

50376
1992
196

62216

50376
1992
N° d'ordre : 936
196

présentée à

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE

en

Lasers, Molécules, Rayonnement Atmosphérique

par



Véronique SOUFFLET



ETUDE DES AEROSOLS TROPOSPHERIQUES

A PARTIR DU SOL ET DE L'ESPACE

APPLICATION AUX CORRECTIONS ATMOSPHERIQUES

Soutenue le 17 Juin 1992 devant la Commission d'Examen

F.	BECKER	Professeur,	Université de Strasbourg	Président
P.Y.	DESCHAMPS	Directeur de recherches,	LOA, Université de Lille I	Rapporteur
Y.	KAUFMAN	Chercheur,	NASA, Washington	Rapporteur
A.	ROYER	Professeur,	Université de Sherbrooke	Rapporteur
M.	HERMAN	Professeur,	Université de Lille I	Examineur
B.	PINTY	Chargé de recherches,	LERTS, Toulouse	Examineur
D.	TANRE	Directeur de recherches,	LOA, Université de Lille I	Directeur de thèse

U.F.R. de PHYSIQUE
LABORATOIRE D'OPTIQUE ATMOSPHERIQUE

A mes parents,
A Jean-François

Remerciements

Ce travail a été réalisé en grande partie au Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA) de l'Université des Sciences et Technologies de Lille. Il s'est par ailleurs trouvé enrichi par un séjour de plusieurs mois au Centre d'Applications et de Recherches en Télédétection (CARTEL) de l'Université de Sherbrooke (Canada).

Je tiens tout d'abord à remercier Madame le Professeur J. Lenoble et Monsieur le Professeur M. Herman pour m'avoir accueillie au LOA et avoir mis à ma disposition tous les moyens nécessaires à la réalisation de mes travaux.

Je remercie Monsieur D. Tanré, Directeur de Recherches au LOA, pour avoir accepté de diriger mon travail et surtout pour son aide précieuse dans la réalisation des deux articles figurant dans cette thèse.

J'ai particulièrement été touchée par la présence dans le jury de Monsieur le Professeur F. Becker de l'Université de Strasbourg et je le remercie de l'honneur qu'il me fait en présidant ce jury.

Monsieur P.Y. Deschamps, Directeur de Recherches au LOA, Monsieur Y. Kaufman, Chercheur à la NASA, et Monsieur A. Royer, Professeur à l'Université de Sherbrooke, ont bien voulu juger mon travail. J'en suis très honorée et je les remercie de l'intérêt qu'ils ont manifesté pour ce sujet et des remarques judicieuses dont ils m'ont fait part.

J'exprime également toute ma reconnaissance à Monsieur B. Pinty, Chargé de Recherches au Laboratoire d'Etudes et de Recherches en Télédétection Spatiale (LERTS) à Toulouse, qui a accepté de faire partie du jury et d'examiner ce travail.

Ce travail a bénéficié de la collaboration scientifique, technique ou morale de toute l'équipe du LOA, et en particulier celle de Messieurs B. Bonnel, C. Kergomard, J.L. Deuzé, C. Devaux, L. Gonzalès et Mesdames C. Deroo, Y. Théroux et L. Devaux. Que tous trouvent ici l'expression de ma reconnaissance pour l'aide qu'ils m'ont apportée.

Je remercie le Groupe Scientifique de Télédétection de Strasbourg (GSTS) et le CARTEL pour la réalisation de mon séjour au Canada. En particulier je tiens à remercier l'ensemble des membres du CARTEL pour leur accueil chaleureux.

Mes remerciements vont également aux membres de l'U.F.R. de Physique qui ont participé à la réalisation matérielle de ce mémoire, Mesdames C. Parsy et B. Dupont pour la frappe des documents et Messieurs J.M. Raffaud et S. Fauquemberg pour leur reproduction.

Enfin j'adresse mes remerciements au Service de l'Environnement Atmosphérique de Toronto, au Centre Européen de Reading et au Réseau Canadien de Télédétection qui ont fourni les données satellitaires et météorologiques utilisées dans la troisième partie de cette thèse.

SOMMAIRE

	page
INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1	
DETERMINATION MULTISPECTRALE DE L'ÉPAISSEUR OPTIQUE AÉROSOL PAR PHOTOMETRIE SOLAIRE	5
ANNEXE 1	
MODIFIED LANGLEY PLOT METHOD FOR MEASURING THE SPECTRAL AÉROSOL OPTICAL THICKNESS AND ITS DAILY VARIATIONS	11
I - INTRODUCTION.....	15
II - DESCRIPTION OF THE METHOD	16
1. Estimation of the aerosol component at 450 nm by an absolute calibration.....	16
2. Multispectral determination of the aerosol component	17
III - EXPERIMENT RESULTS	18
1. Description of the experiment	19
2. Gaseous absorption correction.....	21
3. Calibration of the multispectral radiometers	21
IV - CONCLUSION	38
REFERENCES	39
CHAPITRE 2	
CORRECTIONS ATMOSPHERIQUES AU-DESSUS DES REGIONS DESERTIQUES DU SAHEL	41
ANNEXE 2	
ATMOSPHERIC EFFECTS ON NOAA AVHRR DATA OVER SAHELIAN REGIONS	47
I - INTRODUCTION.....	51
II - DATASETS.....	53

III - CORRECTION ALGORITHM	59
1. Theoretical background	59
2. Selection of parameters	60
IV - RESULTS.....	61
V - DISCUSSION.....	68
1. Aerosol models.....	68
2. Uncertainties in H ₂ O component	69
3. Uncertainties in aerosol content	73
VI - CONCLUSION	74
REFERENCES	77

CHAPITRE 3

TELEDETECTION DES AEROSOLS A PARTIR DE L'IMAGERIE

SATELLITAIRE NOAA/AVHRR	81
I - INTRODUCTION	83
II - METHODOLOGIE.....	85
1. Propriétés spectrales des surfaces étudiées.....	85
2. Code radiatif.....	88
3. Algorithme d'inversion.....	91
III - PRESENTATION DES DONNEES	97
1. Images NOAA/AVHRR	97
2. Mesures photométriques	101
3. Profils météorologiques.....	102
4. Caractéristiques du jeu de données.....	105
IV - RESULTATS ET DISCUSSION.....	115
1. Végétation dense.....	115
2. Eau de lac.....	129
V - CONCLUSION	135
REFERENCES	139
CONCLUSION	141

INTRODUCTION

Dans les années 80 est apparue une prise de conscience très nette des problèmes d'environnement résultant des activités humaines (pollution, destruction de la biomasse, augmentation du gaz carbonique) ou provenant de certains processus naturels (érosion, inondation, désertification, éruption volcanique). En ce qui concerne les ressources terrestres, près de 1,2 milliards d'hectares sont actuellement dégradés (ce qui représente les superficies de la Chine et de l'Inde réunies), situés pour la plupart en Afrique et en Asie. Le trou d'ozone aux pôles et le réchauffement de la planète par effet de serre sont d'autres exemples liés cette fois à une modification notable de la composition de l'atmosphère.

Ces problèmes qui se posent à l'échelle de la planète affectent donc de manière souvent irréversible les nombreux paramètres indispensables à la survie de la terre. Seule une approche globale des processus physique, chimique, biologique et climatique qui en résultent, permet une meilleure compréhension de l'ensemble du système biosphère-géosphère, et donc par là même une meilleure prédiction de l'évolution de cet ensemble.

Ces objectifs font clairement apparaître le rôle majeur du satellite pour ses observations à grande échelle du système terre-atmosphère, et l'intérêt d'une meilleure détermination des paramètres qui décrivent notre environnement.

L'interprétation de l'imagerie satellitaire s'effectue globalement en trois étapes. La première est la modélisation du signal satellitaire lui-même. Elle permet de dégager les paramètres accessibles depuis l'espace selon les conditions d'observation. Cette modélisation est maintenant bien maîtrisée et c'est au niveau des étapes suivantes que notre travail se situe.

La mesure satellitaire résulte de la superposition d'une composante de surface et d'une composante d'atmosphère. L'atmosphère constitue donc pour l'étude de la surface un terme perturbateur que l'on cherche à éliminer, tout comme la surface est un terme perturbateur pour l'étude de l'atmosphère. C'est à cause de la variabilité spatio-temporelle de certains constituants atmosphériques (ozone, vapeur d'eau, aérosols), que l'influence de l'atmosphère est si gênante pour la télédétection de la surface. C'est la variabilité temporelle et directionnelle de la surface elle-même qui rend le problème de la télédétection en général très

complexe.

La deuxième étape consiste donc à mettre au point des algorithmes d'inversion du signal satellitaire pour accéder soit à la signature de la surface, après correction des effets d'atmosphère, soit aux paramètres atmosphériques, après certaines hypothèses sur la surface. Les hypothèses de travail sont bien sûr différentes selon les objectifs à atteindre. Tous ces algorithmes nécessitent dès lors une validation à partir de mesures sol, et c'est la troisième et dernière étape.

Dans le cadre de la télédétection des ressources terrestres, l'effet perturbateur de l'atmosphère intervient dans le signal satellitaire à la fois par ses propriétés de diffusion et par ses propriétés d'absorption. Si l'on s'intéresse par exemple à l'évolution temporelle de la surface, il importe de ramener les données satellitaires aux mêmes conditions atmosphériques, ce qui est obtenu en effectuant une correction des effets d'atmosphère. Cela nécessite la connaissance préalable des propriétés radiatives de l'atmosphère mais aussi de la composition de cette dernière, puisque certains constituants sont très variables. On rejoint alors la partie de la télédétection des composants atmosphériques eux-mêmes.

A grande échelle, une correction systématique de l'image satellitaire ne peut être obtenue que par la détermination à partir de l'image elle-même des paramètres atmosphériques. De ce point de vue, l'épaisseur optique des aérosols, variable dans le temps et l'espace, constitue l'un des principaux paramètres à déterminer. Il permet en effet de quantifier les différentes émissions, solides ou gazeuses (pollution), qui s'échappent dans l'atmosphère et qui interviennent ensuite dans le bilan radiatif.

Pour déterminer ce paramètre à partir de l'image, on peut utiliser des sites privilégiés, puis par extrapolation on applique la correction à l'ensemble de l'image (Kaufman and Sendra, 1988). Ainsi l'observation satellitaire de cibles noires a été utilisée pour effectuer des cartographies d'aérosols au-dessus des océans. Sur mer, où le signal provenant de la surface est négligeable, on mesure directement la composante atmosphérique. Il est alors possible de déterminer le contenu en aérosols atmosphériques (Rao et al., 1989). Sur terres, une méthode peut encore consister à utiliser la diminution du contraste de l'image en présence d'aérosols (effet de flou). Par comparaison avec une image de référence, on en déduit les variations temporelles de l'épaisseur optique. Cette méthode nécessite cependant l'existence de sites invariants (Tanré et al., 1988).

Lorsque l'on ne dispose pas de sites privilégiés dans l'image, il faut alors avoir recours à des mesures sol, et la correction satellitaire ne peut être que locale.

Le travail présenté dans cette thèse s'applique à deux zones sensibles du globe: les zones désertiques pour leurs problèmes d'érosion éolienne et de désertification, et les zones de forêts denses touchées par les problèmes de déforestation et de feux de forêts. Il concerne par ailleurs le domaine solaire de l'imagerie satellitaire NOAA/AVHRR largement utilisée pour donner une couverture globale et quotidienne de la surface de la terre.

Notre travail comporte trois études spécifiques, avec pour objectifs scientifiques une meilleure caractérisation des aérosols par la détermination de leur épaisseur optique, et une meilleure estimation des paramètres de surface.

Nous présentons dans le chapitre 1 une amélioration de la méthode de Langley pour la détermination de l'épaisseur optique des aérosols à partir de mesures radiométriques au sol. Notre méthode tient compte des variations temporelles des aérosols dans les ordonnées du tracé de la droite de Bouguer-Langley. Nous l'avons appliquée aux données de deux radiomètres multispectraux utilisés pendant une campagne de mesures faite en Afrique de l'Ouest, au Sénégal.

Le chapitre 2 concerne une étude de faisabilité d'algorithme de corrections atmosphériques fondé sur les mesures sol précédentes et appliqué aux régions semi-arides du Sahel. Par le biais d'études de sensibilité, nous étudions l'impact des contenus en ozone, en vapeur d'eau et en aérosols sur les données satellitaires elles-mêmes. Cela nous permet d'apprécier les possibilités d'inversion du signal satellitaire pour retrouver les paramètres de surface. Puisque la cible étudiée est située près de la côte, nous disposons d'une autre cible qui est l'océan, qui nous a permis d'estimer l'imprécision due au modèle d'inversion.

Dans le chapitre 3, l'étude de faisabilité concerne la télédétection des aérosols à partir de l'espace. La méthodologie est fondée sur l'observation des surfaces sombres: forêt dans le canal 1 d'AVHRR et lac dans les canaux 1 et 2 d'AVHRR. Elle s'applique à la forêt boréale du Québec et au lac Ontario.

Les chapitres 1 et 2 ont fait l'objet de deux articles qui sont présentés dans les annexes 1 et 2 et introduits par un résumé étendu en français.

Kaufman Y.J. and C. Sendra, 1988, Algorithm for automatic corrections to visible and near-infrared satellite imagery, *Int. J. of Remote Sens.*, Vol. 9, No 8, 1357-1381.

Rao N.C.R., L.L. Stowe and E.P. Mc Clain, 1989, Remote Sensing of aerosols over the oceans using AVHRR data, *Int. J. of Remote Sens.*, vol. 10, Nos 4 and 5, 745-749.

Tanré D., P.Y. Deschamps, C. Devaux and M. Herman, 1988, Estimation of Saharan aerosol optical thickness from blurring effects in Thematic Mapper data, *J. Geophys. Res.*, 15955 - 15964.

CHAPITRE 1

*DETERMINATION MULTISPECTRALE
DE L'ÉPAISSEUR OPTIQUE AÉROSOL
PAR PHOTOMETRIE SOLAIRE*

Depuis plusieurs années, les expériences par photométrie solaire contribuent largement à la caractérisation des aérosols et également à la validation des algorithmes d'inversion satellitaire. La détermination spectrale de l'épaisseur optique des aérosols, $\tau_a(\lambda)$, est alors importante. Cette donnée, si elle est de bonne qualité, permet d'accéder à la granulométrie des aérosols, et cela d'autant plus précisément que le domaine spectral étudié s'étend loin dans l'infrarouge [Kremser et al., 1984 - Tanaka et al., 1986 - Fouquart et al., 1987 - Tanré et al., 1988].

La technique usuelle de la méthode de Bouguer-Langley permet de déterminer l'épaisseur optique des aérosols à partir des mesures de la transmission du rayonnement solaire direct. Par visée du soleil au niveau du sol, les photomètres solaires enregistrent au cours du temps l'atténuation du rayonnement solaire direct pour différentes longueurs d'onde λ . Ces atténuations s'expriment suivant les lois exponentielles de Beer-Lambert. Elles permettent, lorsqu'elles sont obtenues pour des conditions parfaites de stabilité de l'atmosphère, le tracé des droites de Bouguer-Langley (logarithme du signal en fonction de la masse d'air "m") et la détermination des constantes d'étalonnage des photomètres (par extrapolation à $m=0$). L'épaisseur optique des aérosols est ensuite déduite de l'épaisseur optique de l'atmosphère, après correction de la transmission gazeuse et soustraction de l'épaisseur optique moléculaire ou Rayleigh. Ces conditions parfaites de stabilité n'existent cependant pas dans la plupart des lieux.

Les principaux constituants variables de l'atmosphère sont, pour les longueurs d'onde qui nous intéressent, la vapeur d'eau et les aérosols. La vapeur d'eau est en effet un gaz absorbant au-delà de $0.7 \mu\text{m}$ qui perturbe inévitablement toutes les mesures aérosols effectuées dans le proche et le moyen infrarouge. Pour déterminer l'épaisseur optique des aérosols sur un large domaine spectral, il importe donc de tenir compte de ces variations et de développer des méthodes autres que la simple méthode de Langley, nécessitant des conditions moins strictes d'utilisation.

L'expérience idéale pour bien étalonner un radiomètre, serait d'effectuer des mesures hors atmosphère. Cela présente des difficultés techniques, et la méthode que nous présentons consiste à n'embarquer sur ballon qu'un radiomètre très rudimentaire ne comprenant qu'une seule bande située dans la partie bleue du spectre. Le détecteur utilisé est une photodiode au silicium, qui est donc peu sensible aux variations de température. D'un point de vue pratique, deux

expériences ballon et des expériences en haute altitude (Pic du Midi) ont été réalisées et ont montré la très bonne stabilité de l'étalonnage ainsi obtenu. Nous déterminons alors l'épaisseur optique spectrale des aérosols à partir des mesures simultanées du radiomètre étalon et d'un radiomètre multispectral.

Nous nous sommes donc proposé de montrer que si l'on peut avoir une bonne confiance dans l'étalonnage d'une seule bande spectrale, il est alors possible d'étalonner tout autre radiomètre plus perfectionné et ceci à diverses longueurs d'onde. L'hypothèse de base repose sur la constance de la nature des aérosols au cours des mesures d'une même journée. C'est une hypothèse moins stricte que la précédente puisque l'on tient compte de la variation temporelle de l'abondance des aérosols. Cette variation temporelle à toute longueur d'onde λ s'exprime en fonction de la variation temporelle à la longueur d'onde de référence λ_0 , longueur d'onde du radiomètre de référence en l'occurrence. Le principe de notre méthode consiste alors à tracer de nouvelles droites de Bouguer-Langley dans un système de coordonnées qui tienne précisément compte de cette variation temporelle.

Le contenu en vapeur d'eau est par ailleurs estimé à partir de la méthode de l'absorption différentielle qui a largement été utilisée. Elle consiste à viser le soleil le long d'un même trajet optique à travers deux filtres centrés sur des longueurs d'onde identiques ou voisines et appartenant à une même bande d'absorption de la vapeur d'eau. Les bandes passantes des deux filtres sont bien sûr différentes. Dans ces conditions, les composantes Rayleigh et aérosols peuvent être considérées comme identiques pour les deux filtres, et seule la transmission de la vapeur d'eau est différente. Une modélisation de cette transmission permet dès lors de relier le rapport des transmissions des deux filtres au contenu de la vapeur d'eau atmosphérique.

Nous avons appliqué la méthode à un ensemble de données recueillies en Afrique de l'Ouest pendant la période de la saison sèche. Cela concerne plus particulièrement la région de M'Bour (16.9°W, 14.3°N) au Sénégal pendant les mois de Mars, Avril et Mai 1987. La station étant située près de la mer, nous avons observé de larges variations temporelles de l'épaisseur optique de l'atmosphère provenant tantôt d'une circulation d'air sec continental (forte épaisseur optique aérosol associée à un faible contenu en vapeur d'eau) ou d'une circulation d'air maritime humide (faible épaisseur optique aérosol et fort contenu en vapeur d'eau). Ces conditions nous offrent une bonne opportunité de valider la méthode, là où la

méthode de Langley traditionnelle ne peut être utilisée.

Le jeu de données consiste plus précisément en des mesures de transmissions du rayonnement solaire direct effectuées simultanément au niveau du sol par trois radiomètres: le radiomètre étalon et deux radiomètres multispectraux. Le radiomètre étalon est supposé parfaitement étalonné à sa longueur d'onde de 450 nm. Le premier radiomètre multispectral, destiné à mesurer l'épaisseur optique des aérosols sur un large domaine spectral, dispose de 7 filtres centrés sur des longueurs d'onde réparties de 450 à 2200 nm. Le deuxième radiomètre est destiné à mesurer le contenu en vapeur d'eau atmosphérique à partir de la méthode de l'absorption différentielle. Pour cela, deux filtres, large pour l'un et étroit pour l'autre, sont centrés à 930 et 940 nm dans une bande d'absorption de la vapeur d'eau. Trois autres filtres, situés à 450, 650 et 850 nm et également disponibles sur le premier radiomètre, ont pour but de vérifier la cohérence des résultats.

