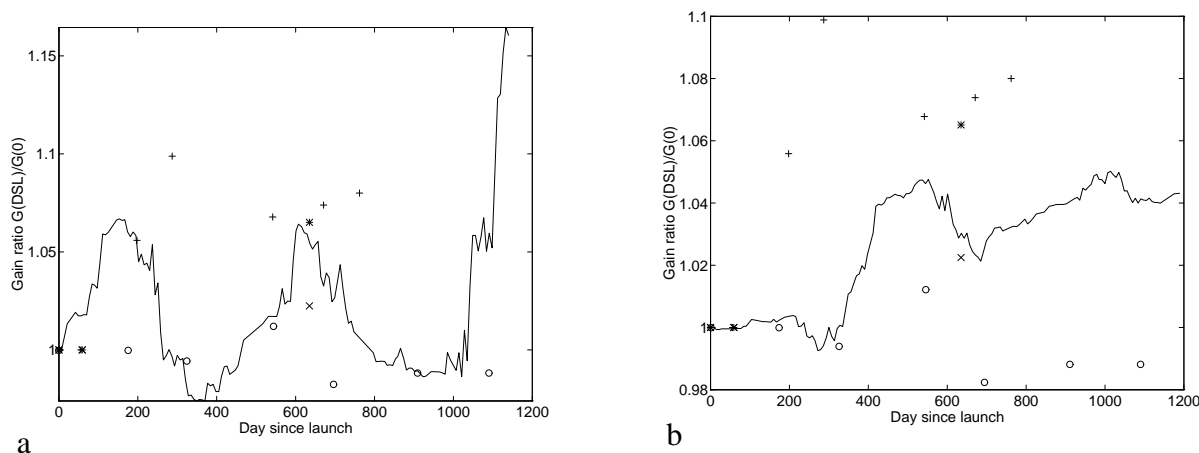


Figure 47. Id. figure 46, a) sur les USA, b) sur le désert de Libye

Une comparaison des résultats obtenus sur les différents sites a aussi été conduite, en particulier entre les deux sites présentant les réflectances les plus élevées: Chine et Libye. Les dérivées du facteur de calibration estimées sur ces deux sites sont portées sur la figure 48 et il est évident qu'ils présentent des comportements largement similaires. L'examen de ces résultats doit bien entendu se faire sous l'éclairage de la diversité de ces deux sites et latitude, altitude et climat.

Les résultats obtenus pour METEOSAT montrent une évolution beaucoup plus douce (figure 49). De plus, ils ne font apparaitre aucun comportement cyclique comme observé pour

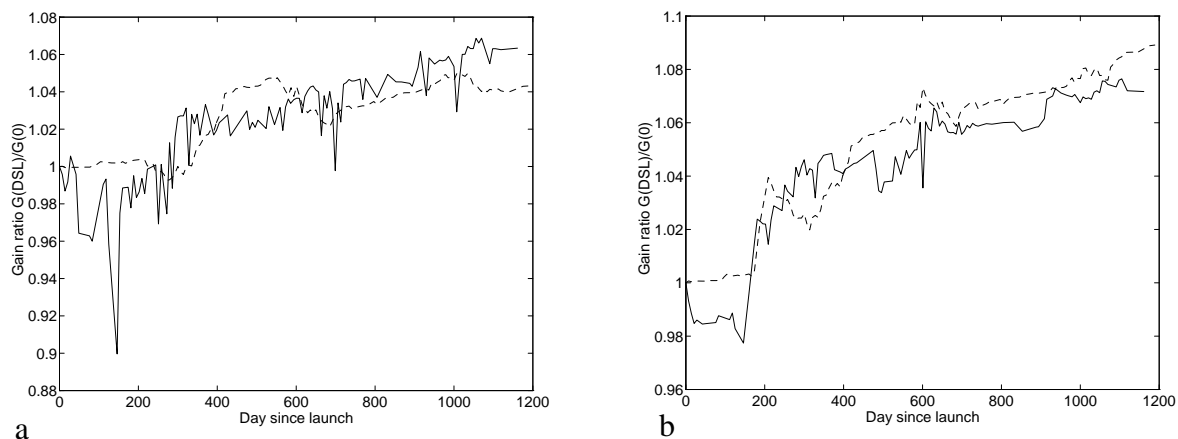


Figure 48. Rapport du facteur d'étalonnage calculé sur: - la Chine et -- la Libye, a) pour le canal 1 d'AVHRR, b) pour le canal 2 d'AVHRR

l'AVHRR. Il faut souligner que les deux jeux de données utilisés sont totalement différents quant à leur résolution temporelle et que le produit GVI est issu d'un échantillonnage temporel basé sur la maximisation de l'indice de végétation, critère très inadéquat sur les zones désertiques. D'autre part, cet échantillonnage temporel s'accompagne d'une réduction de l'échantillonnage angulaire des réflectances bidirectionnelles qui gêne le processus d'inversion. D'un autre côté, l'échantillonnage angulaire des données METEOSAT est réduit du fait de son orbite géostationnaire qui ne permet que d'obtenir un seul angle de visée par point, avec une vaste gamme d'angle zénithaux solaires, due à la haute répétitivité des mesures.

Nonobstant ces difficultés, nous avons essayé d'effectuer un inter étalonnage des deux capteurs, par le calcul exposé dans l'équation 27, en supposant le capteur AVHRR parfaitement étalonné. Les valeurs obtenues (figure 50) sont supérieures à toute autre valeur citée dans la littérature (Kriebel and Amann, 1993, [59]) mais à ce point de l'étude rien ne nous permet de déterminer la cause de cet effet.