Nous avons appliqué la méthode aux filtres des deux radiomètres multispectraux, à chaque fois pour trois jours présentant des conditions de turbidité différentes. L'épaisseur optique des aérosols a été retrouvée précisément pour chaque filtre et pour les trois jours considérés. D'autre part le bon accord entre les résultats des trois filtres communs aux deux radiomètres conforte la fiabilité de notre méthode. Par ailleurs les bons résultats obtenus pour les deux filtres situés dans la bande d'absorption de la vapeur d'eau confirment une bonne correction de l'absorption de la vapeur d'eau.

Cette méthode est donc applicable pour les conditions de turbidité rencontrées en Afrique de l'Ouest au moment de la saison sèche. Cependant l'hypothèse de base d'un type d'aérosols constant peut être remise en question dans des régions humides, où la granulométrie des aérosols varie dans la journée.

Fouquart Y., Bonnel B., Chaoui Roquai M., Santer R., Cerf A., 1987: Observations of Saharan aerosols: Results of ECLATS field experiment. Part I: Optical thicknesses and aerosol size distributions, *J. of Climate and Applied Meteorology*, Vol. 26, N 1.

Kremser H., Koepke P. and Quenzel H., 1984: Aerosol optical thickness from direct solar radiation: Improved Langley method applied to measured data, in *Proceedings of the Symposium on Radiation in the Atmosphere*, G. Fiocco, ed. A. Deepak, Publ., Hampton, Va, pp 46-49.

Tanaka M., Nakajima T., Shiobara M., 1986: Calibration of a sunphotometer by simultaneous measurements of direct-solar and circumsolar radiations, *Appl. opt.* 25, 1170-1176.

Tanré D., Devaux C., Herman M., Santer R., Gac J.Y., 1988: Radiative properties of desert aerosols by optical ground based on measurements at solar wavelengths, *J. Geophys. Res.*, Vol. 93, pp 14,223-14,231.

ANNEXE 1

Modified Langley Plot Method for measuring the Spectral Aerosol Optical Thickness and its Daily Variations

V. SOUFFLET, C. DEVAUX, D. TANRE

Applied Optics, Vol. 31, No 12, 2154-2162, 1992

Abstract

A method of obtaining the spectral aerosol optical thickness using a multispectral instrument and a crude instrument with one spectral band only, here in the blue at 450nm, is presented. The instrument in the blue range is calibrated from a stratospheric balloon. The method is shown to be efficient by using experimental data collected in West Africa, where the daily variations of the aerosol optical thicknesses are large because of frequent dust storms and where the classic Langley plot method could not be used.

I INTRODUCTION

Atmospheric aerosols induce disturbances in remote-sensing measurements and affect the climate. This phenomenon has resulted in increasing research on the optical properties of aerosols. Ground-based experiments that use solar radiometers have widely contributed to the determination of aerosol optical properties and also to the validation of satellite data. A well-known remote-sensing technique derives the aerosol optical thickness from measurements of the direct solar radiation. This technique, the Langley method, leads to the calibration of sun photometers when it is applied to stable turbidity conditions. Typically, there is no effective temporal atmospheric stability at most locations, resulting in an important source of errors in the calibration procedure. For this reason, other Langley plot methods have been described in the literature¹⁻³.

In this paper we present an alternative Langley method that is applicable with varying optical thicknesses. An absolute calibration is achieved during a balloon experiment by using a rudimentary radiometer with only one filter centered at a visible wavelength. A multispectral radiometer can be calibrated by measuring the aerosol optical thickness simultaneously with the reference radiometer. Using experimental data collected in M'Bour, Senegal (16.9°W,14.3°N), in 1987, we show that this method is effective. Because of the site and the season (dry), the ground station was on the path of Saharan dust outbreaks, and the changes in the aerosol concentrations were important. Therefore these conditions seemed to be appropriate for validating our method.

II DESCRIPTION OF THE METHOD

First we provide a description of the radiometer from which the aerosol optical thickness at 450 nm is derived. Then we present the alternative Langley method that allows us to consider the temporal variations of the atmospheric turbidity.

II-1 ESTIMATION OF THE AEROSOL COMPONENT AT 450 nm BY AN ABSOLUTE CALIBRATION

An ideal experiment for radiometer calibration is the direct measurement of the solar radiation at the top of the atmosphere. This measurement may be approximated by putting the radiometer on board a stratospheric balloon and performing measurements at very high altitudes (~ 35 km under normal conditions). Such an altitude is sufficient for neglecting the molecular optical depth. Furthermore, the aerosol concentration is so small that the solar constant of the radiometer may be directly determined.

Because of pressure and temperature conditions at this altitude, the instrument has to be crude. The radiometer has only one spectral band, which is centered in the blue at 450 nm. A silicon photodiode was selected because it is almost insensitive to temperature variations at this wavelength. Two balloon experiments have been carried out, in 1985 and 1986. The calibration constants were respectively 1.493 and 1.491 in arbitrary units and showed good time stability.

From ground measurements performed at $\lambda = 450$ nm, the aerosol optical thickness may be derived from the classic Lambert-Bouguer law :

$$V(\lambda) = V_0(\lambda) \exp [-m \tau(\lambda)] \cdot t_g(\lambda) \quad (1)$$

where $V(\lambda)$ is the ground-level irradiance measured at wavelength λ and expressed in volts and $V_0(\lambda)$ is the spectral irradiance at the top of the atmosphere corrected for the Earth-Sun distance variation. In Eq. (1), m and $\tau(\lambda)$ stand, respectively, for

the air mass and the total optical thickness at wavelength λ . The quantity $\tau(\lambda)$ results from two contributions: the Rayleigh- or molecular-scattering optical depth $\tau_R(\lambda)$ and the aerosol optical depth $\tau_A(\lambda)$: $\tau(\lambda) = \tau_R(\lambda) + \tau_A(\lambda)$. Eventual gaseous absorption at wavelength λ may be considered by means of the gaseous transmission $t_g(\lambda)$.

If $V(\lambda)$ is the output of the instrument, the optical thickness at $\lambda_0 = 450$ nm can then be derived from Eq. (1):

$$\tau_A(\lambda_0) = \ln [V_0(\lambda_0)/V(\lambda_0)]/m - \tau_R(\lambda_0) \quad (2)$$

Because the gaseous absorption at 450 nm can be neglected, the gaseous transmission $t_g(\lambda)$ is set equal to 1. The estimate of the molecular correction $\tau_R(\lambda_0)$ is described below. The air mass m is related to the Sun's position and can be computed if both the date and the time of the measurement are known.

For convenience, the aerosol optical depth $\tau_A(\lambda_0)$ is written as a sum of the constant term $\tau_{AM}(\lambda_0)$, which corresponds to the daily average, and the term $\Delta\tau_A(\lambda_0)$, which expresses the daily variations :

$$\tau_A(\lambda_0) = \tau_{AM}(\lambda_0) + \Delta\tau_A(\lambda_0) \quad (3)$$

II-2 MULTISPECTRAL DETERMINATION OF THE AEROSOL COMPONENT

Assuming that the aerosol type is unchanging during the day, the spectral daily variations at two wavelengths λ_i and λ_0 are related by

$$\Delta\tau_A(\lambda_0)/\tau_{AM}(\lambda_0) = \Delta\tau_A(\lambda_i)/\tau_{AM}(\lambda_i) \quad (4)$$

From the ratio $\tau_{AM}(\lambda_i)/\tau_{AM}(\lambda_0)$, the fluctuation $\Delta\tau_A(\lambda_i)$ will be determined from $\Delta\tau_A(\lambda_0)$:

$$\Delta\tau_A(\lambda_i) = \Delta\tau_A(\lambda_0)\tau_{AM}(\lambda_i)/\tau_{AM}(\lambda_0) \quad (5)$$

Equation (1) which can be also rewritten as

$$\ln V(\lambda_i) = \ln V_0(\lambda_i) - m [\tau_R(\lambda_i) + \tau_A(\lambda_i)] + \ln t_g(\lambda_i) \quad (6)$$

with
$$\tau_A(\lambda_i) = \tau_{AM}(\lambda_i) [1 + \Delta\tau_A(\lambda_0)/\tau_{AM}(\lambda_0)] \quad (7)$$

from (3) & (5) and leads to a convenient form:

$$Y = AX + B, \quad (8)$$

where
$$\begin{aligned} Y &= \ln V(\lambda_i) + m \tau_{AM}(\lambda_i) \Delta\tau_A(\lambda_0)/\tau_{AM}(\lambda_0) - \ln t_g(\lambda_i) \\ B &= \ln V_0(\lambda_i) \\ A &= -[\tau_R(\lambda_i) + \tau_{AM}(\lambda_i)], \text{ and} \\ X &= m, \end{aligned}$$

which is a typical Bouguer-Langley law with the constant slope $[\tau_R(\lambda_i) + \tau_{AM}(\lambda_i)]$. At a wavelength λ_i , $\tau_{AM}(\lambda_i)$ is first derived from a classic Langley plot with no consideration of the temporal variation. This value, denoted $\tau_{AM}^0(\lambda_i)$, gives a first guess of $V_0(\lambda_i)$, by using a least-squares regression [Eq. (6)]. These values are then introduced in Eq. (8) for determining a first guess of Y and B. Then a least squares fit of Eq. (8) gives a value of A from which a new estimate of $\tau_{AM}(\lambda_i)$, denoted $\tau_{AM}^1(\lambda_i)$, may be determined. Thus, an iterative scheme is initiated that is stopped when the i^{th} iteration meets the convergence criterion:

$$|\tau_{AM}^{(i)}(\lambda_i) - \tau_{AM}^{(i-1)}(\lambda_i)| = |d\tau_{AM}^{(i)}(\lambda_i)| < \varepsilon \quad (9)$$

A maximum of 25 iterations was determined to prevent inclusion of unreliable data caused by a change of the aerosol type, which might occur during the day.

III EXPERIMENT RESULTS

First we briefly describe the experiment and the three sun photometers, the balloon instrument with a blue spectral band, and the two multispectral instrument. The water-vapor content is retrieved by using the differential absorption method and is used for correcting the spectral bands that are contaminated by residual water vapor absorption. Finally, the results are compared in the identical spectral bands of the two multispectral instruments.

III-1 DESCRIPTION OF THE EXPERIMENT

The data were collected in M'Bour at the Geophysic and Seismology Center of the Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement de la Coopération and data from 18 nonconsecutive cloud-free days in March, April, and May 1987 were processed.

Transmissions of direct solar radiation were performed by using three sun photometers that had the same angular field of view of 3°. The basic standard radiometer (SR) was assumed to be well calibrated from balloon measurements and was stable during the experiment, as verified by a later calibration. The second radiometer, a Proche infrared radiometer (PIR), was designed for measuring the aerosol optical thickness over a wide range of wavelengths, as it is suitable for retrieving the aerosol size distribution⁴. Seven spectral bands, from 450 to 2200 nm, were selected to be outside the most intense absorption bands of atmospheric gaseous components (see Table I). A third portable radiometer (PR) was used not only for measuring the aerosol optical thickness in the visible and the near infrared but also for deriving the integrated water-vapor content. Therefore, two of the five spectral bands (see Table I) were centered at 930 and 940 nm so the differential absorption method could be used^{5,6}. The two multispectral radiometers had three common channels, which were centered near 450, 650 and 850 nm and were used for checking the consistency of the results. The detectors of the SR and PR radiometers were a silicon photodiodes, whereas the PIR instrument had a PbS detector.

Instrument		Center Wavelengths and Bandwidths (nm)								
SR	λ $\Delta\lambda$	450 40								
PR	λ $\Delta\lambda$	450 16		650 17	850 17	930 49	940 17			
PIR	λ $\Delta\lambda$	450 20	550 17	650 19	850 31			1040 29	1600 56	2200 70

Table I : Spectral Bands of the Three Sun Photometers

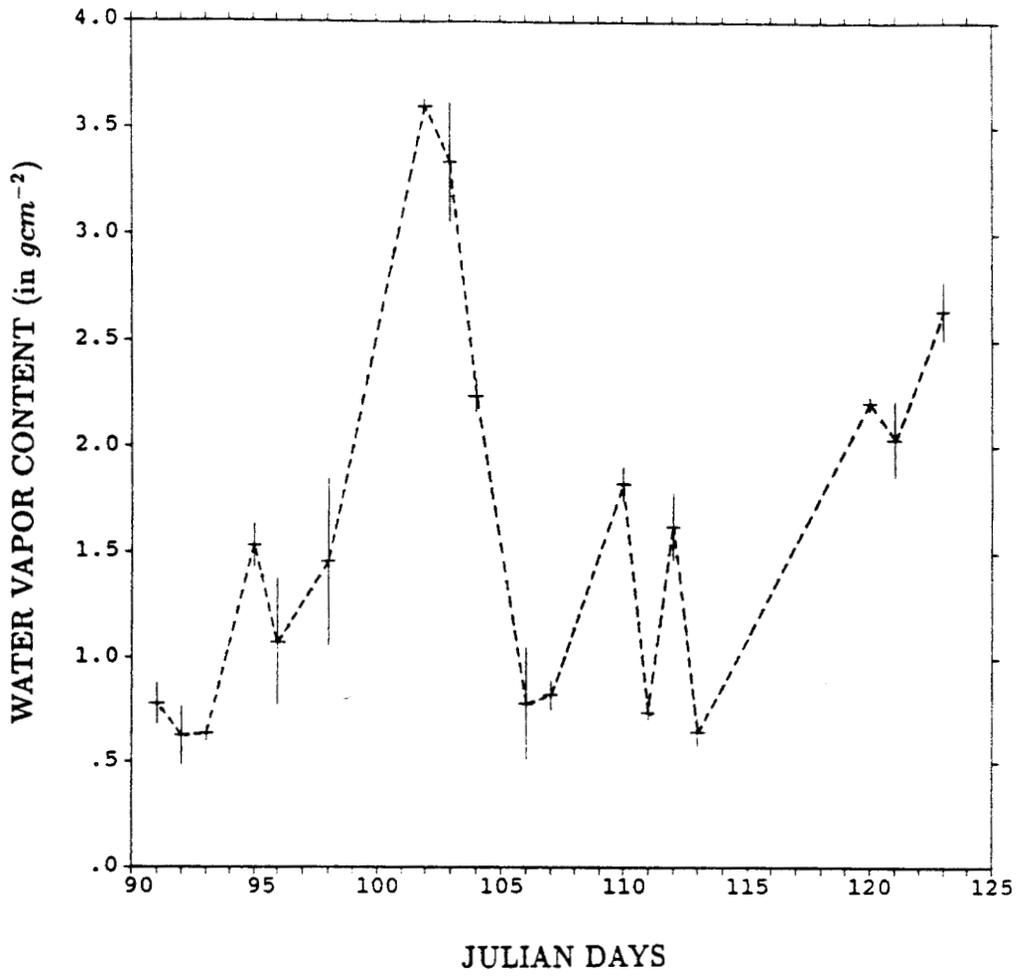


Figure 1: Time evolution of the retrieved water-vapor content.

III-2 GASEOUS ABSORPTION CORRECTION

From Eq. (6), it is obvious that measurements first have to be corrected for molecular optical thickness and gaseous absorption. The Rayleigh optical thickness depends on the pressure at the surface level and was computed from the tropical atmosphere of Mc Clatchey et al.⁷ Because tropical and subarctic winter atmosphere models⁷ provide molecular optical thicknesses different by some 0.001 unit only, the uncertainty resulting from the use of the tropical model is small. In contrast, the gaseous absorption caused by H₂O and O₃ may be large and requires a correction that has to be performed from the estimate of the actual gaseous contents.

The integrated water-vapor content can be obtained from the PR measurements performed at 930 and 940 nm⁸. The time evolution of the retrieved H₂O content during the 18 days is illustrated in Fig. 1. The error bars represent the diurnal standard deviation. Large daily variations may be noted in the H₂O content; for instance on days 106 (16 April) and 123 (3 May), mean values of 0.78 and 2.64 g cm⁻², respectively, are reported. The two corresponding charts of air-mass circulation do confirm the results; the small H₂O content on day 106 [Fig.2-a] corresponds to a continental dry-air circulation, whereas the large value of 2.64 g cm⁻² on day 123 is related directly to an oceanic wet-air circulation [Fig.2-b].

Ozone absorption perturbs measurements made at 550 and 650 nm. Because no direct estimate of the O₃ content is available, the climatological value of 0.26 cm atm of London et al.⁹ is assumed. As the transmission function of the most affected channel of the PIR (550 nm) varies only from 0.98 to 0.96 for a zenith observation when the ozone content changes from 0.26 to 0.52 cm atm, it is quite acceptable to use a climatological value. In addition, since the O₃ content is quite stable⁹, the correction is small.

III-3 CALIBRATION OF THE MULTISPECTRAL RADIOMETERS

Once the H₂O and O₃ contents are estimated, the measurements of the transmission can be corrected for the gaseous effects, and the calibration constant of the multispectral instruments may be derived by using the scheme described in Section II.

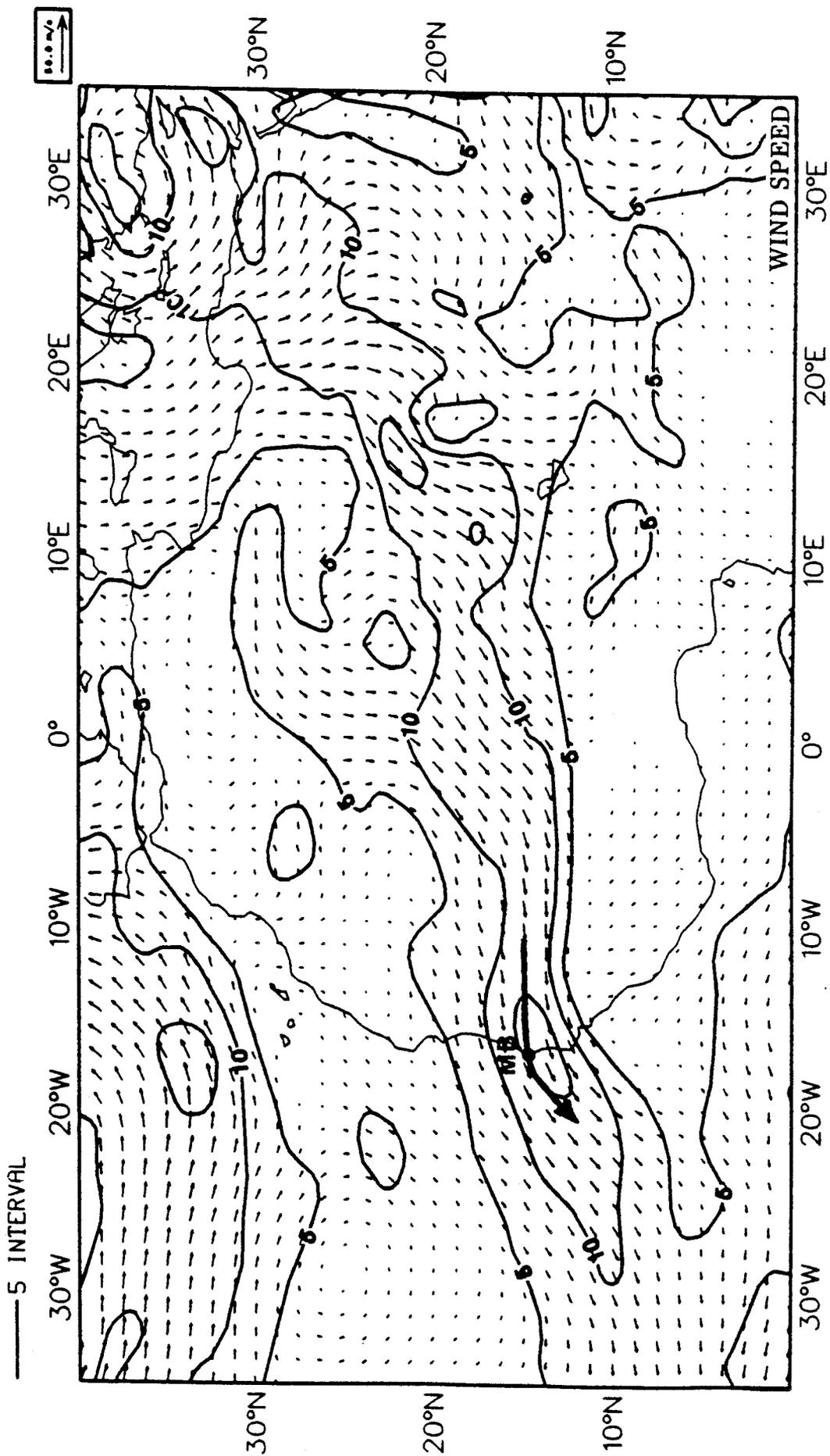


Figure 2-a: Chart of the air mass circulation at 12h00 GMT on day 106 (April 16, 1987). MB corresponds to the location of our ground measurements.

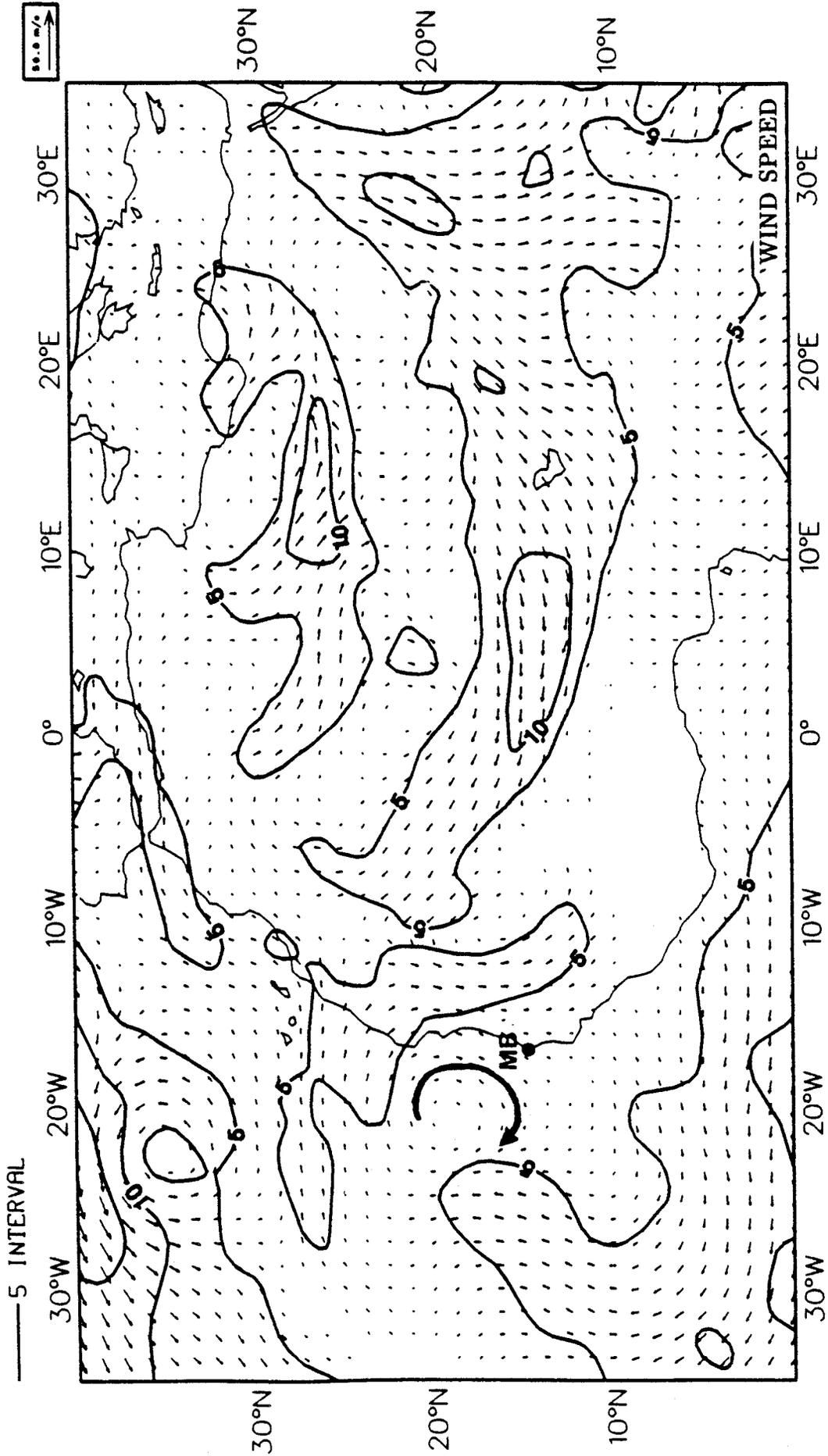


Figure 2-b: Same as Figure 2-a but for day 123 (May 3, 1987).

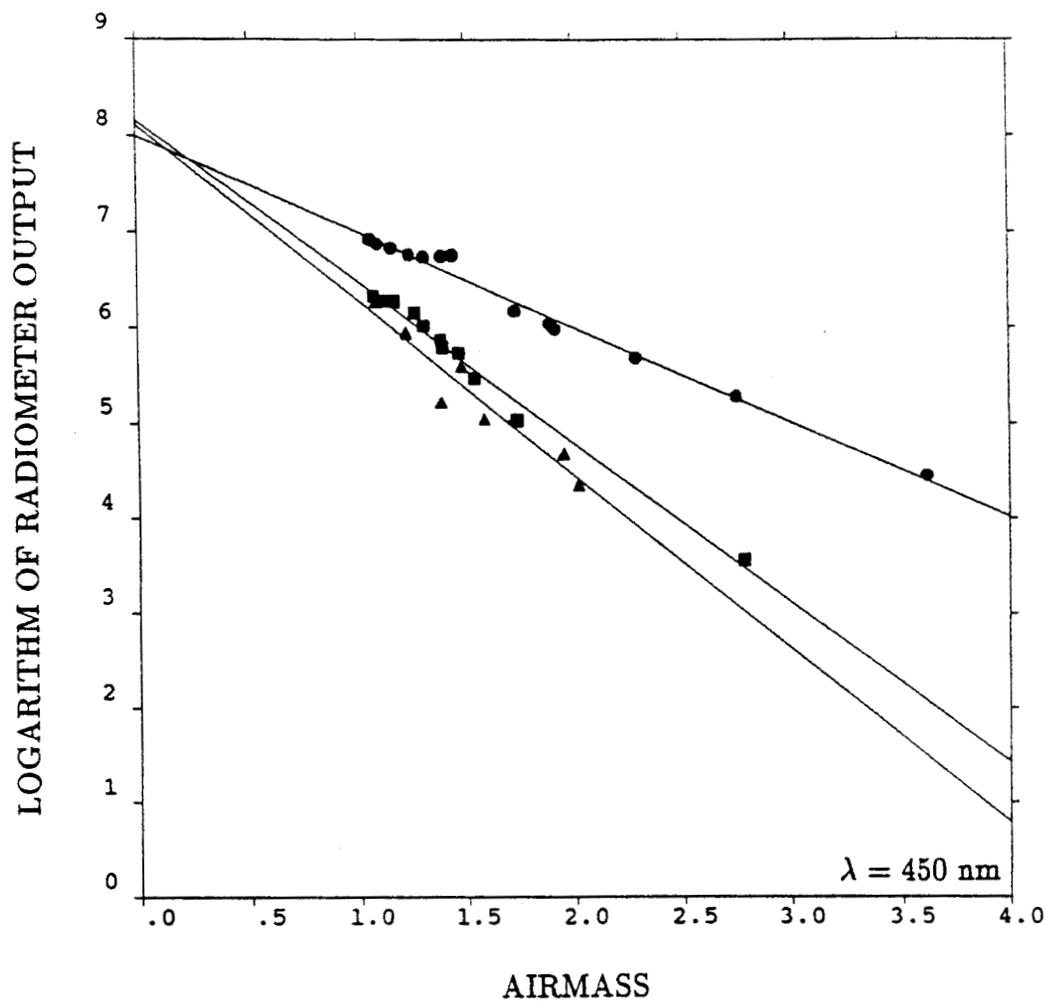


Figure 3: Langley plot method applied to the 450-nm channel of the PR for 6 April (■), 8 April (●), and 16 April (▲). The radiometer output is converted into millivolts.

a - Portable Radiometer

Results obtained from the PR by the classic Langley method at $\lambda = 450$ nm are shown in Fig. 3 for 3 days of measurements. It is obvious from this plot that the extrapolation to zero air mass for determining the solar spectral irradiance gives different values of V_0 for the 3 days, and therefore the classic Langley method cannot be used.

From measurements performed with the calibrated SR at a wavelength $\lambda_0 = 450$ nm, the solar spectral irradiance $V_0(\lambda_i)$ at wavelength λ_i of the PR can be derived by using the method described in section II as long as the requirement of coincident measurements is satisfied. So only measurements made by both radiometers within a maximum time delay of 1 min are selected. Figure 4 shows a comparison of the resulting aerosol optical thicknesses obtained from the PR and the SR in the same spectral range, at 450nm, which are in good agreement. The resulting V_0 value for that spectral band of the PR instrument is estimated with a relative error $\Delta V_0/V_0$ of only 3.7%. This error may result from the accuracy of the measurements, which is of -1%, and from the time difference of the measurements.

The alternative Langley method was applied to the other bands of the PR sun photometer by using the calibration found for the blue band of the instrument. The Langley plots for the five filters of the PR and for the 3 previous days are given in Figs. 5 a -5 e . We obviously have a perfect linear regression for 450 nm and fairly good results for the two aerosols channels, 650nm and 850nm [Figs.5-a-5-c)]. When the method is applied to the spectral bands within water-vapor absorption, the convergence of the extrapolations to zero air mass is still acceptable [Figs. 5-d-5-e], which means the H₂O correction is well performed. The turbidity conditions for the 3 days were markedly different (Table II). When the smallest standard deviation is found for the clearest day, the mean standard deviation for the three days is -1% which is quite acceptable for very turbid and unstable atmosphere conditions. This deviation results in an error of 0.01 in the measurement of the optical thickness for a zenith observation, which is quite acceptable in African conditions where the optical thickness was never less than 0.6 (Fig. 4).

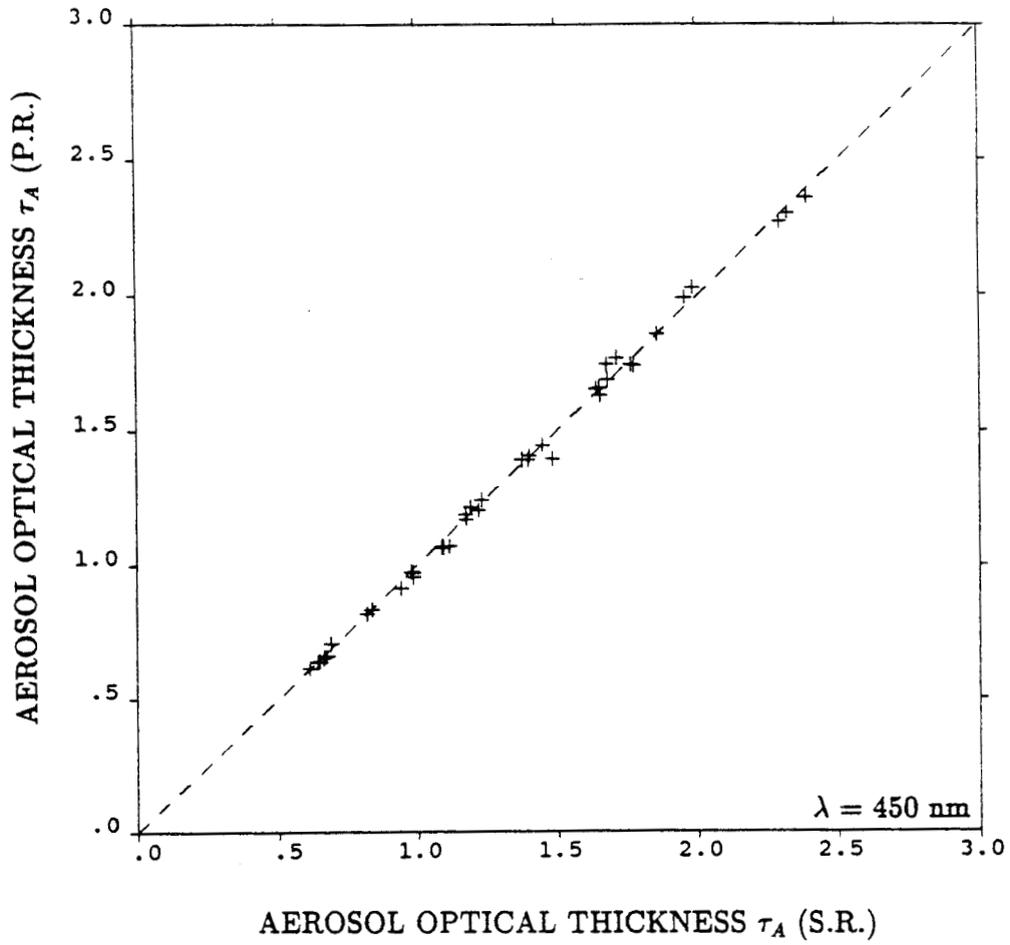


Figure 4: Aerosol optical thickness τ_A measured by the PR versus the one measured by the SR at $\lambda = 450$ nm.

Channels (nm)		450	650	850	930	940
06 April 1987 $1.1 \leq \tau_A \leq 1.4$	V_0 $\sigma \%$	2.489 0.00	4.183 2.49	4.037 3.59	12.885 4.82	2.471 4.86
08 April 1987 $0.5 \leq \tau_A \leq 0.75$	V_0 $\sigma \%$	2.489 0.00	4.284 1.07	4.038 0.77	13.078 1.74	2.511 1.71
16 April 1987 $1.2 \leq \tau_A \leq 1.7$	V_0 $\sigma \%$	2.489 0.00	4.263 1.20	4.005 3.20	13.285 4.88	2.545 4.87
Mean value Stand. Deviation	V_0 $\sigma \%$	2.489 0.00	4.243 1.03	4.027 0.38	13.083 1.25	2.509 1.12

Table II : Calibration of the PR by the New Langley-Plot Method. The upper number for each channel is V_0 , the calibration constant (in volts); the lower number is σ , its standard deviation (in percent). The aerosol optical thickness τ_A is given at 450 nm.

Channels (nm)		450	550	650	850	1040	1600	2200
08 April 1987 $0.55 \leq \tau_A \leq 0.8$	V_0 $\sigma \%$	1.155 0.00	0.840 0.83	0.592 1.18	2.281 1.18	2.380 0.92	2.640 0.64	2.029 1.03
16 April 1987 $1.2 \leq \tau_A \leq 1.85$	V_0 $\sigma \%$	1.155 0.00	0.837 2.27	0.560 3.03	2.357 0.89	2.416 0.87	2.655 0.98	2.030 1.33
1 May 1987 $1.0 \leq \tau_A \leq 1.1$	V_0 $\sigma \%$	1.155 0.00	0.851 0.71	0.610 0.98	2.340 0.90	2.441 1.02	2.689 1.08	2.086 1.25
Mean Value Standard Deviation	V_0 $\sigma \%$	1.155 0.00	0.843 0.72	0.587 3.52	2.326 1.40	2.412 1.04	2.661 0.77	2.048 1.30

Table III : Same as Table II but for the PIR

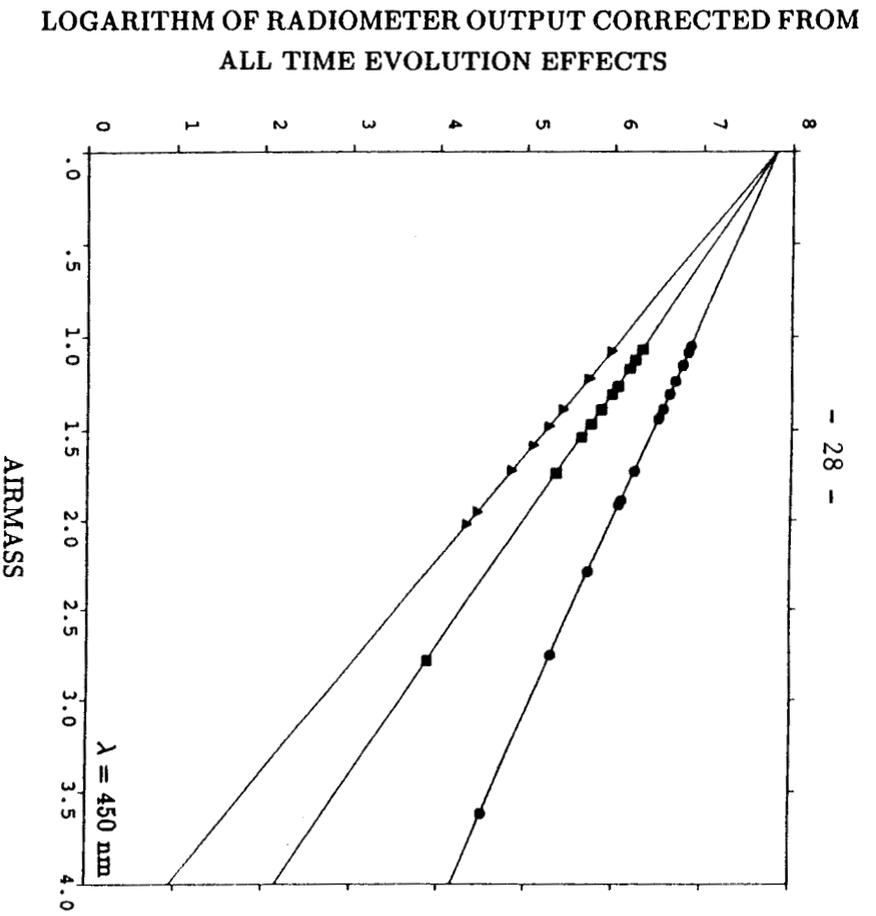


Figure 5-a: Present Langley plot method applied to the 450 nm of the PR for April 6 (symbol ■), April 8 (symbol ●) and April 16 (symbol ▲) 1987. The radiometer output is converted in mV.

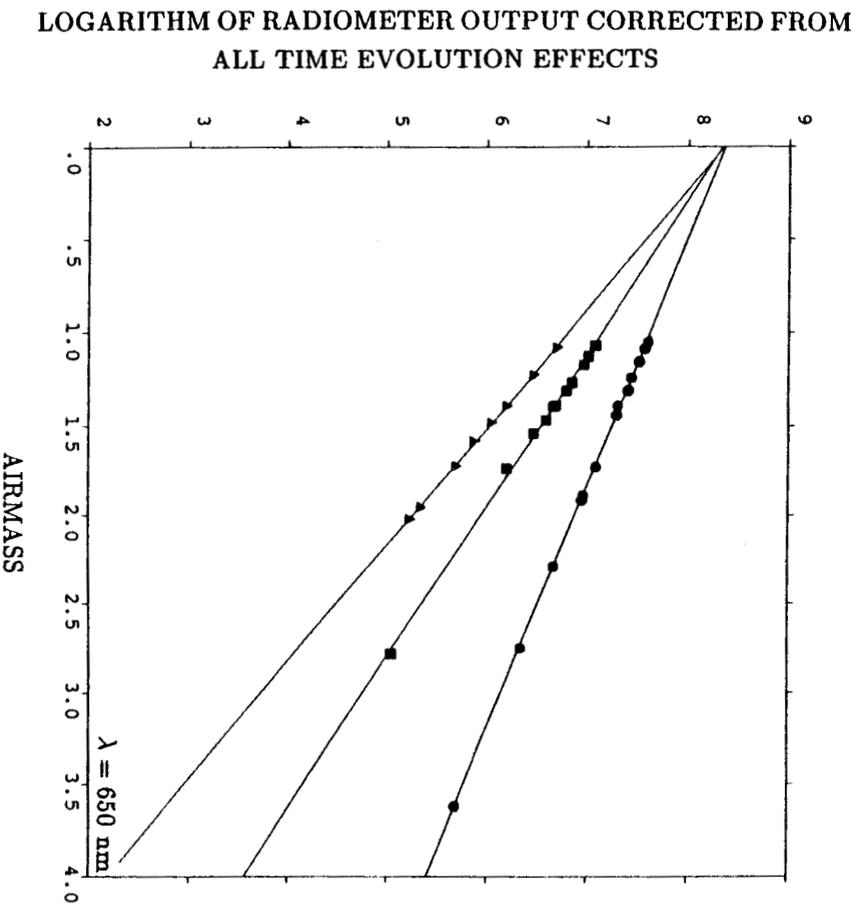


Figure 5-b: Same as Figure 5-a. but for $\lambda = 650 \text{ nm}$.