7.4.5 Conclusion

Dans cette étude, nous avons développé une méthode visant à estimer le comportement temporel du facteur d'étalonnage d'un capteur satellitaire. Cette méthode s'appuie sur l'analyse à long terme de la réflectance d'un site radiométriquement stable. Bien que préliminaire, cette approche permet de mettre en lumière le fait que notre capacité à corriger la

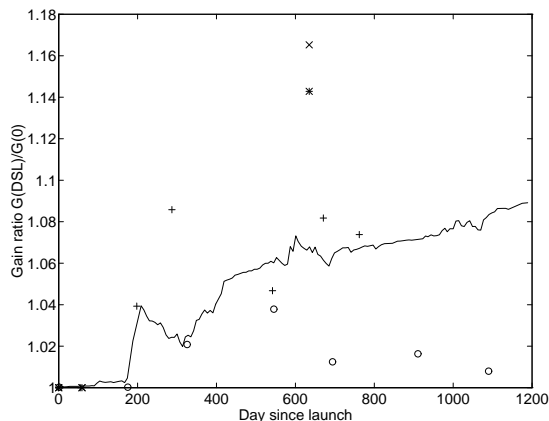


Figure 49. Evolution du facteur d'étalonnage estimé sur la Libye, pour METEOSAT

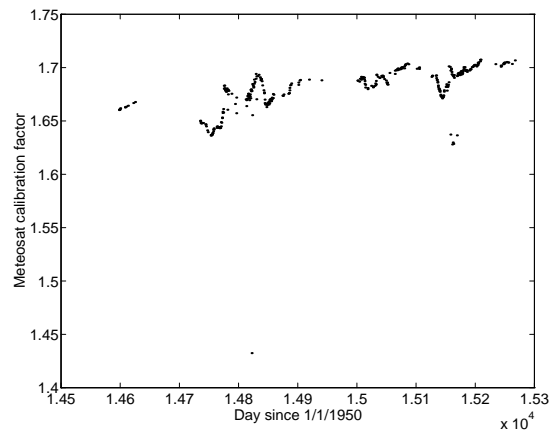


Figure 50. Facteur d'étalonnage ($W.m^{-2}.sr^{-1}.µm^{-1}/DN$), estimé sur la Libye, pour METEOSAT, relativement au coefficient d'AVHRR.

majeure partie des effets perturbateurs du signal satellitaire nous autorise à en extraire des informations relatives au vieillissement du capteur. Comme l'amplitude de cet effet est généralement petite et du même ordre de grandeur que les effets perturbateurs (atmosphère, directionnel) elle apparaît comme difficile à isoler. La seule différence entre ces différents effets étant leur périodicité temporelle, et leur dépendance à divers facteurs extérieurs relativement faciles à identifier (saisonnalité, cycle orbital), la seule manière de les découpler est de prendre en compte cette périodicité et ces dépendances à travers une modélisation physique. Ceci a été accompli dans cette étude en considérant les effets atmosphériques comme régis par une climatologie, et en corrigeant les effets directionnels grâce à un modèle de réflectance bidirectionnelle de surface. Après avoir effectué toutes ces corrections, le signal obtenu peut être utilisé comme indicateur de l'évolution de la sensibilité du capteur. Ce travail a été testé sur différents sites, représentatif de différentes latitudes (donc configurations géométriques), surfaces et climats. Les variations observées pour le facteur d'étalonnage paraissent en accord avec celles observées par d'autres auteurs même si pour quelques sites, on observe des divergences. Ces différences peuvent être dues à la vaste différence en niveau de réflectance observable. Par exemple le site Australien présente une réflectance moitié moindre que celle du site Libye. Par conséquent, la contribution de l'atmosphère est relativement plus importante, induit une variabilité plus grande et gêne le processus d'inversion du modèle de réflectance. Les deux sites présentant le meilleur potentiel, en liaison

avec le type de données utilisées sont donc les sites Libyen et Chinois, bien que ce dernier, de part sa haute altitude présente de plus grandes difficultés au filtrage.

Néanmoins l'évaluation de ces résultats ne saurait être complète sans souligner que cette méthode permet de documenter le comportement directionnel du site (à l'échelle de la prise de vue) en même temps que le comportement temporel du détecteur. En ce qui concerne le choix des sites à utiliser pour ce genre de suivi, cette étude permet également de dégager deux critères: les zones les plus brillantes permettent de minimiser l'effet de la variabilité atmosphérique, principalement de l'épaisseur optique des aérosols, une certaine homogénéité à grande échelle permet également de mieux prendre en compte les problèmes de superposabilité, parfois douteuse, d'une longue série d'images comme les GVI. Il faut souligner que cette notion de site test pour l'étalonnage multi temporel et multi capteur est de plus en plus envisagée comme un moyen de suppléer aux moyens d'étalonnage embarqué. Il en sera notamment ainsi pour des capteurs futurs comme POLDER ou VEGETATION.

La précision que l'on peut attendre d'une telle méthode est hélas difficile à évaluer, elle semble toutefois compétitive comparée à d'autres méthodes, beaucoup plus coûteuses. Enfin, l'étalonnage du capteur visible de METEOSAT, moins perturbé par l'atmosphère, apparaît plus facile que celui de AVHRR.

L'inter étalonnage des deux capteurs (AVHRR et METEOSAT) bien que prometteur, conduit à estimer un facteur d'étalonnage pour METEOSAT environ 30% plus élevé que celui généralement admis et publié par divers auteurs. Malheureusement, rien dans la méthode décrite ne peut nous permettre d'expliquer cette différence. Une solution possible serait d'introduire un troisième capteur, en le supposant mieux étalonné, par exemple SPOT. On doit néanmoins garder en mémoire que la multiplication de telles expériences devrait permettre de réduire les incertitudes sur l'étalonnage relatif des divers capteurs, qui reste un point clé pour la réalisation de plate formes multi instrument, multi longueurs d'onde du type EOS.

Malgré toutes ces incertitudes la méthode apparaît capable de nous aider dans le processus de normalisation des données, à la fois multi temporelles et multi instruments. Il est évident qu'une meilleure connaissance de la surface et l'état de l'atmosphère conduira à de meilleurs

résultats. De même, l'utilisation de données à de meilleures résolutions spatiales et temporelles (AVHRR 1km, VMI) augmentera sensiblement la robustesse et la précision de la méthode.

8.1 Synthèse

Comme nous l'avons vu au début de ce mémoire, la nécessité d'estimer des cartes d'albédo à l'échelle globale, à une résolution spatiale de l'ordre du degré et une résolution temporelle de l'ordre du mois, se fait ressentir. Ces cartes d'albédos doivent également pouvoir rendre compte de l'évolution des surfaces. Les réponses à ce besoin trouvées dans la littérature s'avèrent ne correspondre que partiellement à ces critères, de par leur résolution spatiale ou temporelle ou leur capacité à évoluer.