LOGARITHM OF RADIOMETER OUTPUT CORRECTED FROM ALL TIME EVOLUTION EFFECTS

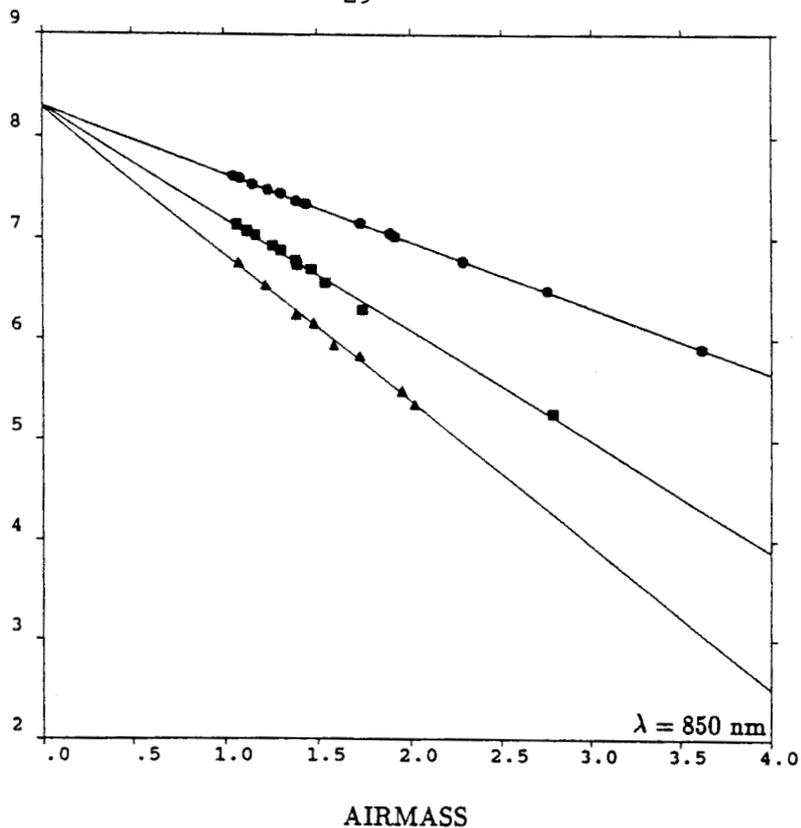


Figure 5-c: Same as Figure 5-a. but for $\lambda = 850 \text{ nm}$.

LOGARITHM OF RADIOMETER OUTPUT CORRECTED FROM ALL TIME EVOLUTION EFFECTS

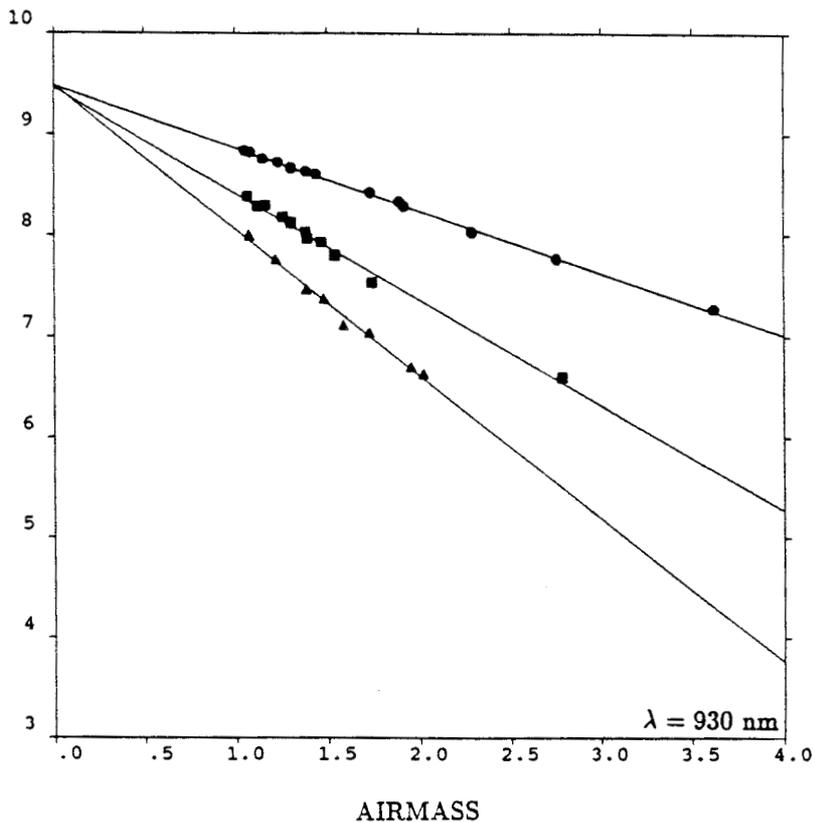


Figure 5-d: Same as Figure 5-a. but for $\lambda = 930 \text{ nm}$.

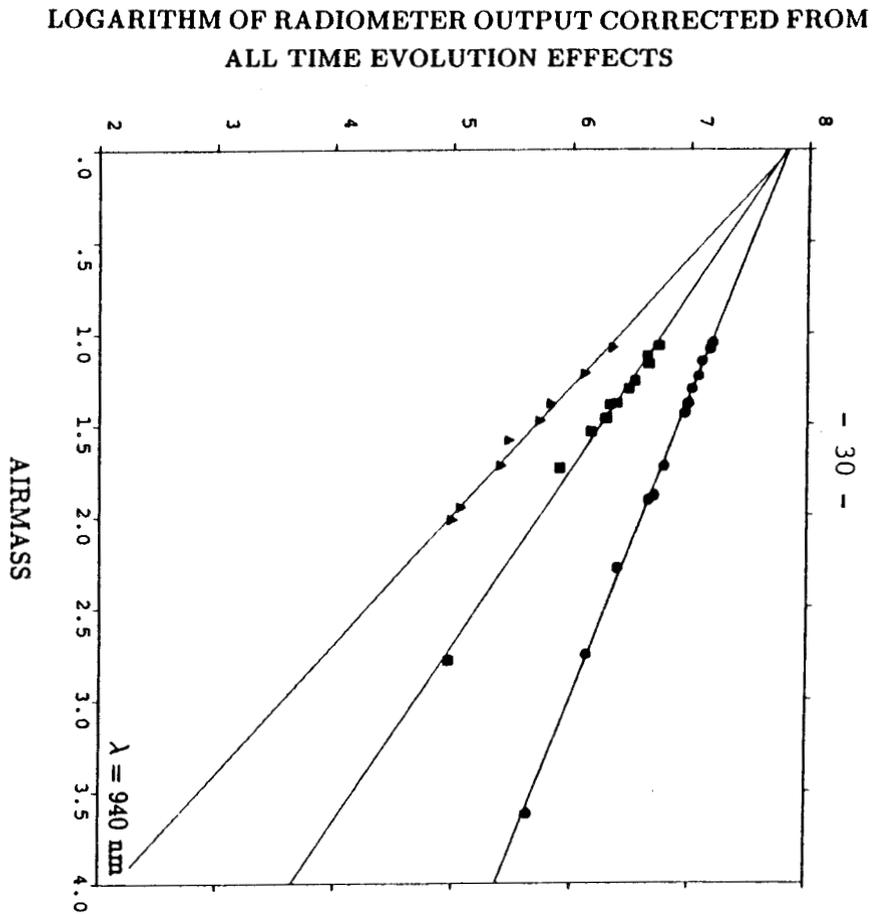


Figure 5-e: Same as Figure 5-a. but for $\lambda = 940$ nm.

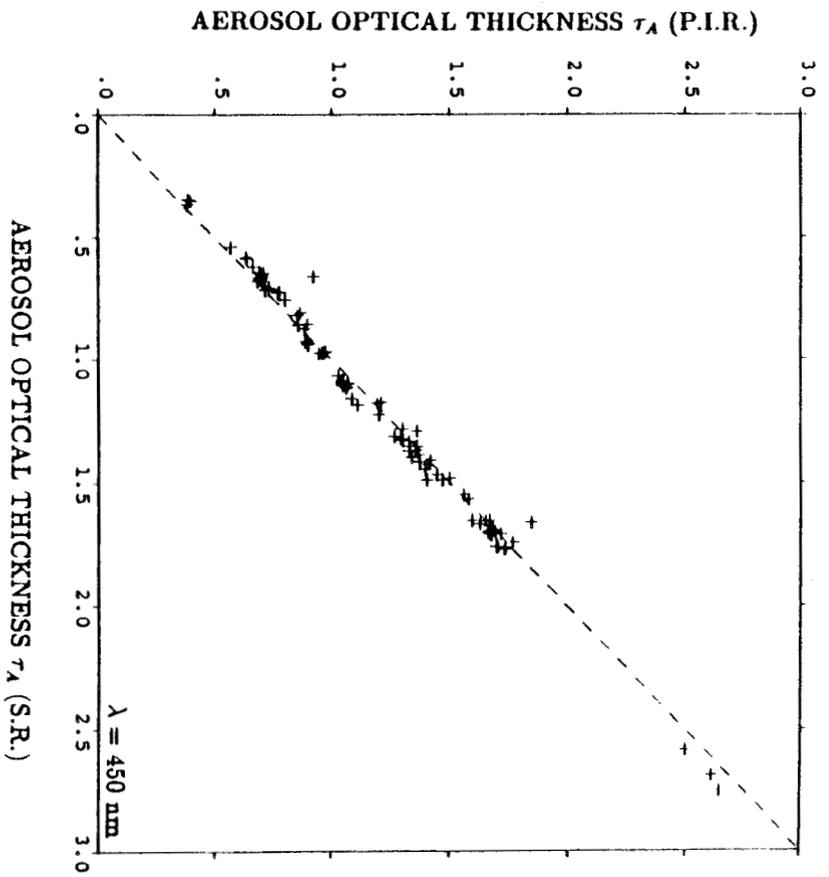


Figure 6: Aerosol optical thickness τ_A measured by the PIR versus the one measured by the SR at $\lambda = 450$ nm.

b - PIR Radiometer

Calibration of the PIR radiometer was also performed according to the same process; first, the 450-nm channel was calibrated by using the SR measurement with the same constraints on the time difference (1 min). In Fig. 6, the agreement between optical thicknesses obtained from the PIR and the SR is not so good as that for the PR and the SR. This poor agreement is caused by the lesser sensitivity of the PbS detector in the blue range. Nevertheless, the calibration constant is estimated with an accuracy of 6.40%.

The other channels were calibrated from the blue channel, and results for 3 different days are reported in Table III. Except for 16 April (day 106), the standard deviation is ~ 1%. The time evolution of the aerosol optical thickness for day 98, Fig. 7-a, and day 106, Fig.7-b, clearly shows that the dust conditions for day 106 were variable (τ_A at 450 nm varies from 1.2 to 1.8) whereas for day 98, they were stable (τ_A at 450 nm varies from 0.6 to 0.8). Previous studies^{8,10,11} have shown that dusty conditions are usually associated with larger particles and result in a different wavelength dependence, as Fig. 8 shows. The change in the particles' type between the morning and afternoon measurements on day 106 may explain the higher value of the standard deviation obtained (3%). When the morning and the afternoon measurements were considered separately, the standard deviation was reduced and was comparable with that of the other days. Figure 8 also provides the magnitude of the optical thickness that was measured during the experiment. The major dust event was observed on 17 April (τ_a of 2.5 at 450 nm), and the clearest day was day 102 with a τ_a of 0.6 at 450 nm, which is still significant.

Finally, in Figs. 9-a-9-c we report the aerosol optical thicknesses that were retrieved from the PR and the PIR instruments for 5 days as a function of the time in the three common spectral bands. Their agreement is good except under conditions of rapidly changing dustiness conditions, when the basic assumption of a constant type of aerosol may be questionable.

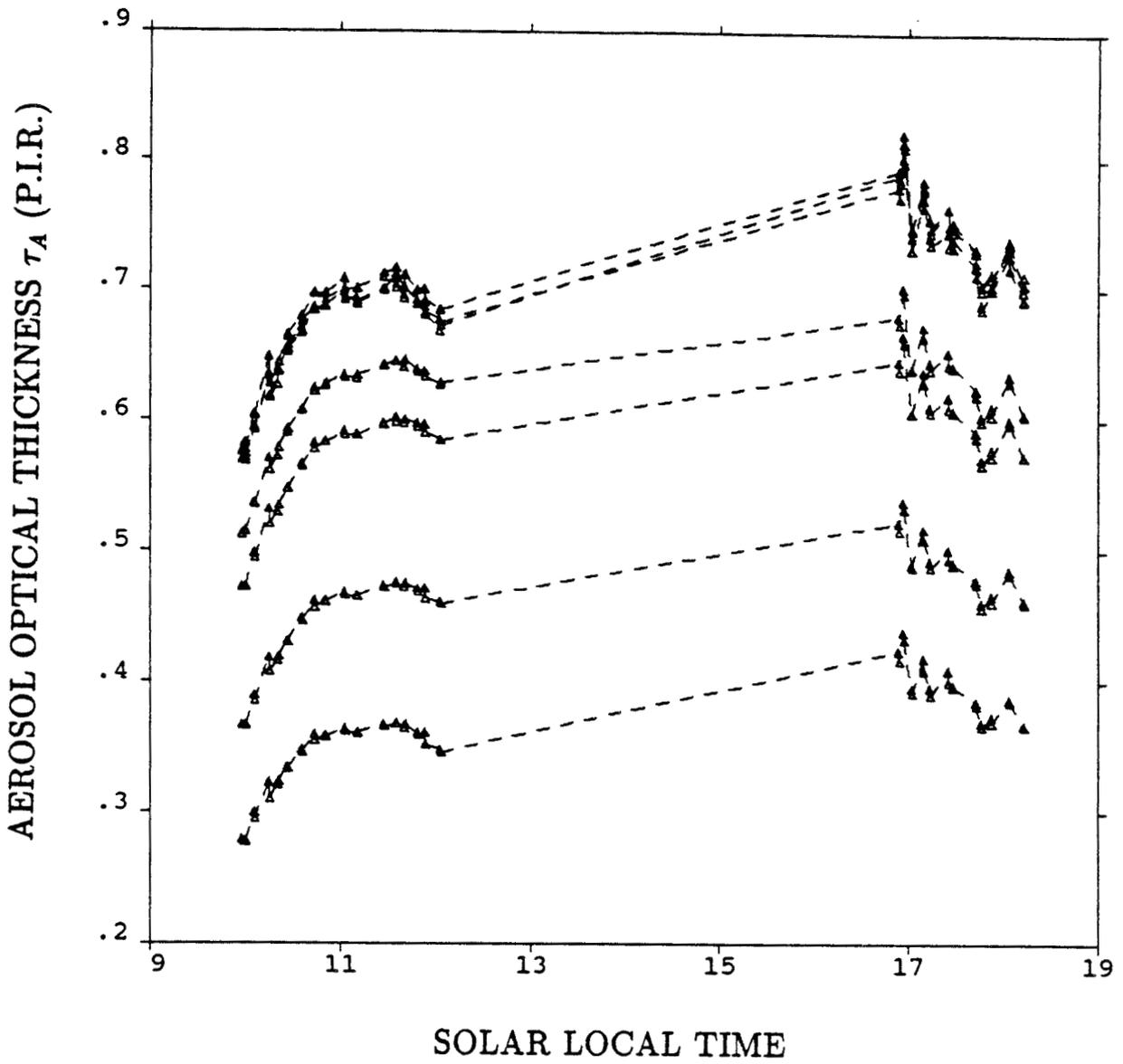


Figure 7-a: Diurnal variation of the aerosol optical thickness measured by the PIR radiometer for day 98 (April 8) in the seven spectral bands; from 450nm (upper curve) to 2200nm (lower curve).

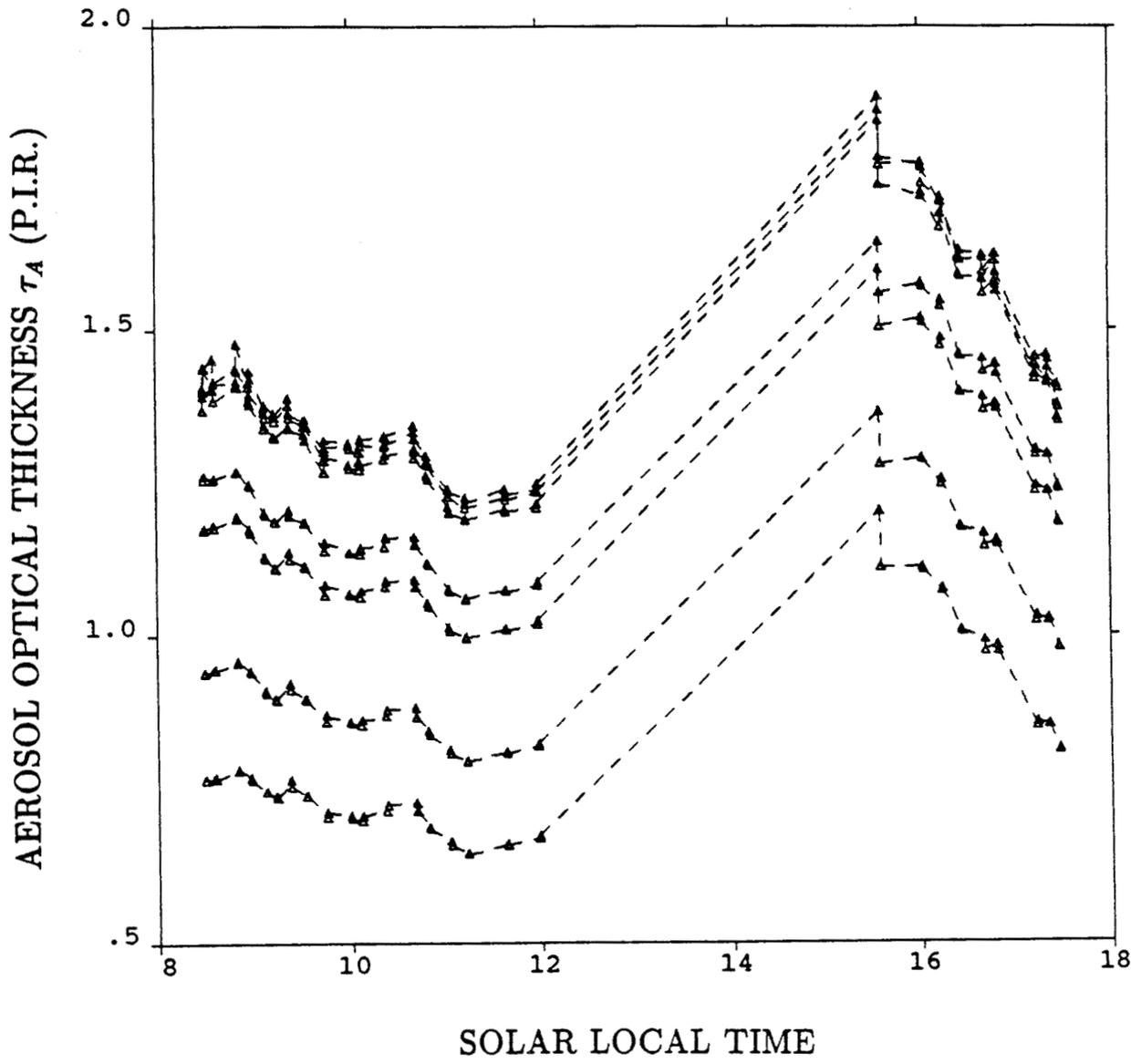


Figure 7-b: Same as Figure 7-a. but for day 106 (April 16).