Dans notre tentative de répondre à cette demande, nous avons abordé les points suivants:

- L'instrumentation satellitaire paraît pouvoir apporter les mesures nécessaires pour la constitution de cartes d'albédo. Toutefois, nous avons vu que les mesures obtenues sont loins d'être utilisables telles quelles et que de nombreuses étapes de traitement sont nécessaires et ont été effectuées. De plus, la mesure de la réflectance bi directionnelle de surface n'est pas une mesure d'albédo et l'échantillonnage limité accessible à la mesure satellitaire ne permet pas de s'affranchir de cette différence. Seul un modèle de réflectance bi directionnelle de surface permet de suppléer aux lacunes d'échantillonnage de ces mesures.
- Pour pouvoir coupler de la sorte un modèle de BRDF et des mesures satellitaires, nous avons vu qu'il était nécessaire de franchir une étape d'initialisation du modèle. Cette étape est destinée à trouver un jeu de paramètres du modèle qui permettent de simuler la réflectance bi directionnelle de la surface considérée. Une procédure d'inversion a été développée pour permettre la réalisation de cette étape. Nous avons montré sur plusieurs exemples que dans certaines conditions relatives à la qualité des données satellitaires, une telle initialisation est possible.
- Après l'étape d'initialisation, le modèle a pu être utilisé pour calculer par intégration numérique grâce à sa capacité à simuler la réflectance de surface dans toutes les

configurations angulaires, un albédo direct. Là encore, nous avons montré que ce processus (initialisation puis intégration) permettait d'estimer l'albédo de surface, sous les mêmes conditions que précédemment avec une précision inférieure à 10%.

- Afin d'évaluer la robustesse et l'applicabilité de la méthode, nous l'avons testé sur différents jeux de données. Ces tests ont permis de confirmer que le succès de la méthode est étroitement lié à la qualité des données d'entrée. Plus particulièrement les problèmes d'échantillonnage, temporel ou angulaire, sont d'une importance capitale. En bref, et pour se limiter aux résultats présentés, l'échantillonnage disponible dans un jeu données quotidien de mesures AVHRR permet d'accomplir le calcul de manière satisfaisante alors que l'archive GVI ne permet que d'obtenir des résultats partiels. D'autre part, la disponibilité de données auxiliaires (état de l'atmosphère, paramètres d'étalonnage) influe largement sur la précision de la méthode.
- Enfin et malgré toutes les imperfections citées, nous avons établi des cartes d'albédo à diverses résolutions: **une carte d'albédo de surface du degré carré HAPEX-SAHEL**, comparable à des mesures terrain et avion, pour le mois de Septembre 1992; **des cartes d'albédo de surface en moyennes mensuelles, au degré carré** pour les années 1987 et 1988.

A la suite de cette étude, une conclusion s'impose: l'estimation de l'albédo de surface apparaît possible à partir de mesures satellitaires. Cette estimation doit être entreprise à l'échelle globale avec un jeu de données plus complet et de meilleure qualité que l'archive GVI. L'archive AVHRR-Pathfinder paraît très prometteuse pour cette application, et permettrait de préparer la mise en œuvre de cette méthode pour les capteurs à venir.

8.2 Nouveaux capteurs

Les capteurs dont le lancement est au moins annoncé, est sur lesquels on peut disposer de suffisamment d'information apparaissent intéressants pour plusieurs raisons:

- La considération donnée aux effets directionnels à la surface est sans cesse grandissante. Certains systèmes (POLDER, MISR), prochainement mis sur orbite sont dédiés à leur étude. Un capteur comme POLDER devrait permettre de dresser une carte globale des

effets directionnels. De plus, de par sa conception il devrait également permettre d'évaluer en permanence des paramètres atmosphériques fondamentaux pour une utilisation rationnelle des mesures satellitaires. Ainsi la mesure de l'épaisseur optique des aérosols, pour laquelle il n'existe pratiquement pas de cartes à l'échelle globale, et dont les variations locales dans le temps et l'espace importantes en font le second obstacle à l'utilisation de l'imagerie satellitaire après l'enneuagement.

- Le poids de la localisation géographique précise des mesures acquises par satellite est également en constante progression. Des systèmes comme DORIS devraient se voir généraliser. De même, la résolution au sol et l'échantillonnage spatial sont traités en fonction des problèmes qu'ils posent. A ce titre, les optiques télécentriques comme celles de l'instrument VEGETATION permettent de s'affranchir des problèmes rencontrés avec AVHRR.
- La qualité de l'étalonnage absolu est reconnue comme une condition essentielle pour l'utilisation scientifique des mesures satellitaires. Les méthodes d'étalonnage en vol sont de plus en plus nombreuses, et il faut peut être regretter que ces développements s'accompagnent souvent de l'abandon de technique d'étalonnage embarqué.
- Le soin accordé à la conception des archives des données issues de ces capteurs est, lui aussi, en constante évolution. De plus, avec l'évolution des systèmes de traitement et de stockage, les possibilités apparaissent bien plus considérables qu'elles n'ont dues apparaître aux début de l'ère de l'observation satellitaire.

8.3 Futurs capteurs

Pour la conception des futurs capteurs, on devra bien évidemment se rappeler que la mesure satellitaire en elle même n'est qu'une petite partie de l'information nécessaire à son utilisation. Ainsi les archives de mesures du futur devront inclure, non seulement les données auxiliaires nécessaires à l'étalonnage absolu du capteur, mais également les paramètres décrivant l'état de l'atmosphère lors de l'acquisition, des informations historiques sur l'état de la surface, la géologie, le relief... C'est une approche résolument pluri disciplinaire vers laquelle doivent s'orienter tous les concepteurs d'archive globale afin de répondre aux interrogations d'aujourd'hui et de demain.



Références

On trouvera dans cette liste de références, outre les publications citées dans le texte de ce mémoire, quelques articles apportant des informations de fond sur les questions abordées.