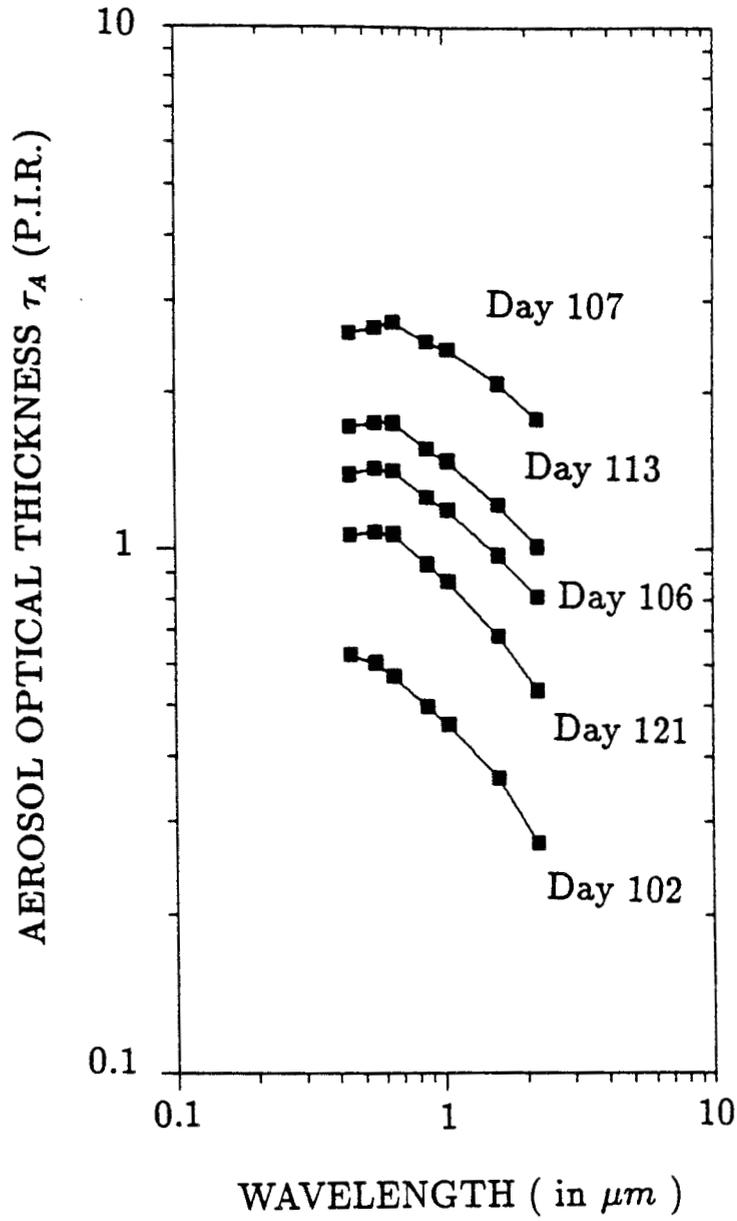


Figure 8: Aerosol optical thickness measured by the PIR radiometer versus the wavelength for 5 days.

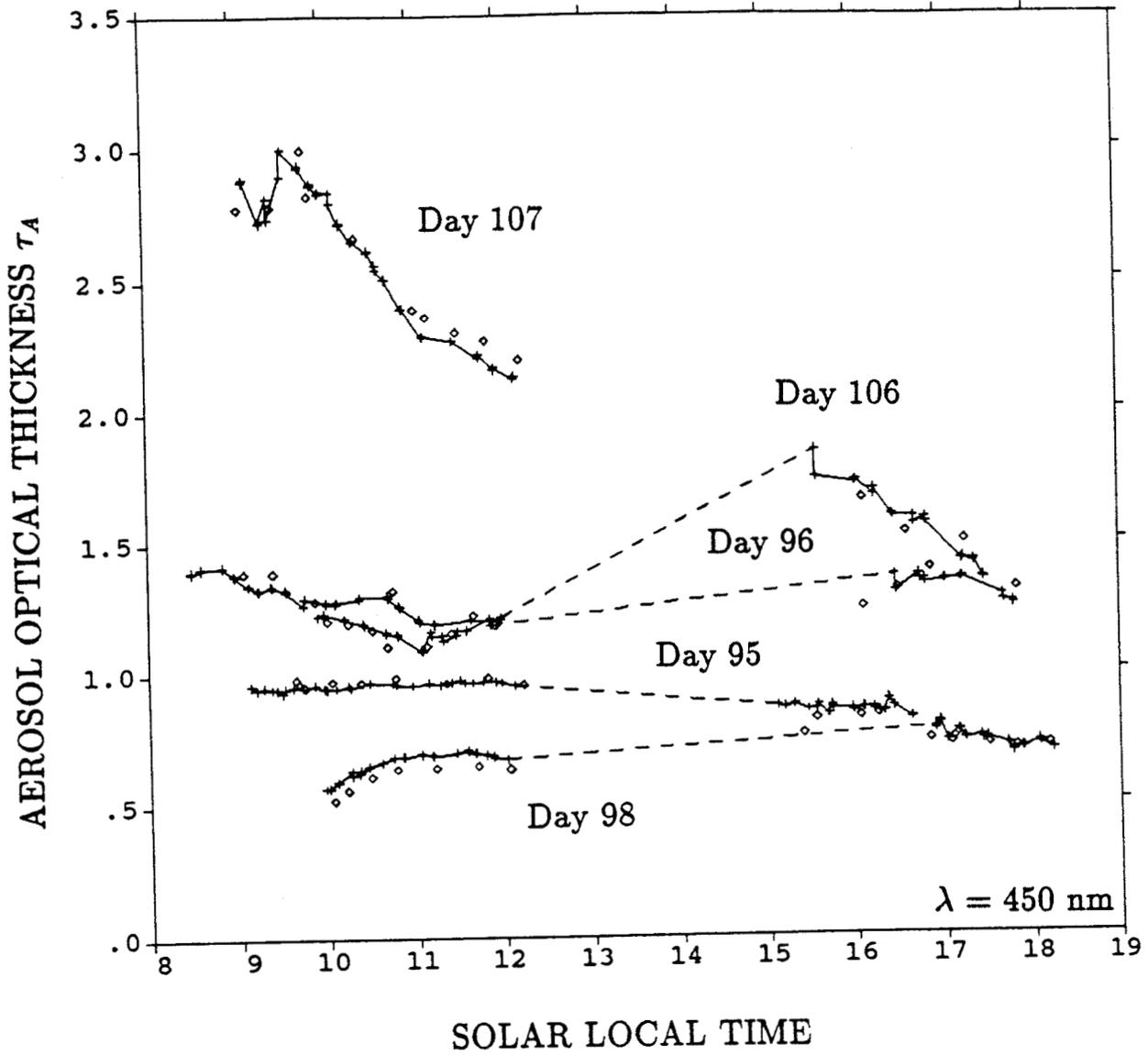


Figure 9-a: Comparison between the aerosol optical thickness derived from the PR (symbol \diamond) and the PIR radiometer (symbol $+$), at 450 nm.

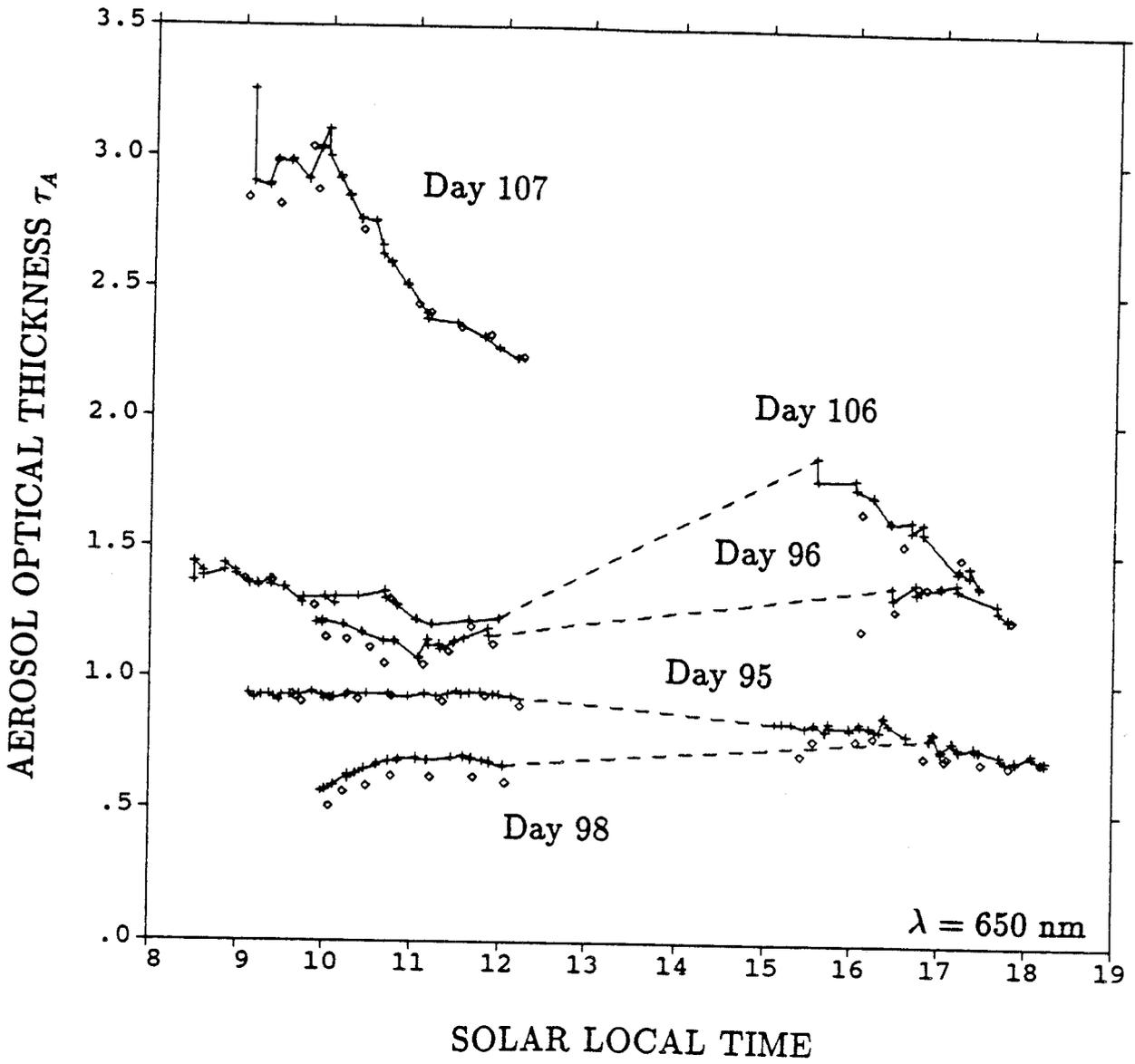


Figure 9-b: Same as Figure 9-a. but for 650 nm.

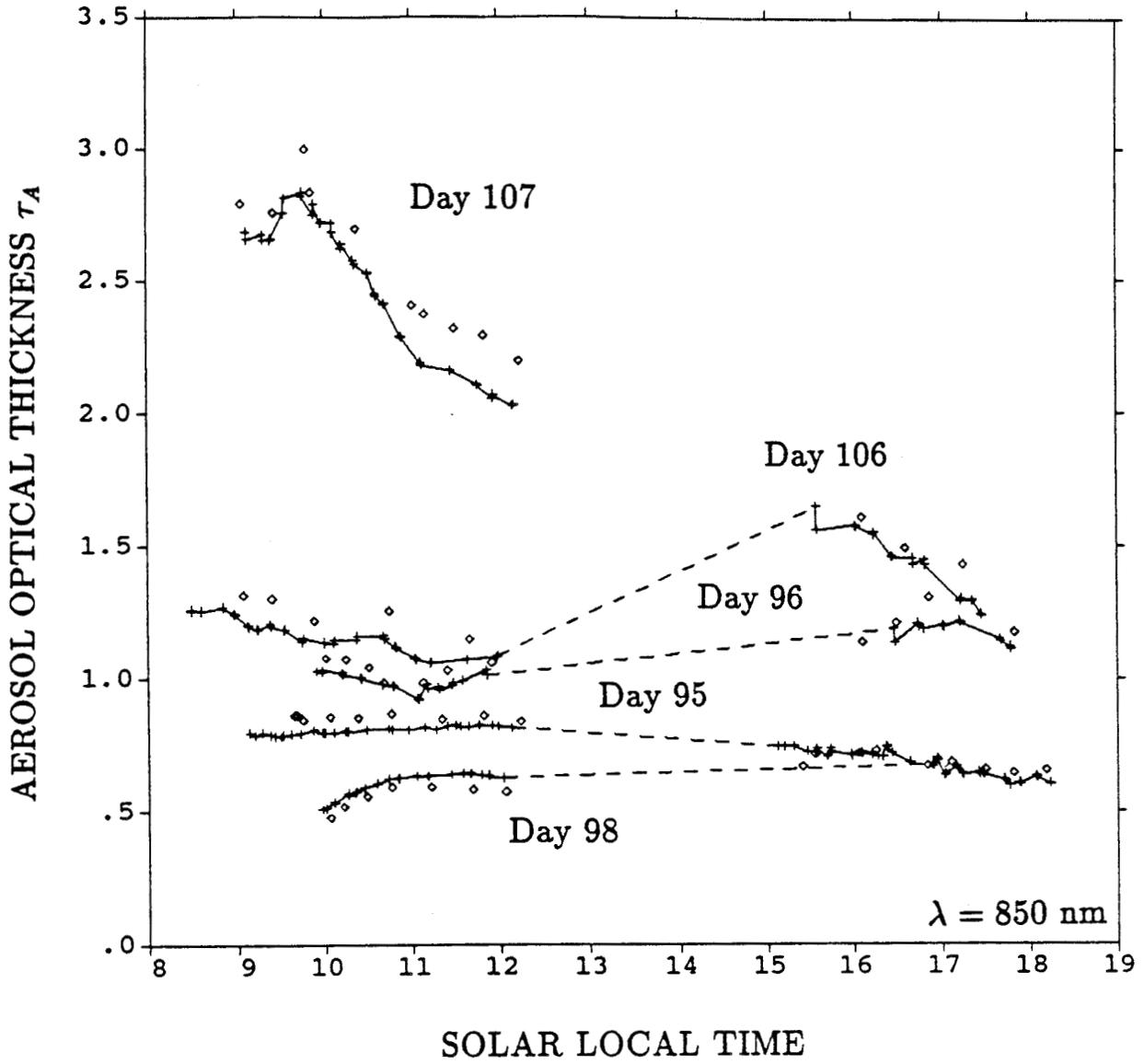


Figure 9-c: Same as Figure 9-a. but for 850 nm.

IV CONCLUSION

With a good calibration in one spectral band, the modified Langley plot method gives the calibration coefficients for any spectral band in the solar spectrum as long as the aerosol type is unchanging during the time of the measurements. The optical thickness may be retrieved accurately, even for important daily variations in the aerosol content. The method has been applied in an experiment in West Africa when the turbidity conditions were changing daily. For such unsuitable conditions, the basic assumption of aerosol type constancy may be questionable, and a first guess is required for selecting the time period when the assumption is valid.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thank the Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement de la Coopération in Sénégal and more particularly B. Dalmayrac, J.Y. Gac and C. Villeneuve for their cooperation. They also thank P. Lecomte and C. Verwaerde for developing the instruments. The circulation charts were provided by J.J. Morcrette of the European Center for Medium Range Weather Forecasts. The authors thank the reviewers and B.N. Holben of NASA Goddard Space Flight Center, who greatly improved the manuscript with their valuable comments. This study was achieved when D. Tanré was a National Research Council Research Fellow at NASA Goddard Space Flight Center.

REFERENCES

1. Kremser H., Koepke P. and Quenzel H., "Aerosol optical thickness from direct solar radiation: Improved Langley method applied to measured data", in *Proceedings of the Symposium on Radiation in the Atmosphere*, G. Fiocco, ed. A. Deepak, Publ., Hampton, Va (1984), pp 46-49.
2. Herman B.M., Box M.A., Reagan J.A. and Evans C.M., "Alternate approach to the analysis of solar photometer data", *Appl. opt.* 20, 2925-2928, 1981.
3. Tanaka M., Nakajima T., Shiobara M., "Calibration of a sunphotometer by simultaneous measurements of direct-solar and circumsolar radiations", *Appl. opt.* 25, 1170-1176, 1986.
4. King M.D., Byrne D.M., Herman B.M. and Reagan J.A., "Aerosol size distribution obtained by inversion of spectral optical depth measurement", *J. Atm. Sci.* 35, 2153-2167, 1978.
5. Volz F.E., "Economical multispectral sun photometer for measurements of aerosol extinction from 0.44 μm to 1.6 μm and precipitable water", *Appl. opt.* 13, 1732-1733, 1974.
6. Frouin R, Deschamps P.Y. et P. Lecomte, "Determination from space of atmospheric total water vapor amounts by differential absorption near 940nm: theory and airborne verification", *J. Appl. Meteor.*, 29, 448-460, 1990.
7. Mc Clatchey R.A., Fenn R.W., Selby J.E.A., Volz F.E. and Garing J.S., "Optical properties of the atmosphere", *AFCRL 71-0279, Environmental Research Papers* 354, 1971.
8. Tanré D., Devaux C., Herman M., Santer R. and Gac J.Y., "Radiative properties of desert aerosols by optical ground based measurements at solar wavelengths", *J. Geophys. Res.*, vol.93, no.D11, pp 14223-14231, 1988.
9. London J., Bojkov R.D., Oltmans S. and Kelley J.I., "Atlas of the global distribution of total ozone, July 1957 - June 1967", *NCAR Technical Note, National Center for Atmospheric Research*, Boulder, Colorado, 1976.

10. D'Almeida G.A., "On the variability of desert aerosol radiative characteristics", *J. Geophys. Res.*, 92, 3017-3026, 1987.

11. Shettle E.P., "Optical and radiative properties of a desert aerosol model", in *Proceedings of the Symposium on Radiation in the Atmosphere*, G. Fiocco, ed. A. Deepak, Publ., Hampton, Va (1984), pp 74-77.

CHAPITRE 2

*CORRECTIONS ATMOSPHERIQUES
AU-DESSUS DES REGIONS
DESERTIQUES DU SAHEL*

Nous présentons dans ce chapitre un autre aspect de la télédétection qui est celui de la correction atmosphérique des données satellitaires afin d'évaluer l'influence de la variabilité des conditions atmosphériques sur les paramètres de surface déterminés à partir de l'espace. Cet aspect est envisageable dans notre cas grâce aux données sol précédemment recueillies en Afrique de l'Ouest et qui ont fait l'objet du chapitre 1. L'étude concerne l'observation satellitaire de la zone sahélienne africaine et s'applique aux données NOAA AVHRR acquises en 1986 et 1987.

L'indice de végétation normalisé (NDVI) calculé à partir des réflectances visible et proche infrarouge des satellites NOAA permet d'établir des cartographies globales de la couverture végétale de la terre (Justice et al., 1985), mais aussi d'obtenir un suivi régional des productions primaires (Tucker et al., 1985). Dans les zones sujettes aux déplacements de poussières, ces réflectances mesurées au sommet de l'atmosphère sont entachées d'une erreur plus ou moins importante selon l'épaisseur optique de l'atmosphère. Ainsi une épaisseur optique d'aérosols de 0.5 couramment rencontrée en Afrique de l'Ouest (Holben et al., 1991) diminue le NDVI de 0.1 pour un angle zénithal solaire de 30° et un angle zénithal d'observation de 45° (Holben, 1986). Le contenu en vapeur d'eau également variable influence les mesures effectuées dans le canal proche infrarouge du capteur AVHRR (Justice et al., 1991), donc fausse lui aussi la mesure de l'indice de végétation normalisé. L'apport d'une correction atmosphérique est donc indispensable dans ces régions si l'on veut utiliser pleinement les données satellitaires pour une détermination précise des paramètres de surface.

L'étude que nous présentons permet à la fois d'étudier les variabilités temporelles et directionnelles des effets atmosphériques et de la cible elle-même. L'utilisation des données satellitaires NOAA AVHRR permet en effet un suivi temporel d'une même zone pour différentes conditions géométriques d'observation et donne donc l'accès au caractère directionnel de l'ensemble "terre-atmosphère". Pour définir la constitution de l'atmosphère, nous utilisons les données sol des contenus en vapeur d'eau et en aérosols déterminés lors des campagnes réalisées en Afrique de l'Ouest en 1986 et 1987. Ces campagnes de mesures étant réalisées pendant la saison dite saison sèche, cela nous a permis de supposer une réflectance de sol relativement stable au cours du temps. L'évolution temporelle du couvert végétal pourra être abordée grâce à la prochaine campagne de mesures prévue au Niger (expérience HAPEX-SAHEL) pour les mois de

Septembre et d'Octobre 1992, période qui suit la saison des pluies et au cours de laquelle le couvert évolue.

La méthode de corrections atmosphériques que nous présentons est donc fondée sur des mesures sol d'épaisseurs optiques. Une étude de sensibilité des mesures satellitaires aux différentes corrections atmosphériques nous a permis d'apprécier les possibilités d'inverser le signal satellitaire pour retrouver les paramètres de surface: sensibilité au contenu en vapeur d'eau, en ozone et en aérosols. Une correction atmosphérique s'est révélée indispensable pour accéder au caractère directionnel de la cible et estimer l'indice de végétation généralement minimisé par les effets de l'atmosphère. Nous avons également discuté de l'utilisation des mesures au-dessus de l'océan pour estimer les effets atmosphériques. Ces résultats ont fait l'objet d'un deuxième article que nous présentons ci-après.

Dans cet article, nous montrons l'importance et l'ordre de grandeur des effets atmosphériques sur les données de télédétection de la surface pour les régions sahéliennes. La correction atmosphérique restitue un NDVI corrigé de 0.15 alors qu'il était seulement de 0.07 en utilisant les données brutes. L'accord entre les deux années d'observation (0.14 en 1987 et 0.15 en 1986) nous donne confiance dans notre schéma d'inversion. Le contenu en vapeur d'eau se trouve être une variable clé qui a besoin d'être connue avec une plus grande précision que l'épaisseur optique des aérosols pour les zones à faible indice de végétation comme les zones sahéliennes.

Nous avons également montré l'importance d'une estimation précise de la réflectance atmosphérique intrinsèque, qui ne peut pas être estimée de façon précise uniquement à partir de mesures sol d'épaisseurs optiques. Une estimation de la réflectance atmosphérique à partir des données satellitaires comme reportée par Kaufman et Sendra au-dessus de la végétation dense serait un moyen plus pratique pour les études à grande échelle, mais cette méthode n'est pas utilisable au-dessus des régions sahéliennes. Jusqu'à présent, l'utilisation de données sol semble être la seule solution pour une correction des mesures satellitaires dans ces régions. L'instrument au sol devrait mesurer non seulement l'épaisseur optique de l'atmosphère, mais aussi la radiance atmosphérique si une précision à mieux que 0.02 est demandée pour le NDVI. A cause de la grande variabilité spatiale des

propriétés atmosphériques dans ces régions, un réseau intensif est conseillé. Holben et al. (1991) ont montré qu'une distance raisonnable de 250 km entre les stations sol est nécessaire pour obtenir une correction atmosphérique adéquate.

ANNEXE 2

Atmospheric effects on NOAA AVHRR data over Sahelian regions

V.SOUFFLET, D.TANRE, A.BEGUE, A.PODAIRE, P.Y.DESCHAMPS

Int. J. of Remote Sensing, Vol.12, No 6, 1189-1202, 1991

Abstract

Variable atmospheric conditions have a significant impact on satellite monitoring of vegetation in the Sahelian zone of Africa. The effects of atmospheric O₃, H₂O and aerosols on spectral, directional reflectances and derived measures, such as the normalized difference vegetation index, are discussed using a sensitivity study. An atmospheric correction scheme is presented based on measurements of optical thicknesses from the ground and is applied to NOAA AVHRR data. The use of the reflectance of the ocean surface close to the terrestrial target to estimate atmospheric effects on terrestrial reflectance is also discussed.

I INTRODUCTION

The normalized difference vegetation index (NDVI) calculated using NOAA Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) satellite measurements of the red and near infrared bidirectional reflectance functions (BRDF) have been used to map the vegetation cover of the earth for global studies (Justice *et al.* 1985) and to monitor primary production at regional scales (Tucker *et al.* 1985). The BDRFs are measured at the top of the atmosphere (TOA) and the retrieved surface variables would be much improved if they could be corrected for atmospheric effects. For example, dust-haze decreases the NDVI by 0.1 units for a 45° sensor view angle and for a 30° sun angle when the aerosol optical thickness is about 0.5 (Holben 1986), values which are frequently encountered in measurements in West Africa (Holben *et al.* 1991). Water vapor content can also vary (Holben and Eck 1991), resulting in significant variations in the near infrared channel measurements from the AVHRR (Justice *et al.* 1991).

The reflectance and its angular dependence measured at the satellite level result from two processes; the directional reflectance of the surface itself which is a characteristic of the state of the surface (Kimes *et al.* 1985), and the scattering and absorption by atmospheric molecules and aerosols. The atmosphere reduces the ground contribution because of scattering and absorption processes in the direct path and adds its own radiance as a result of aerosol and molecular scattering properties (Holben *et al.* 1986, Lee and Kaufman 1986, Tanré *et al.* 1983); moreover, the atmosphere reduces the directional pattern by inducing a diffuse component in the downward irradiance as shown by Deering and Eck (1987).

In Sahelian regions with high aerosol loading a significant improvement of satellite remote sensing data can be achieved by atmospheric corrections. In this paper atmospheric corrections are based on measurements from the ground of the aerosol characteristics and of the water vapor content. The corrections are applied to AVHRR data from the NOAA-9 satellite acquired in 1986 and 1987 over semi-arid regions of Senegal in the dry season (April and May). At this time, these regions are characterized by a more stable ground albedo than during the growing season, and therefore demonstrate more clearly the impact of various atmospheric conditions on remotely sensed measurements. The effects of different levels of correction on directional reflectance and NDVI are presented.

Day	τ_{550}	U_{H_2O}	θ_v
118	0.70	3.48	62.0
120	0.60	3.24	-52.7
121	0.87	3.84	-40.6
122	0.81	2.92	-24.2
123	0.90	2.99	-3.7
124	0.66	2.79	17.6
128	0.49	3.98	-63.8
129	0.54	2.67	-55.8
131	0.55	2.83	-30.2
132	0.41	4.53	-10.9

Table 1: Aerosol optical thickness τ_{550} at $\lambda=550\text{nm}$ and precipitable water U_{H_2O} (in cm) measured at the ground for the 1986 experiment. Day is the day of the year and θ_v is the corresponding zenith viewing angle of the NOAA AVHRR (in degrees).

Day	τ_{550}	U_{H_2O}	θ_v
91	1.23	0.78	-41.5
92	1.64	0.63	-25.1
93	1.43	0.64	-4.4
95	0.86	1.47	35.7
96	1.38	0.95	49.5
98	0.78	1.74	66.9
102	0.62	3.60	-10.3
103	0.69	3.72	11.8
104	0.70	2.24	31.4
106	1.88	0.94	57.3
107	2.67	0.82	65.4
110	2.08	1.83	-34.5
111	0.92	0.73	-15.9
112	1.61	1.62	6.0
113	1.75	0.65	26.7
120	0.95	2.20	-21.1
121	1.08	2.03	0.2
123	0.91	2.64	39.0

Table 2: Aerosol optical thickness τ_{550} at $\lambda=550\text{nm}$ and precipitable water U_{H_2O} (in cm) measured at the ground for the 1987 experiment. Day is the day of the year and θ_v is the corresponding zenith viewing angle of the NOAA AVHRR (in degrees).

II DATA SETS

Ground measurements of atmospheric optical thickness were made at M'Bour (14.3°N, 16.9°W) in Senegal in April and May in both 1986 and 1987. Measurements were normally made close to the NOAA-9 afternoon overpass time; however, some ground measurements happened to be unavailable in the afternoon and, in these cases, the morning data were taken, which accounts for the difference of four hours in the observation times for some days. From these measurements, we are able to predict the effects of the atmosphere on incoming and upwelling radiation and to estimate the influences on satellite data. A complete description of the measurements is given in Tanré *et al.* (1988).

Transmission measurements were made in seven spectral bands (from 0.4 to 2.2 μm) of which two were close to the visible (VIS) and near infrared (NIR) NOAA-9 AVHRR channels. The aerosol optical thicknesses were extracted after calibration of the instrumental measurements. The total water vapor content $U_{\text{H}_2\text{O}}$ was derived by using the differential absorption method in the absorption bands at 0.940 μm (Frouin *et al.* 1990). The daily aerosol optical thicknesses τ_a at $\lambda=0.55$ μm and the water vapor contents are reported in tables 1 and 2. Dust storm events were particularly common in 1987, and τ_a varied from 0.5 to 2.7. Large variations in the water vapor content were also recorded, so that $U_{\text{H}_2\text{O}}$ varied from 0.6 to 4.0 gcm^{-2} . Because the M'Bour ground station is close to the coast, it was influenced by both continental or oceanic air masses, which explains the large variations observed here.

In 1986 NOAA-9 AVHRR Global Area Coverage (GAC) data covering West Africa were acquired from April 28 (day 118) to May 18 (day 138), and in 1987, from April 1 (day 91) to May 3 (day 123). The NOAA polar orbiting satellites provide daily coverage with different geometrical conditions. The solar illumination angle, θ_s , varies between 30° and 50°; the viewing angle, θ_v , between 0° and 60° with an orbital repeat cycle of 8.5 days. For backward scattering, the relative azimuth Φ_v between incidence and observation planes can be assumed to be fixed at $\Phi_v=-180^\circ$ and at $\Phi_v=0^\circ$ for forward scattering (note the sign convention in which viewing directions are positive for the forward scatter and negative for the backward scatter direction). Sensor view angles were restricted to $\pm 40^\circ$.

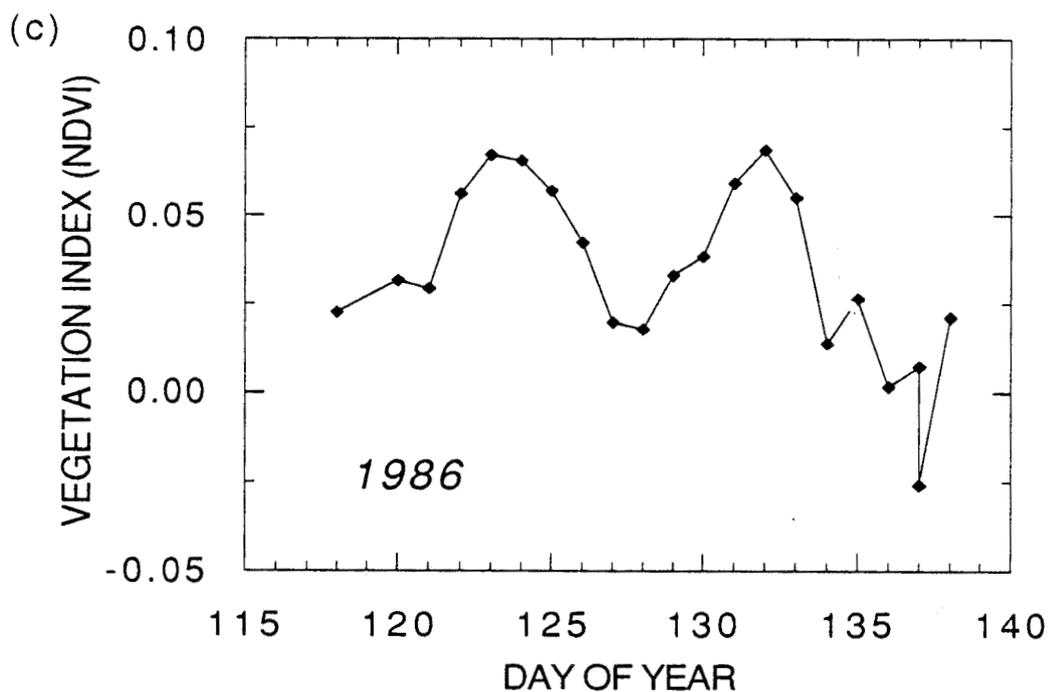
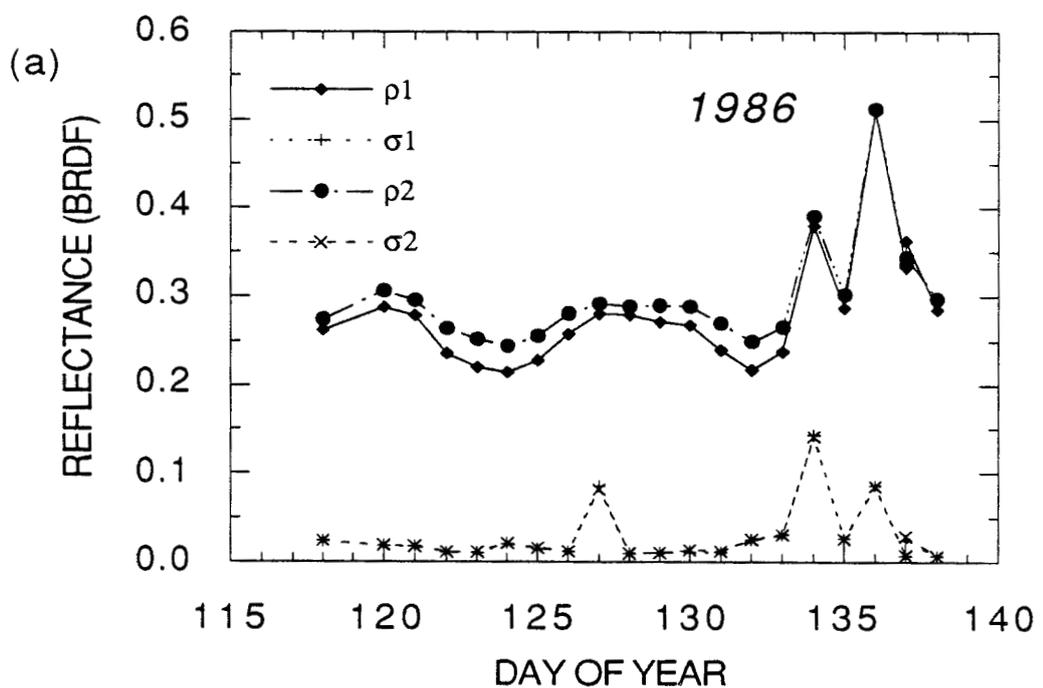


Figure1 (a-d) :Temporal evolution of the visible (ρ_1) and near IR reflectances (ρ_2) and the vegetation index (NDVI) measured by the NOAA AVHRR in 1986 and 1987. σ_1 and σ_2 are the variances in the two channels. The results are presented as a function of day of the year.

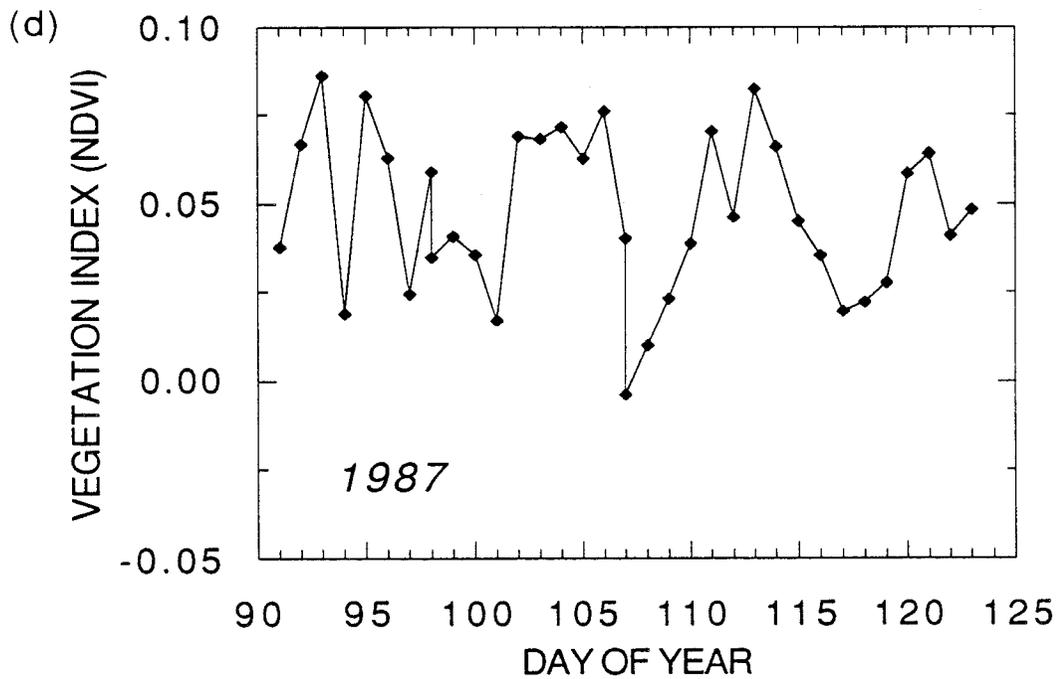
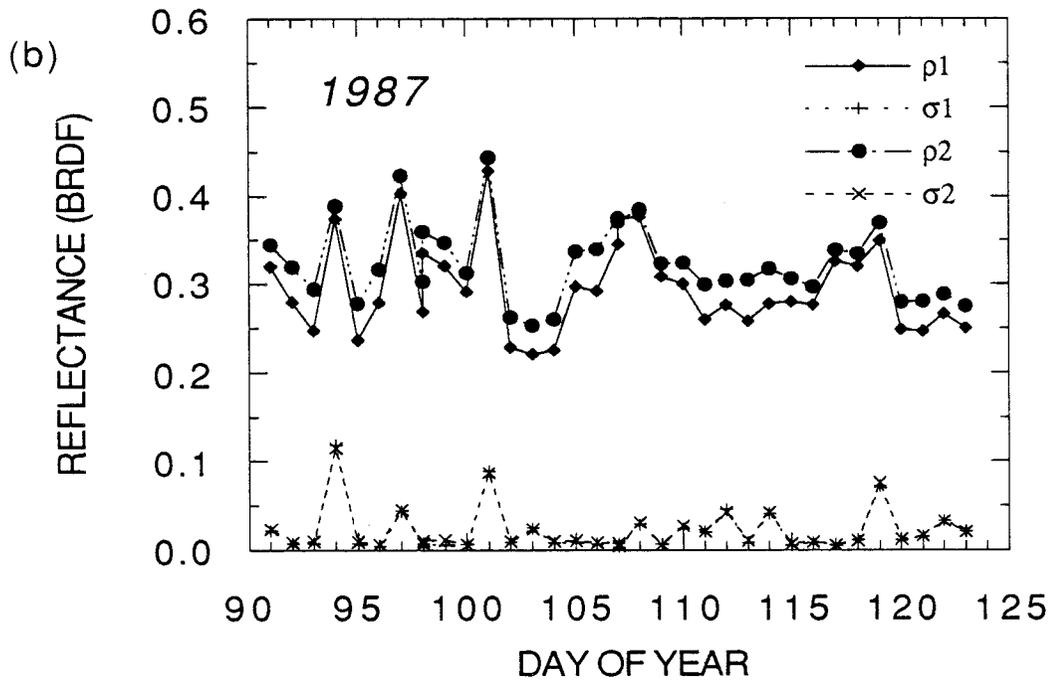


Figure1 (a-d) :Temporal evolution of the visible (ρ_1) and near IR reflectances (ρ_2) and the vegetation index (NDVI) measured by the NOAA AVHRR in 1986 and 1987. σ_1 and σ_2 are the variances in the two channels. The results are presented as a function of day of the year.