- [1] Abel, P. B. Guenther, R.N. Galimore, and J.W. Cooper, Calibration results for NOAA-11 AVHRR Channels 1 and 2 from congruent path aircraft observations, *J. Atmos. Ocean. tech.* , **10**, 493-508, 1993.
- [2] Amado J., Cartographie de l'albédo et du gisement solaire à partir des données du satellite METEOSAT. *Thèse de docteur ingénieur, Université P. Sabatier, Toulouse*, 1982.
- [3] Arino, O., Albédo de surface et bilan radiatif de courtes longueurs d'ondes: Contribution satellitaire, *Thèse de 3ième cycle, Institut National Polytechnique de Toulouse*, 23 février 1990, Toulouse, France, 1990.
- [4] Arino, O., G. Dedieu, and P.Y. Deschamps, Accuracy of satellite land surface reflectance determination, *J Appl. Meteor.*, **30**, (7), 960-972, 1991.
- [5] Asrar, G., E. T. Kanemasu, and M. Yoshida, Estimates of leaf area index from spectral reflectance of wheat under different cultural practices and solar angle, *Remote Sens. Environ.*, **17**, 1-11, 1985.
- [6] Berthelot, B., G. Dedieu, F. Cabot and S. Adam, "Estimation of surface reflectances and vegetation indice using NOAA/AVHRR: methods and results at global scale". *6th International Symposium "Physical Measurements And Signatures In Remote Sensing"*, Val d'Isère, France, January 17-21, 1994.

-
- [7] Berthelot B., S. Adam, F. Cabot, L. Kergoat, and G. Dedieu, Improved GVI for 1989-1990. CD-ROM. 1995.
- [8] Blad, B. L. and D. S. Schimel, An overview of surface radiance and biology studies in FIFE, *J. Geophys. Res.*, **97**, D17, 18829-18835, 1992.
- [9] Bruegge, C. J., A. E. Stiegman, R. A. Rainen, and A.W. Springsteen, Use of spectralon as a diffuse reflectance standard for in-flight calibration of earth-orbiting sensors, *Opt. Eng.* **32**(4), 805-814, 1993.
- [10] Che N., and J.C. Price, Survey of radiometric calibration results and methods for visible and near infrared channels of NOAA-7, -9 and -11 AVHRRs. *Remote Sens. Environ.*, **41**, 19-27, 1992.
- [11] Cabot, F., A. Chehbouni, E.G.Njoku, Y.H.Kerr and G. Dedieu, Combined use of spectral measurements: a promise for surface parameter retrieval, *Proc. of 6th International Symposium on " Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing"*, Val d'Isère, France, 17th-21st January, 1994.
- [12] Cabot, F., G. Dedieu, and P. Maisongrande, Monitoring NOAA/AVHRR and Meteosat shortwave bands calibration and inter calibration over stable areas, *Proc. of 6th International Symposium on " Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing"*, Val d'Isère, France, 17th-21st January, 1994.
- [13] Cabot, F., J. Qi, S. Moran and G. Dedieu, "Test of Surface Bidirectional Reflectance Models with Surface Measurements: Results and Consequences for the Use of Remotely Sensed Data". *6th International Symposium "Physical Measurements And Signatures In Remote Sensing"*, Val d'Isère, France, January 17-21, 1994.
- [14] Cabot, F. and G. Dedieu, "Surface albedo from space over Hapex Sahel sites". *1993 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'93)*, Tokyo, Japan, August 18-21, 1993.
- [15] Calvet, J. C. and Y. Viswanadham, amazon forest radiation budget from satellite data, *J Appl. Meteor.*, **32**, 1993.

-
- [16] Camillo P., A canopy reflectance model based on an analytical solution to the multiple scattering equation, *Remote Sens. Environ.*, **23**, 453-477, 1987.
- [17] Dawson, M. S., A. K. Fung, and M. T. Manry, Surface parameter retrieval using fast learning neural networks, *Remote Sens. Rev.*, **7**, 1-18, 1993.
- [18] Dedieu, G., Estimation du rayonnement solaire global au sol et de l'albédo de surface à l'aide de METEOSAT, *Thèse de 3ième cycle, Université P. Sabatier, Toulouse*, 1984.
- [19] Dedieu G., Surface radiation budget in the shortwaves using the METEOSAT ISCCP-B2 data set, *METEOSAT Scientific Users' Meeting, Locarno, Switzerland*, 1992.
- [20] Dedieu, G., P.Y. Deschamps, and Y.H. Kerr, Satellite estimation of solar irradiance at the surface of the earth and of surface albedo using a physical model applied to meteosat data, *J. Clim. appl. Met.* **26**(1), 79-87, 1984.
- [21] Deering, D. W. and T. F. Eck, atmospheric optical depth effects on angular anisotropy of plant canopy reflectance, *Int. J. Remote Sensing*, **8**(6), 893-916, 1987.
- [22] Deering D.W., T.F. Eck, and J. Otterman, Bidirectional reflectances of selected desert surfaces and their three-parameter soil characterization, *Agric. Forest Meteor.*, **52**, 71-93, 1990.
- [23] Derrien, M. B. Farki, L. Harang, H. Legléau, a. Noyalet, D. Pochic, and A. Saironi, Automatic cloud detection applied to NOAA-11/AVHRR Imagery, *Remote Sens. Environ.*, **46**, 246-267, 1993.
- [24] Eaton F.D., and I. Dirmhirn, Reflected irradiances of natural surfaces and their effect on albedo. *Appl. Optics*, **18**, 994-1008. 1979.
- [25] Efford, N.D., Scattering laws for reflected solar radiation and the characterisation of terrain roughness, *Int. J. Remote Sensing*, **14**(6), 1055-1080, 1993.
- [26] Feng, X., J. R. Schott, and T. Gallagher, Comparison of methods for generation of absolute reflectance factor values for bidirectional reflectance distribution function studies, *Appli. Opt.* **32**(7), 1234-1242, 1993.

-
- [27] Gautier C., G.R. Diak, and S. Masse, A simple physical model to estimate incident radiation at the surface from GOES satellite data. *J.Appl.Meteor.*, **19**, 1005-1012. 1980.
- [28] Gerstl, S.A. W , and C. Simmer, Radiation physics and modelling for off-nadir satellite sensing of non lambertian surfaces, *Remote Sens. Environ.*, **20**, 1-29. 1986.
- [29] Goel, N. S. and T. Grier, Estimation of canopy parameters for inhomogeneous vegetation canopies from reflectance data, Part 1: two dimensional row canopy, *Int. J. Remote Sensing*, **7**(5), 665-681, 1986.
- [30] Goward, S. N., D. G. Dye, S. Turner and J. Yang, Objective assessment of the NOAA global vegetation index data, *Int. J. Remote Sensing*, **14**(18), 3365-3394, 1993.
- [31] Goudriaan, J., The bare bones of leaf-angle distribution in radiation models for canopy photosynthesis and energy exchange, *Agric. Forest Meteor.*, **43**, 155-169, 1977.
- [32] Goutorbe, J.P., Lebel, T., Tinga, A., Dolman, H., Engman, E.T., Gash, J.G.C., Kabat, P., Kerr, Y.H., Monteny, B., Prince, S.D., Sellers, P., Wallace, J., and Hoepffner, M., Experiment Plan for HAPEX- Sahel. *ORSTOM, Montpellier*. 1992.
- [33] Goutorbe, J.P., Lebel, T., Tinga, A., Bessemoulin, P., Brouwer, J., Dolman, H., Engman, E.T., Gash, J.G.C., Hoepffner, M., Kabat, P., Kerr, Y.H., Monteny, B., Prince, S.D., Said, F., Sellers, P., and Wallace, J., HAPEX-SAHEL: A large scale study of land atmosphere interactions in the semi-arid tropics. *Submitted to Annales Geophysicae*. 1992.
- [34] Gube M., Planetary albedo estimates from METEOSAT data. *ESA J.*, **6**, 53-69. 1982.
- [35] Gutman, G., A simple method for estimating monthly mean albedo of land surfaces from AVHRR data, *J Applied Meteorology*, **27**(9), 1988.
- [36] Hall, F. G., K. H. Huemmrich, S. J. Goetz, P. J. Sellers; and J. E. Nickeson, Satellite remote sensing of surface energy balance: Success, failures, and unresolved issues of FIFE, *J. Geophys. Res.*, **97**, D17, 19061-19089, 1992.
- [37] Halthore, R.N. and B. L. Markham, Overview of atmospheric correction and radiometric calibration efforts during FIFE, *J. Geophys. Res.*, **97**, D17, 18731-18742, 1992.

-
- [38] Hapke, B., Bidirectionnal reflectance spectrometry, part 1: Theory, *J. Geophys. Res.*, **86**, B4, 3039-3054, 1981.
- [39] Hapke, B. and E. Wells, Bidirectionnal reflectance spectrometry, part 2: Experiments and observations, *J. Geophys. Res.*, **86**, B4, 3055-3060, 1981.
- [40] Hapke, B., Bidirectionnal reflectance spectrometry, part 3: Correction for macroscopic roughness, *Icarus*, **59**, 41-59, 1984.
- [41] Henderson-Sellers, A. and M. F. Wilson, Surface albedo data for climatic modeling, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **21**(8), 1743-1778, 1983.
- [42] Henyey, L.G., and T.L. Greenstein, Diffuse radiation in the galaxy, *Astrophys. J.*, **93**, 70-83, 1941.
- [43] Holben B. N., Y.J. Kaufman, and J.D. Kendall, NOAA-11 AVHRR visible and near-IR inflight calibration, *Int. J. Remote Sensing*, **11**(8), 1511-1519, 1990.
- [44] Hunt G.E., R. Kandel, and A.T. Mecherikunnel, A history of pre satellite investigations of the Earth's radiation budget, *Rev. Geophys.*, **24**, 351-356. 1986.
- [45] Iaquina J. and B. Pinty, Adaptation of a bidirectional model including the hot-spot to an optically thin canopy, *Proc. of 6th International Symposium on " Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing"*, Val d'Isère, France, 17th-21st January 1994.
- [46] Irons J.R., and J.A. Smith, Soil surface roughness characterization from light scattering observations, *Proc. of IGARSS'90, Washington, USA, 20-24 May 1990*, 1007-1010, 1990.
- [47] Jacquemoud S., J. Verdebout, G. Schmuk, and S. Flasse, Comparison of several optimization methods to extract canopy biophysical parameters. Application to caesar data. *Proc. of 6th International Symposium on " Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing"*, Val d'Isère, France, 17th-21st January 1994.

-
- [48] Kaufman, Y.J. and B. N. Holben, Calibration of the AVHRR visible and near-IR bands by atmospheric scattering, ocean glint and desert reflection, *Int. J. Remote Sensing*, **14**(1), 21-52, 1993.
- [49] Kaufman, Y. J., Aerosol optical thickness and atmospheric path radiance, *J. Geophys. Res.*, **98**, D2, 2677-2692, 1993.
- [50] Kerr, Y., and J.P. Lagouarde, On the derivation of land surface temperature from AVHRR data. *Proc. of the 4th AVHRR data users' meeting, Rothenburg, FRG*, 157-160, 1989.
- [51] Kidwell K.B., Global Vegetation Index User's Guide, *National Oceanic and Atmospheric Administration, World Weather Building, Washington, D.C.*. 1990.
- [52] Kimes, D.S, Dynamics of directional reflectance factor distribution for vegetation canopies, *Appl. Optics*, **22**, 1364-1372, 1983.
- [53] Kimes, D. S., B. H. Holben, C. J. Tucker, and W.W. Newcomb, Optimal directional view angles for remote sensing missions, *Int. J. Remote Sensing*, **5**(6), 887-908, 1984.
- [54] Kimes, D. S., W.W. Newcomb, C. J. Tucker, I.S. Zonneveld, W. Van Wijngaarden, J. de Leeuw, and G.F. Epema, Directional reflectance factor distributions for cover types of northern africa, *Remote Sens. Environ.*, **18**, 1-9, 1985.
- [55] Kimes, D. S., B. H. Holben, and D.J. B. Diner, Extraction of spectral hemispherical reflectance (albedo) of surfaces from nadir and directional reflectance data, *Int. J. Remote Sensing*, **8**(6), 1727-1746, 1987.
- [56] Kimes, D. S., B. H. Holben, and P. J. Sellers, Spatial averaging errors in creating hemispherical reflectance (albedo) maps from directional reflectance data, *Remote Sens. Environ.*, **45**, 85-94, 1993.
- [57] Kimes, D.S., and P. Sellers, Inferring hemispherical reflectance of the Earth's surface for global energy budgets from remotely sensed nadir or directional radiance values, *Remote Sens. Envir.*, **18**, 205-223, 1985.