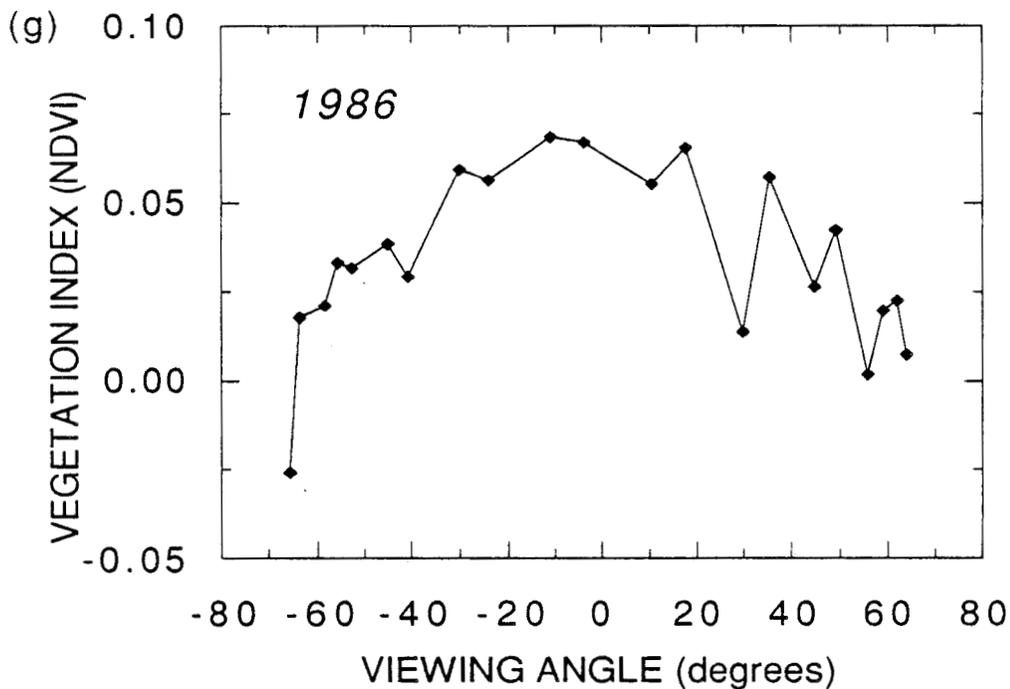
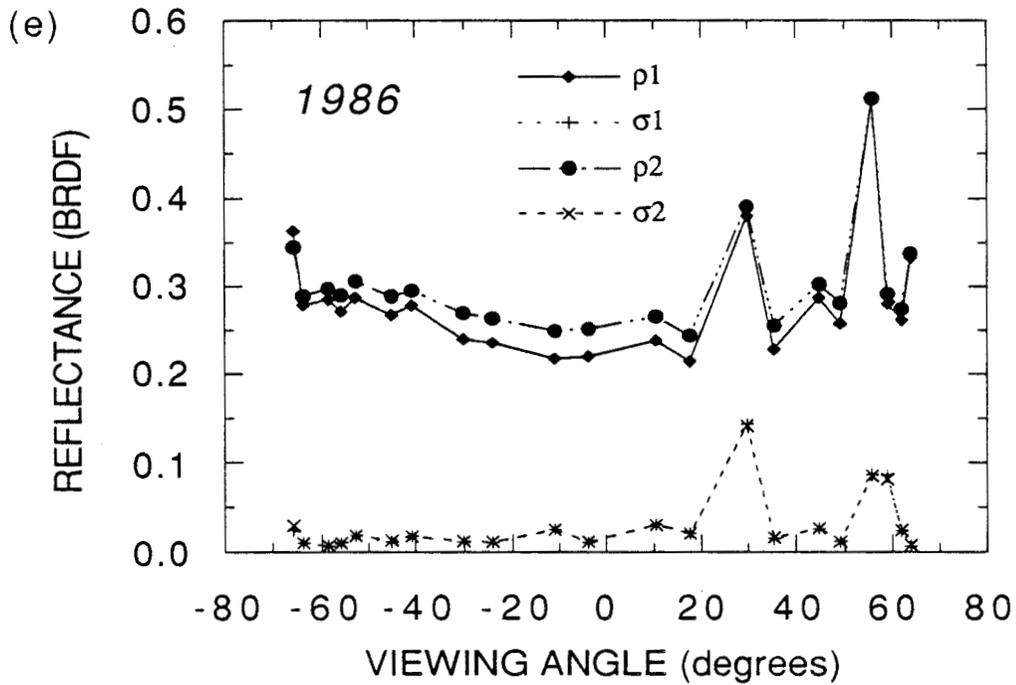


Figure1 (e-h) :Temporal evolution of the visible (ρ_1) and near IR reflectances (ρ_2) and the vegetation index (NDVI) measured by the NOAA AVHRR in 1986 and 1987. σ_1 and σ_2 are the variances in the two channels. The results are presented as a function of the zenith viewing angle.

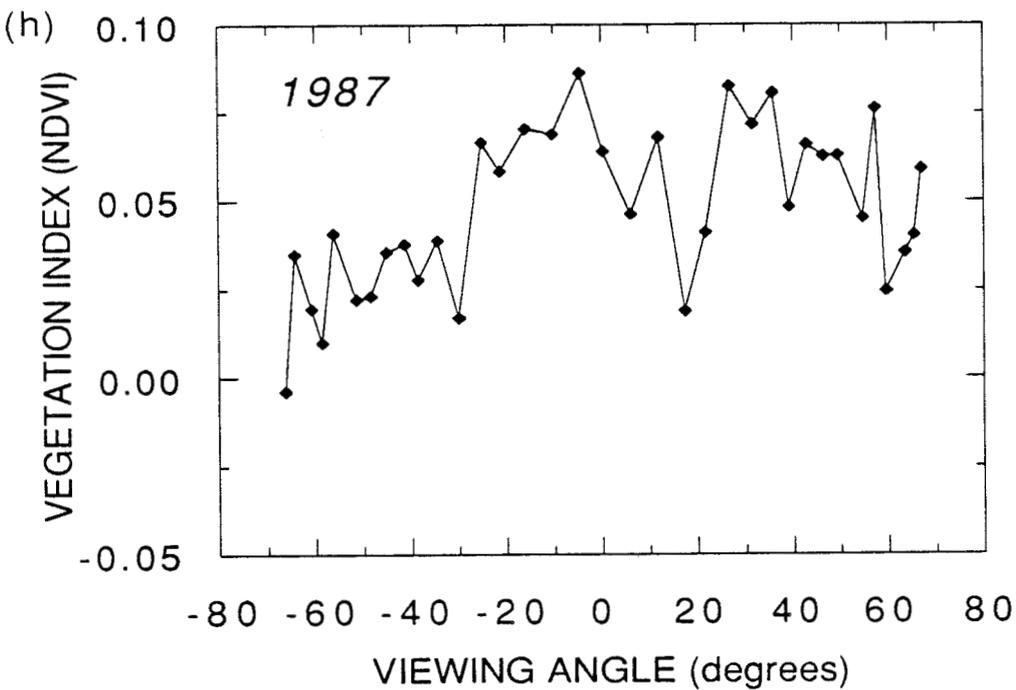
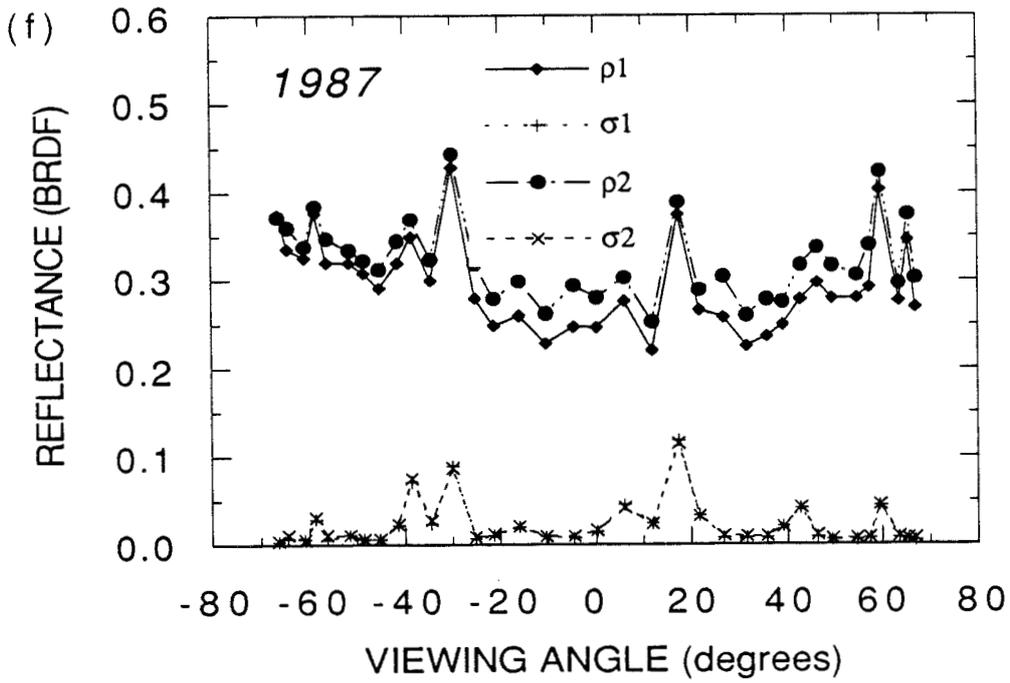


Figure1 (e-h) :Temporal evolution of the visible (ρ_1) and near IR reflectances (ρ_2) and the vegetation index (NDVI) measured by the NOAA AVHRR in 1986 and 1987. σ_1 and σ_2 are the variances in the two channels. The results are presented as a function of the zenith viewing angle.

Ground study area was located near the M'Bour ground station at 14.32°N to 14.75°N and 16.31°W to 16.80°W, which was occupied by equal areas of savanna shrub and cropped land. In order to select AVHRR data only for the study area, the sensor scan angle effect was taken into account; as a result, the two hundred pixels in the study area for a nadir observation were reduced to fifty pixels for the extreme off-nadir observations. Mean values and standard deviations were computed from raw digital counts and converted to physical quantities by using calibration coefficients. The exact values of calibration coefficients are still in doubt (Brest and Rossow. 1990, Kaufman and Holben 1990, Price 1987, Smith *et al.* 1988, Teillet *et al.* 1988). We chose coefficients 2.45% larger than the preflight response in channel 1 and 6.8% larger in channel 2 for 1986 and 10% larger in both channels for 1987. After calibration, the spectral albedo for band *i* was converted into BRDF (ρ_i) by dividing by $\cos\theta_s$ where θ_s is the solar zenith angle. The NDVI was then calculated from :

$$\text{NDVI} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (1)$$

Figures 1a-1d show the temporal evolution of the BRDF and of the NDVI in 1986 and in 1987. The variance of the BRDF within the study area is also given for the two bands. The main fluctuations are caused by clouds, which increase the BDRF values and their associated variances. Since cloud reflectances are approximately equal in both the VIS and NIR spectral channels, they cause a decrease of the corresponding NDVI values. In 1986 there were few clouds, and so the curves are relatively smooth. The 9-day cycle of the satellite sensor view angle can be seen, with maximum NDVI for near nadir views. In 1987 the reflectances changed from day to day and it is difficult to detect a 9-day cycle because of clouds and other variations in atmospheric properties (table 2). After removal of cloudy days the number of days with both ground and satellite measurements was reduced to 6 in 1986 and 10 in 1987.

The BRDF and the NDVI are plotted as a function of the viewing angle in figures 1e-1h. Except for cloudy periods, the BDRF and NDVI show a classical symmetry relative to the nadir viewing direction (Holben *et al.* 1986). The BDRF

increased from the nadir to the extreme viewing directions, whereas the NDVI was at a maximum at nadir and declined to the extreme viewing directions.

III CORRECTION ALGORITHM

In order to correct the NOAA AVHRR data for atmospheric effects, the TOA reflectances have to be expressed as a function of ground albedo and atmospheric characteristics.

III-1 THEORETICAL BACKGROUND

The apparent reflectance $\rho_i^*(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$ in channel i can be expressed as a function of the actual bidirectional surface reflectance $\rho_i(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$ and the mean angular reflectance $\bar{\rho}_i(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$ (Tanré *et al.* 1983, Tanré *et al.* 1990),

$$\begin{aligned} \rho_i^*(\mu_s, \mu_v, \phi_v) = & t_{gO_3}(\mu_s, \mu_v, U_{O_3}) \left\{ t_{gH_2O}(\mu_s, \mu_v, \Delta U_{H_2O}) \rho_i^a(\mu_s, \mu_v, \phi_v) \right. \\ & + t_{gH_2O}(\mu_s, \mu_v, U_{H_2O}) \left[e^{-(\tau/\mu_s + \tau/\mu_v)} \left(\rho_i(\mu_s, \mu_v, \phi_v) - \bar{\rho}_i(\mu_s, \mu_v, \phi_v) \right) \right. \\ & \left. \left. + \frac{T(\mu_s)T(\mu_v)}{1 - \bar{\rho}_i(\mu_s, \mu_v, \phi_v)s} \bar{\rho}_i(\mu_s, \mu_v, \phi_v) \right] \right\} \end{aligned} \quad (2)$$

where the atmospheric reflectance $\rho_i^a(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$ results from the backscattered radiation from molecules and aerosols. $T(\mu_s)$ and $T(\mu_v)$ are respectively the scattering transmission functions along the sun-ground and ground-satellite paths, and s is the spherical albedo, that takes into account the multiple interactions between the ground and the atmosphere. The gaseous transmission functions of constituent i (O_3 or H_2O) are $t_{gi}(\mu_s, \mu_v, U_i)$, where U_i is the total column content. $\bar{\rho}_i(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$ is the angular average reflectance corresponding to the diffuse radiance (Tanré *et al.* 1983). Equation 2 considers the addition to the directional reflectance of a diffuse component owing to the diffuse atmospheric irradiance (Deering and Eck 1987). Since the contribution of the direct solar illumination was

less than half the total irradiance in most of our measurement conditions ($\tau_a \geq 0.9$, see table 2), we will assume $\rho_i(\mu_s, \mu_v, \phi_v) = \bar{\rho}_i(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$.

In equation 2, ground reflectances are affected by the total ozone and water vapor contents U_i ; however, the atmospheric reflectance is affected differently by aerosols and water vapor depending on their relative vertical locations in the troposphere. Atmospheric reflectance is affected by the total ozone content, since ozone is located at high altitudes, but only by a fraction Δ of the precipitable water. The value of Δ depends on the relative locations of the water vapor and scattering layers in the atmosphere (Justice *et al.* 1991).

Typically, there are two scattering layers, an upper layer between 0 and 8km containing molecular gas with a reflectance $\rho_i^R(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$ in band i , and a lower layer between 0 and 2km containing aerosols with a reflectance $\rho_i^A(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$. These two reflectances are affected differently by the vertical location and content of atmospheric water vapor; however, in equation 2 the total reflectance $\rho_i^a(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$ is simply given by the sum of the reflectances of the two layers, $\rho_i^R(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$ and $\rho_i^A(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$, assuming Δ is the same for both components. Since the molecular reflectance $\rho_i^R(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$ in the VIS channel represents only a third of the total reflectance $\rho_i^a(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$ for $\tau_a = 0.4$, which is the smallest aerosol optical thickness measured during the two experiments (tables 1 and 2), and a quarter for average conditions ($\tau_a = 0.7$), the use of equation 2 does not result in large errors. There are many applications, however, where most of the path radiance is due to molecular scattering, in which case equation 2 would have to be rewritten to take into account the change in the contribution of $\rho_i^A(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$ to $\rho_i^a(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$.

III-2 SELECTION OF PARAMETERS

In order to eliminate cloudy days, only days when the variance of the BDRF was less than 0.03 were used. A second type of cloud screening was performed by discarding pixels with a BDRF more than the mean plus the standard deviation. The percentage of rejected pixels per day varied from 5 to 25%. Obviously these criteria could be used only because the surface properties of the sites were homogeneous.

The atmospheric data required for equation 2 were obtained either from the ground measurements or from climatological data sets. The ozone content was assumed to be 0.26 cm atm (London *et al.* 1976) and the molecular scattering was computed using the tropical model of McClatchey *et al.* (1971). The size distribution in the aerosol model was shown to be dependent on the atmospheric conditions by D'Almeida (1987) and Shettle (1984) both of whom developed models corresponding to background conditions, wind-dust conditions, and desert dust-storm conditions. As it is impossible to consider such improvements in an operational atmospheric correction scheme, we used the desert aerosol model derived from our measurements (Tanré *et al.* 1988), which is quite similar to D'Almeida's and Shettle's models for background conditions. The phase function, the asymmetry factor, and the single scattering albedo were computed from Mie theory by assuming a refractive index of 1.50-0.005i (Paterson *et al.* 1977). The gaseous transmissions, $t_{gj}(\mu_s, \mu_v, U_j)$, were integrated over the spectral bands of the NOAA AVHRR, but the scattering functions, $\rho_i^a(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$, $T(\mu_s)$, $T(\mu_v)$, and s , were computed for the centroid wavelengths, 0.633 μm and 0.848 μm .

The Saharan dust was assumed to be above the altitude at which most of the precipitable water is found (Aro 1976), and so the atmospheric reflectance $\rho_i^a(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$ was not affected by water vapor absorption ($\Delta=0.0$). Well mixed aerosol and water vapor layers ($\Delta=0.5$) would result in a difference of 0.01 in the NDVI (Justice *et al.* 1991). The aerosol and precipitable water vapor contents were taken from tables 1 and 2.

IV RESULTS

The 1987 results are given in figures 2 and 3. Only band 1 of AVHRR is affected by the ozone absorption (figure 2a), which caused an increase of 0.01 in ρ_1 . Although the O_3 effect depends on the path-length, the content is low in tropical regions, and so it leads only to a minimal transmission $t_{gO_3}(\mu_s, \mu_v, U_{O_3})$ of 0.95, whatever the conditions. Band 2 is more affected by the water vapor absorption (figure 2b). The most obvious effect of correction is a smoothing of the NIR reflectance (ρ_2). ρ_2 is increased by 0.05 for days 102 and 103 ($\theta_v \cong -10^\circ$ and 10° respectively), which were the wettest days, and by only 0.015 for days 92 and