-
- [58] Kriebel, K. T., Measured spectral bidirectional reflection properties of four vegetated surfaces, *Appli.Opt.*, **17**(2), 253-259, 1978.
- [59] Kriebel K.T., and V. Amann, Vicarious calibration of the METEOSAT visible channel, *J.Atmos. Ocean. Tech.*, **10**, 225-23, 1993.
- [60] Kriebel, K. T. and P. Koepke, Improvements in the shortwave cloud-free radiation budget accuracy. Part II: Experimental study including mixed surface albedos, *J. Clim. Appl. Met.*, **26**(3), 396-409, 1987.
- [61] Kuusk, A., The angular distribution of reflectance and vegetation indices in barley and clover canopies, *Remote Sens. Environ.*, **37**, 143-151, 1991.
- [62] Kuusk, A., Determination of vegetation canopy parameters from optical measurements, *Remote Sens. Environ.*, **37**, 207-218, 1991.
- [63] Laval, K. and L. Picon, Effect of a change of the surface albedo of the sahel on climate, *J. Atmos. Sci.*, **43**(21), 2418-2450, 1986.
- [64] Legrand, M., J.J. Bertrand, and M. Desbois, Dust clouds over West Africa: a characterization by satellite data, *Ann. Geophys.*, **3**, 777-784, 1985.
- [65] Li, A., H.G. Leighton, K. Masuda and T. Takashima, Estimation of SW flux absorbed at the surface from TOA reflected flux, *J. Climate*, **6**, 317-330, 1993.
- [66] Li, A., H.G. Leighton, and R. D. Cess, Surface net radiation estimated from satellite measurements: Comparisons with tower observations, *J. Climate*, **6**, 1764-1772, 1993.
- [67] Li, A., and H.G. Leighton, Global climatologies of solar radiation budgets at the surface and in the atmosphere from 5 years of ERBE data, *J. Geophys. Res.*, **98**, D3, 4919-4930, 1993.
- [68] London J., A study of the atmospheric heat balance. *Final Report, AFCRC-TR-57-287 (NTIS PB 115626), New York Univ.Coll. of Engineering*, 1957.
- [69] London, J., R.D. Bojkov, S. Oltmans, and J.I.Kelley, Atlas of the global distribution of total ozone July 1957-June 1967, *NCAR/TN-113+STR*, 1976.

-
- [70] Markham, B. L., R. N. Halthore, and S. J. Goetz, Surface reflectance retrieval from satellite and aircraft sensors: Results of sensor and algorithm comparisons during FIFE, *J. Geophys. Res.*, **97**, D17, 18785-18795, 1992.
- [71] Matthews E., Global vegetation and land use: new high resolution data for climate studies. *J. Clim. and Appli. Meteor.*, **22**, 474-487. 1983.
- [72] Mc Clatchey, R.A., R.W. Fenn, J.E.A. Selby, J.S. Garing, and F.E. Volz, Optical properties of the atmosphere. (AFCLR-71-0279) *Air Force Cambridge Research Lab., Bedford Mas.*, 1971.
- [73] Middleton, E. M., D. W. Deering, and S. P. Ahmad, Surface anisotropy and hemispheric reflectance for a semiarid ecosystem, *Remote Sens. Environ.*, **23**, 193-212, 1987.
- [74] Myneni, R. B., I. Impens, and G. Asrar, Simulation of space measurements of vegetation canopy bidirectional reflectance factors, *Remote Sens. Rev.*, **7**, 19-41, 1993.
- [75] Nacke, G., Surface albedo derived from METEOSAT imagery with an application to Africa, *J. Geophys. Res.*, **96**, D10, 18581-18601, 1991.
- [76] Nilson, T. and U. Peterson, a forest reflectance model and a test case, *Remote Sens. Environ.*, **37**:131-142, 1991.
- [77] Nilson, T. and a. Kuusk, A reflectance model for the homogeneous plant canopy and its inversion, *Remote Sens. Environ.*, **37**:157-167, 1991.
- [78] Noilhan J. and S. Planton, A simple parametrization of land surface processes for meteorological models, *Mon. Wea. Rev.* **117**(3), 1989.
- [79] Olson J.S., J.A. Watts, and L.J. Allison, Major world ecosystem complexes ranked by carbon in live vegetation: a database. *NDP-017. Carbon Dioxide Information Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee.* 1985.
- [80] Oort A.H., Global atmospheric circulation statistics: 1958-1973, *NOAA Professional papers, 14, Rockville, MD*, 1983.

- [81] Otterman, J. and C.J.Tucker, Satellite measurements of surface albedo and temperature in semi-desert, *J. Clim. Appl. Met.*, **24**, 228-235, 1985.
- [82] Otterman, J., Atmospheric effects on radiometry from zenith of a plane with dark vertical protusions, *Int. J. Remote Sensing*, **5**, 6, 909-923, 1984.
- [83] Otterman, J. Albedo of a forest modeled as a plane with dense protusions, *J. Clim. Appl. Met*, **23**, 297-307, 1984.
- [84] Qi, J., F. Cabot, S. Moran, and G. Dedieu, Biospherical parameter retrievals using multidirectional measurements, *submitted to Remote Sens. Environ.* 1994.
- [85] Paris, M. V. and C. G. Justus, A cloudy-sky radiative transfer model suitable for calibration of satellite sensors, *Remote Sens. Environ.*, **24**:269-285, 1988.
- [86] Pielke, R.A., J.H. Rodriguez, J. L. Eastman, R. L. Walko, and R.A. Stocker, Influence of albedo variability in complex terrain on mesoscale systems, *J. Climate*, **6**, 1798-1806, 1993.
- [87] Pinker, R. and I. Laszlo, Modeling surface solar irradiance for satellite applications on a global scale, *J. Appl. Meteor.*, **31**, 194-211, 1992.
- [88] Pinker, R.T. and J.A. Razgaitis, Estimating the solar zenith dependance of the clear-sky planetary albedo for land surfaces from the GOES satellite, *J. Geophys. Res.*, **88**, C10, 6007-6011, 1983.
- [89] Pinty, B. and M.M. Verstraete, Extracting information on surface properties from bidirectional reflectance measurements, *J. Geophys. Res.*, **96**, D2, 2865-2874, 1991.
- [90] Pinty, B. and D. Ramond, A simple bidirectional reflectance model for terrestrial surfaces, *J. Geophys. Res.*, **91**, D7, 7803-7808, 1986.
- [91] Pinty, B., M.M. Verstraete, and R. E. Dickinson, A physical model of the bidirectional reflectance of vegetation canopies, part 2: Inversion and validation, *J. Geophys. Res.*, **95**, D8, 11767-11775, 1990.

-
- [92] Pinty, B., G. Szejwach and J. Stum, Surface albedo over the sahel from METEOSAT radiances, *4th METEOSAT scientific users meeting, Clermond Ferrand, France*, 1983.
- [93] Pollock, R. B., and E.T. Kanemasu, Estimating leaf area index of wheat with LANDSAT data, *Remote Sens. Environment*, **8**: 307-312, 1979.
- [94] Rahman, H., M.M. Verstraete, and B. Pinty, Coupled surface-atmosphere reflectance (CSAR) model, Part 1: Model description and inversion on synthetic data, *J. Geophys. Res.*, **98**, D11, 20779-20789, 1993.
- [95] Rahman, H., B. Pinty and M.M. Verstraete, Coupled surface-atmosphere reflectance(CSAR) model, Part 2: Semiempirical surface model usable with NOAA advances very high resolution radiometer data, *J. Geophys. Res.*, **98**, D11, 20791-20801, 1993.
- [96] Rahman, H. and G. Dedieu, SMAC: a simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum, *Int. J. Remote Sensing*, **15**(1), 123-143, 1994.
- [97] Robinson, D.A. and G. Kukla, Albedo of a dissipating snow cover, *J. Clim. Appl. Met.*, **23**, 1626-1634, 1984.
- [98] Rockwood A.A., and S.K. Cox, Satellite inferred surface albedo for land surfaces from GOES satellite. *J. Geophys. Res.*, **88**, 6007-6011. 1978.
- [99] Ross, J.K., The radiation regime and architecture of plant stands, *Dr W. Junk Publishers, Boston*, 1981.
- [100] Roujean J.L., M. Leroy, and P.Y. Deschamps, A bidirectional reflectance model of the Earth's surface for the correction of remote sensing data, *J. Geophys. Res.*, **97**, 20,455-20,468, 1992.
- [101] Rows, C. M., Incorporating landscape heterogeneity in land surface albedo models, *J. Geophys. Res.*, **98**, D3, 5037-5043, 1993.

-
- [102] Saint, G., "VEGETATION" onboard SPOT 4 , Missions specifications, *LERTS report*, 1992.
- [103] Sellers, P.J., S.I. Rasool, and H.J. Bolle, A review of satellite data algorithms for studies of the land surface, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**(10),1429-1447, 1990.
- [104] Shibayama, M., and C.L. Wiegand, View azimuth and zenith, and solar angle effects on wheat canopy reflectance, *Remote Sens. Envir.*, **18**, 91-103, 1985.
- [105] Sinoquet, H. and R. Bonhomme, Modeling radiative transfer in mixed and row intercropping systems, *Agric For. Meteorol.*, **62**, 219-240, 1992.
- [106] Starks, P.J., J. M. Norman, B. L. Blad, E. A. Walter-Shea, and C. L. Walthall, Estimation of shortwave hemispherical reflectance (albedo) from bidirectional reflected data, *Remote Sens. Environ.*, **38**: 123-134, 1991.
- [107] Staylor, W. F., Degradation rates of the AVHRR visible channel for the NOAA 6, 7, and 9 spacecraft, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **7**, 411-423, 1990.
- [108] Staylor, W. F. and A. C. Wilber, Global surface albedos estimated from ERBE data, *Proc. of AMS Conf. on Atmos. Radiation, July 23-27, 1990, San Francisco, CA*, pp 231-236. 1990.
- [109] Stum, J., B. Pinty, and D. Ramond, A parametrization of broadband conversion factors for meteosat visible radiances, *J. Clim. Appl. Met.*, **24**, 1377-1382, 1985.
- [110] Tarpley J.D., Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1172-1181. 1979.
- [111] Verhoef W., Light scattering by leaf layers with application to canopy reflectance modeling: the SAIL model, *Remote Sens. Envir.*, **16**, 125-141, 1984..
- [112] Vermote, E., R. Santer, P. Y. Deschamps and M. Herman, In-flight calibration of large field of view sensors at short wavelengths using Rayleigh scattering, *Int. J. Remote Sensing*, **13**(18), 3409-3429, 1992.

-
- [113] Vermote E., D. Tanré, J.L. Deuzé, M. Herman and J.J. Morcrette, Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S), *User Guide Version 0*, April, 18, 1994.
- [114] Verstraete, M.M., B. Pinty and R. E. Dickinson, A physical model of the bidirectional reflectance of vegetation canopies, part 1: theory, *J. Geophys. Res.*, **95**, D8, 11755-11765, 1990.
- [115] Verstraete, M.M. and B. Pinty, Extracting surface properties from satellite data in the visible and near infrared wavelengths, *Proceedings of the TERRA-1 Conference*, 1991.
- [116] Verstraete, M.M. and B. Pinty, Global climate and environmental change: scientific issues and computing needs, *11th SPEEDUP workshop in Agno*, 1992.
- [117] Verstraete, M.M. and B. Pinty, Monitoring the carbon cycle from space: scientific issues and technical opportunities, *1st DEMETRA Meeting on climate change, 28 oct-1 Nov 1991*.
- [118] Viovy, N. O. Arino, and A. S. Belward, the Best Index Slope Extraction (BISE): a method for reducing noise in NDVI time-series, *Int. J. Remote Sensing*, **13**(8), 1585-1590, 1992.
- [119] Vorburger, T. V., E. Marx, and T. R. LKettieri, Regimes of surfaces roughness measurable with light scattering, *Appli. Opt.* **32**(19), 3401-3408, 1993.
- [120] 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 spoil surfaces, *Appli. Opt.* **24**, 3, 383-387, 1985.
- [121] Whitlock, C. H., T.P. Charlock, W. F. Staylor, R. T. Pinker, I. Lasszlo, R. C. Dipasquale, and N. A. Ritchey, WCRP surface radiation budget shortwave data product description, version 1-1, *NASA Technical Memorandum 107747*, 1993
- [122] Wilson M.F., and A. Henderson-Sellers, A global archive of land cover and soils data for use in General Circulation Models. *J. Climatology*, **5**, 119-143. 1985.

[123] WCRP/SRB Satellite data analysis center, Results from experimental processing of SRB downward shortwave irradiance, *Informal report to the manager, WRCP radiation projects office and the WCRP/SRB science working group*, 1991.

Annexe 1: Modèles de réflectance bidirectionnelle de surface

Angle de phase:

$$\cos \xi = \cos \theta_s \cos \theta_v + \sin \theta_s \sin \theta_v \cos \varphi$$

Paramétrisation de Goudriaan:

$$G_x = \Psi_1 + \Psi_2 \cos \theta_x \quad \Psi_1 = 0.5 - 0.6333\chi_1 - 0.33\chi_1^2 \quad \Psi_2 = 0.877(1 - 2\Psi_1)$$

Fonction de phase de Henyey-Greenstein:

$$\Gamma = \frac{1 - \Theta^2}{[1 + \Theta^2 - 2\Theta \cos(\pi - \xi)]^{3/2}}$$

Modèle de Ross:

$$\rho(\theta_s, \theta_v, \varphi) = \frac{\Gamma}{G_v \cos \theta_s + G_s \cos \theta_v} \left[1 - \exp \left[-L \left(\frac{G_s}{\cos \theta_s} + \frac{G_v}{\cos \theta_v} \right) \right] \right] + \rho_{\text{sol}} \exp \left[-L \left(\frac{G_s}{\cos \theta_s} + \frac{G_v}{\cos \theta_v} \right) \right]$$

Modèle de Verstraete *et al.*:

$$\rho(\theta_s, \theta_v, \varphi) = \frac{\omega \kappa_s}{4 \kappa_s \cos \theta_s + \kappa_v \cos \theta_v} \left[(1 + P_v(G)) P(\xi) + H \left(\frac{\cos \theta_s}{\kappa_s} \right) H \left(\frac{\cos \theta_v}{\kappa_v} \right) - 1 \right]$$

$$P_v(G) = \frac{1}{1 + V_p(G)} \quad V_p(G) = 4 \left(1 - \frac{4}{3\pi} \right) \frac{G \cos \theta_v}{2r\Lambda \kappa_v} \quad H(x) = \frac{1 + x}{1 + (1 - w)x}$$

$$G = \sqrt{\tan^2 \theta_s + \tan^2 \theta_v - 2 \tan \theta_s \tan \theta_v \cos \varphi}$$

où κ_x est équivalent à G_x .

Modèle de Shibayama and Wiegand:

$$\rho(\theta_s, \theta_v, \varphi) = R_0 \left[1 + \left(\beta_0 + \beta_1 \sin\left(\frac{\varphi}{2}\right) + \frac{\beta_2}{\cos\theta_s} \right) \sin\theta_v \right]$$

Modèle de Deering:

$$\rho(\theta_s, \theta_v, \varphi) = R_g \exp[-s(\tan\theta_s + \tan\theta_v)] + R_p [1 - \exp[-s(\tan\theta_s + \tan\theta_v)]]$$

$$(1-f) \frac{r[(\pi-\varphi)\cos\varphi + \sin\varphi] + t(\sin\varphi - \varphi\cos\varphi)}{4(\cot\theta_s + \cot\theta_v)} + fr_0 \quad R_p = \frac{r_p[(\pi-\varphi)\cos\varphi + \sin\varphi]}{4(\cot\theta_s + \cot\theta_v)}$$

Modèle de Roujean *et al.*:

$$\rho(\theta_s, \theta_v, \varphi) = k_0 + k_1 f_1(\theta_s, \theta_v, \varphi) + k_2 f_2(\theta_s, \theta_v, \varphi)$$

$$f_1(\theta_s, \theta_v, \varphi) = \frac{1}{2\pi} [(\pi - \varphi) \cos \varphi + \sin \varphi] \tan \theta_s \tan \theta_v - \frac{1}{\pi} (\tan \theta_s + \tan \theta_v + G)$$

$$f_2(\theta_s, \theta_v, \varphi) = \frac{4}{3\pi} \frac{1}{\cos \theta_s + \cos \theta_v} \left[\left(\frac{\pi}{2} - \xi \right) \cos \xi + \sin \xi \right] - \frac{1}{3}$$

G est décrit dans le modèle de Verstræte *et al.*

Modèle de Rahman *et al.*:

$$\rho(\theta_s, \theta_v, \varphi) = \rho_0 \frac{(\cos\theta_s \cos\theta_v)^{k-1}}{(\cos\theta_s + \cos\theta_v)^{1-k}} \frac{1 - \Theta^2}{[1 + \Theta^2 - 2\Theta \cos(\pi - \xi)]^{3/2}} \left(1 + \frac{1 - \rho_0}{1 + G} \right)$$

G est décrit dans le modèle de Verstræte *et al.*

Modèle de Hapke

$$\rho(\theta_s, \theta_v, \varphi) = \frac{\omega}{4} \frac{1}{\cos\theta_s + \cos\theta_v} [[1 + B(\xi)] P(\xi) + H(\cos\theta_s) H(\cos\theta_v) - 1]$$

$$B(\xi) = \frac{B_0}{[1 + (1/h) \tan(\xi/2)]} \quad B_0 = \frac{S_H}{\omega P(0)} \quad H(x) = \frac{1 + 2x}{1 + 2x\sqrt{1-w}}$$

$P(\xi)$ is the Henyey-Greenstein function.

Annexe 2: Surface albedo from space: coupling bidirectional models and remotely sensed measurements.

Soumis à *Journal of Geophysical Research*.

Annexe 3: Surface albedo from space over HAPEX-SAHEL sites

Présenté à *6th AVHRR data users' meeting, Belgirate, Italy, 29th June-2nd July, 1993.*

Annexe 4: Monitoring NOAA/AVHRR and METEOSAT shortwave bands calibration and inter calibration cover stable areas.

Présenté à 6th *International Symposium "Physical Measurements And Signatures In Remote Sensing"*, Val d'Isère, France, January 17-21, 1994.

Annexe 5: Combined use of spectral measurements: A promise for surface parameter retrieval

Présenté à *IGARSS'94, Pasadena, CA, 7-18 August, 1994*