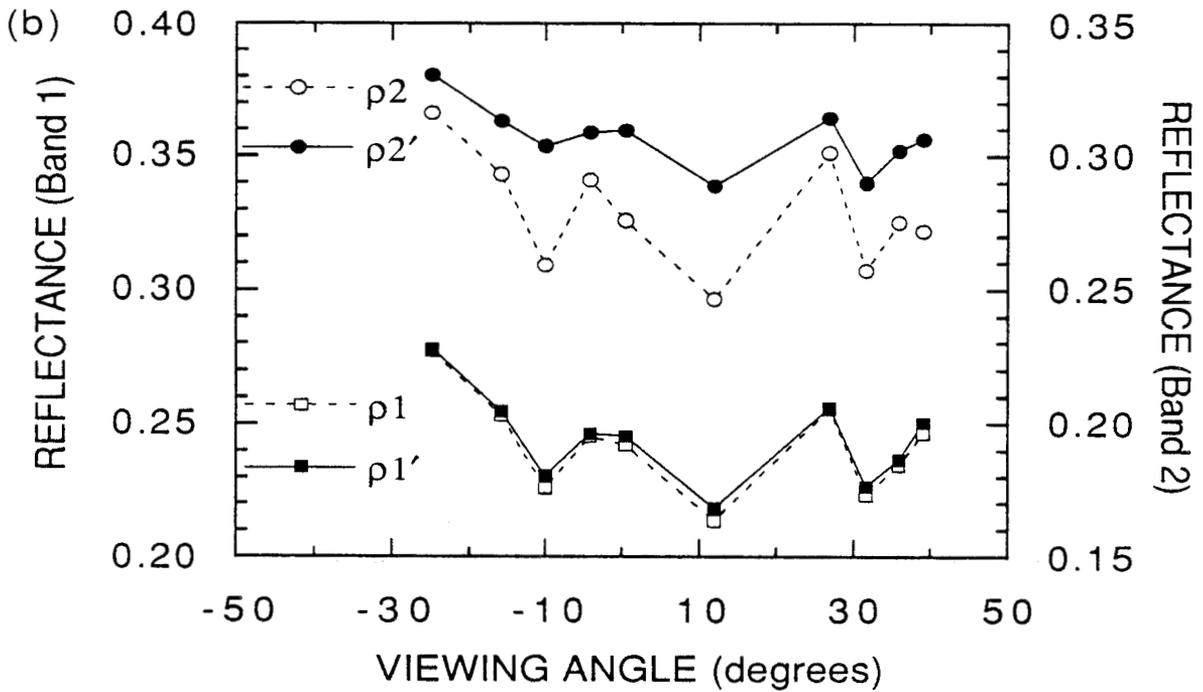
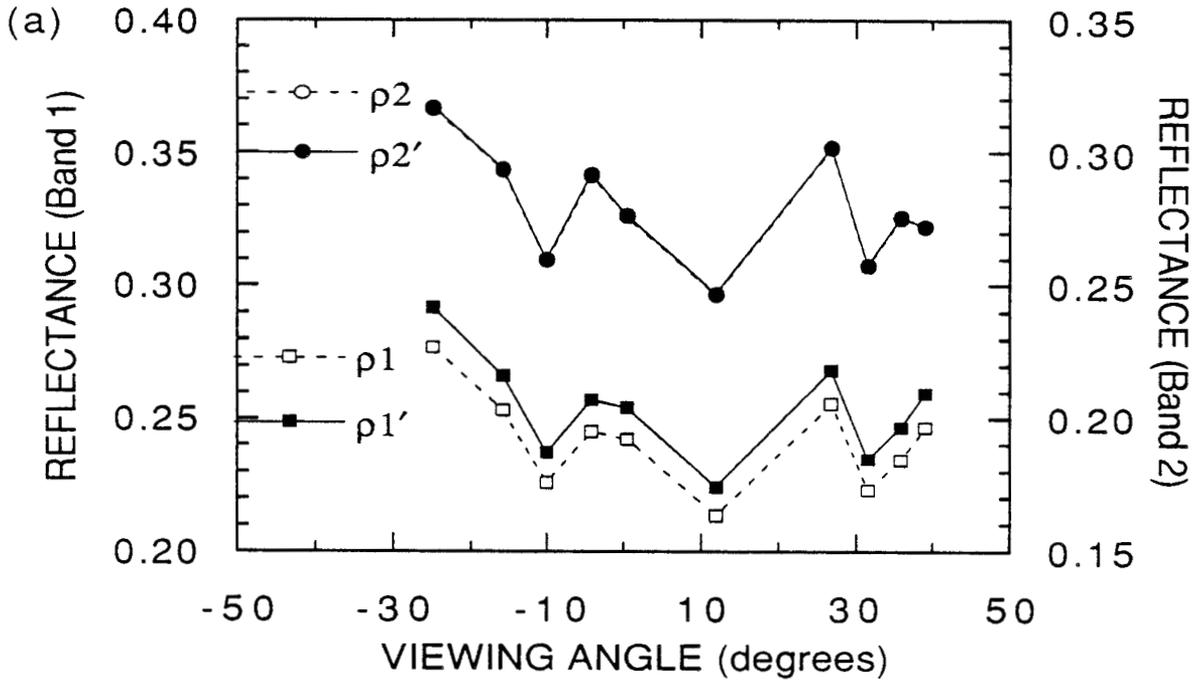


Figure 2: Uncorrected band 1 (ρ_1 , VIS) and band 2 (ρ_2 , NIR) reflectances measured by the NOAA AVHRR in 1987 and various steps in correction (ρ_1' , ρ_2') as a function of viewing angle. Corrected for the effects of (a) O_3 , (b) H_2O , and (c) aerosols plus molecules.

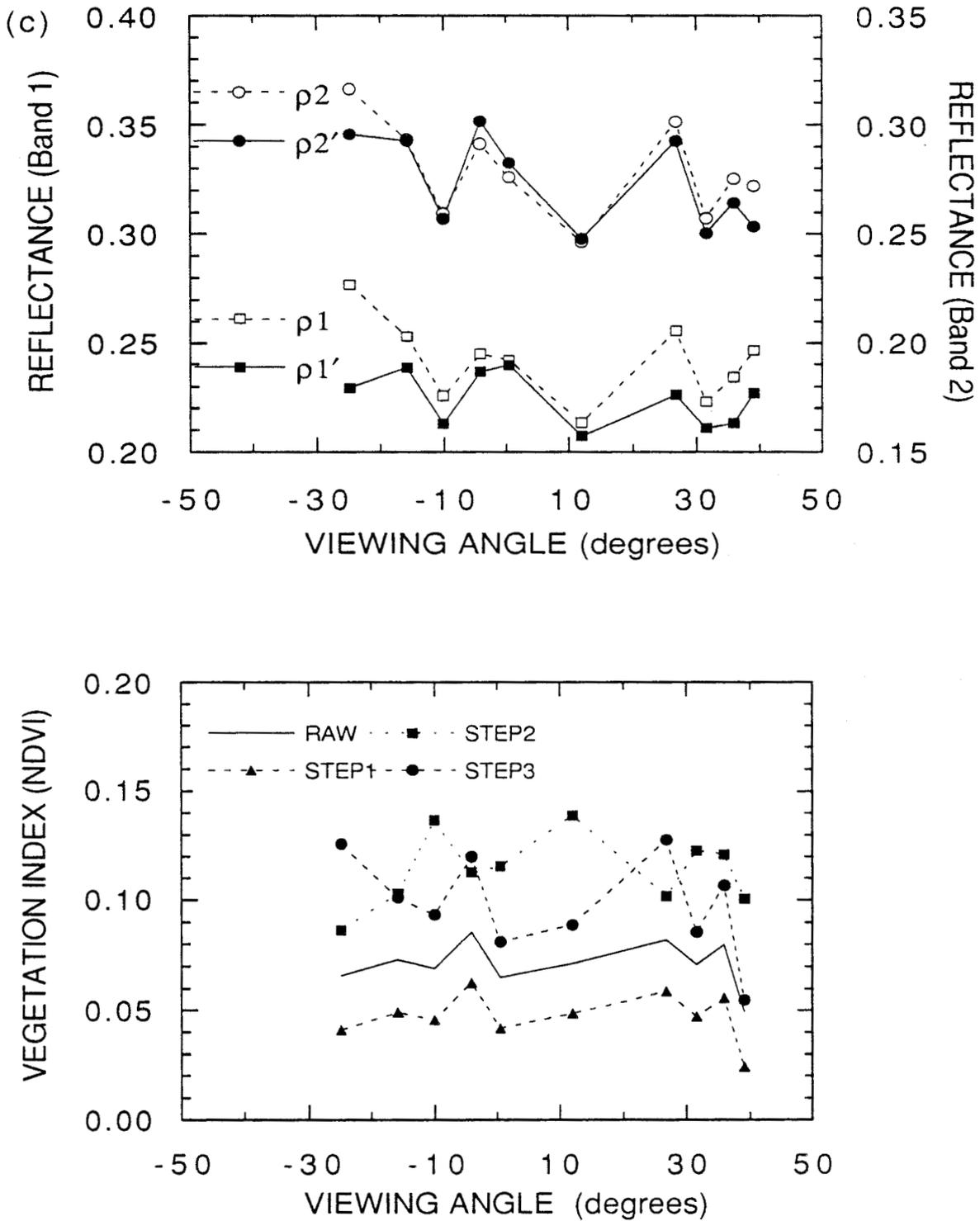


Figure 3: Vegetation index (NDVI) as a function of the zenith viewing angle (expressed in degrees) for the different steps in the correction process. Steps 1, 2 and 3 correspond, respectively to O₃, H₂O, and aerosols plus molecular effects.

	Raw	O ₃	H ₂ O	Aerosol	Total
NDVI _{min}	0.049	0.023	0.087	0.055	0.103
NDVI _{max}	0.086	0.063	0.139	0.128	0.151
NDVI _{mean}	0.071	0.048	0.114	0.097	0.138
Standard deviation	0.010	0.011	0.017	0.023	0.014

Table 3: Minimum, maximum, mean NDVI values, and standard deviations for 1987. The columns correspond to the different steps in the correction scheme (raw data, O₃, H₂O, aerosols plus molecules, and total correction).

	Raw	O ₃	H ₂ O	Aerosol	Total
NDVI _{min}	0.038	0.013	0.097	0.074	0.134
NDVI _{max}	0.079	0.057	0.156	0.106	0.166
NDVI _{mean}	0.067	0.049	0.131	0.099	0.151
Standard deviation	0.015	0.011	0.017	0.023	0.014

Table 4: Minimum, maximum, mean NDVI values, and standard deviations for 1986. The columns correspond to the different steps in the correction scheme (raw data, O₃, H₂O, aerosols plus molecules, and total correction).

113 ($\theta_V \cong -25^\circ$ and 27° respectively), which were the driest days. Large fluctuations were present in both channels owing to day-to-day variations of the aerosol optical thicknesses, which affect both bands. In figure 2c the corrections for aerosols and molecular scattering reduced the fluctuations in band 1, but band 2 was still somewhat variable owing to the variations of the H₂O content.

The NDVI shown in figure 3 is decreased with O₃ correction by about 0.025 units (step 1) and increased with H₂O (step 2) or aerosol (step 3) correction, each by about 0.06 units. Large aerosol contents are usually associated with dry air masses (Harmatan wind conditions), and low aerosol contents are associated with humid, maritime wind conditions, thus the largest H₂O and aerosol effects do not occur on the same day. In table 3 the geometrical averages of the NDVI for 1987 are given. The mean correction was 0.040 NDVI units for H₂O and 0.025 for aerosols. The maximum standard deviation was found for steps 2 and 3. The corrections may give higher standard deviations if either step 2 or step 3 is carried out singly, since aerosol scattering and gaseous absorption affect the NDVI in the same way.

Figure 4 gives the result of the complete correction scheme for the BRDF and for the NDVI. Once again there are fewer fluctuations after correction. The small variations still present in both channels can be attributed to aerosols effects. For the most turbid conditions (day 92, $\theta_V \cong -25^\circ$), $\rho_i^a(\mu_S, \mu_V, \phi_V)$ is 0.18 and the transmission term $T(\mu_S) * T(\mu_V)$ is 0.45 which explains why small uncertainties in $\rho_i^a(\mu_S, \mu_V, \phi_V)$ or in $T(\mu_S) * T(\mu_V)$, may easily result in a reflectance error of 0.01 or 0.02 in $\rho_j(\mu_S, \mu_V, \phi_V)$.

In 1986 the aerosol conditions were more stable. The temporal trend of the band 1 and 2 reflectances was more uniform than in 1987 (figure 5). In band 1 the mean values are quite comparable for the two years before and after correction, but the reflectance in band 2 seems slightly larger in 1986 than in 1987 after correction. This is confirmed by the average corrected NDVI value reported in table 4 which was 0.013 units higher than in 1987. This difference may be attributed to uncertainties in the atmospheric variables such as the water vapor and aerosol contents, and also to inaccuracies in the absolute calibration of the AVHRR. Errors

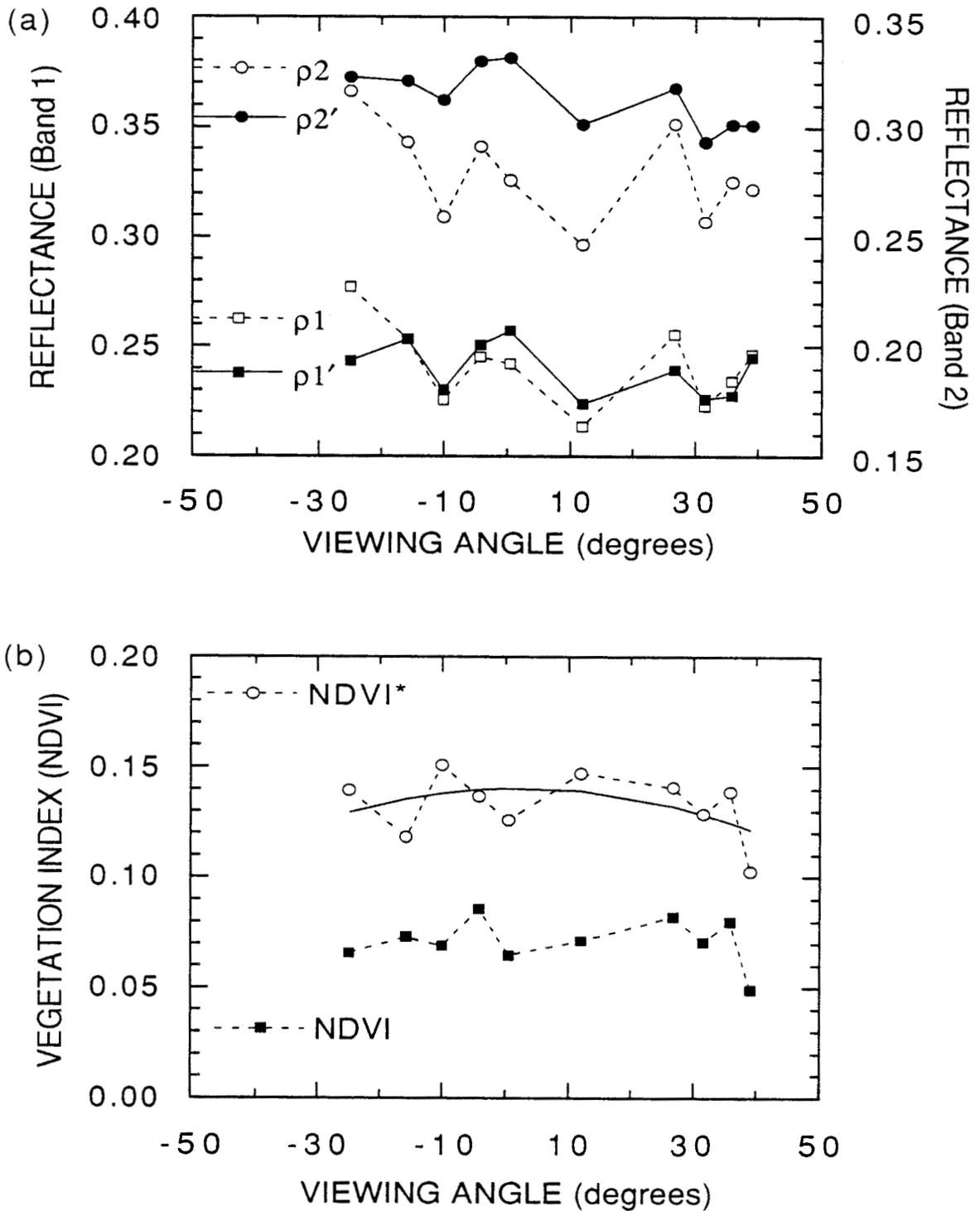


Figure 4: Uncorrected data measured by the NOAA AVHRR in 1987 and the fully corrected data as a function of viewing angle. (a) BRDF values before (ρ_1 and ρ_2) and after (ρ_1' and ρ_2') correction, (b) vegetation indices before (NDVI) and after (NDVI*) correction. A fitted line is shown through the NDVI* values.

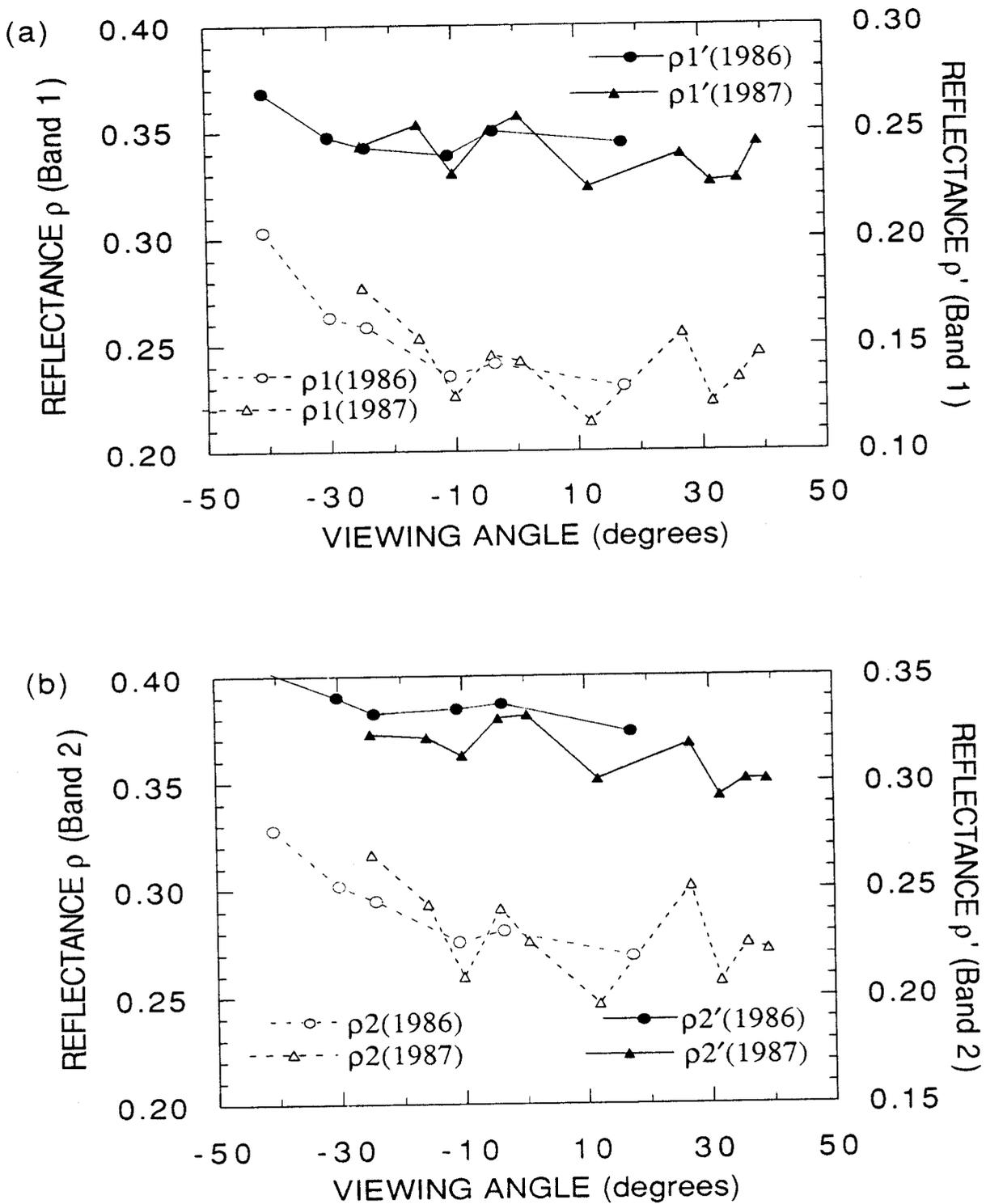


Figure 5: Raw and atmospherically corrected reflectances in 1986 and in 1987 as a function of viewing angle. (a) band 1 (ρ_1, ρ_1') and (b) band 2 (ρ_2, ρ_2').

in calibration can cause large errors in the derived surface reflectances, which in turn affects the BDRF and NDVI (Kaufman and Holben 1990), since the changes are different in the two channels. Because the decay of the calibration was identical in both channels in 1987 (Brest and Rossow 1990, Kaufman and Holben 1990), an NDVI of around 0.14 units is more reliable. Whether the retrieved NDVI value is 0.14 or 0.15 units, it is nonetheless in better agreement with the values for bare soils given by Holben *et al.* (1986) and Kimes *et al.* (1985) than is the value of 0.07 units found before atmospheric correction (tables 3 and 4).

V DISCUSSION

V-1 AEROSOL MODELS

As already mentioned, the atmospheric reflectance $\rho_i^a(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$ may be very large (0.18 in the worst conditions), which results in a significant correction. This component is estimated from theoretical computations requiring knowledge of the aerosol optical thickness and of the appropriate aerosol model. We assumed that the aerosol properties were constant for the whole campaign irrespective of the turbidity conditions (D'Almeida 1987, Shettle 1984). In addition we assumed the aerosols to be spheres, although this assumption has been questioned by Nakajima *et al.* (1989). The ocean close to the study site provides a convenient opportunity to check the resulting uncertainties since, over a target like the ocean, the main contribution to the satellite signal is the atmospheric reflectance.

Over the ocean, the satellite reflectance $\rho_{iw}^*(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$ may be expressed as

$$\rho_{iw}^*(\mu_s, \mu_v, \phi_v) = t_{gO_3}(\mu_s, \mu_v, U_{O_3}) \left\{ \rho_i^a(\mu_s, \mu_v, \phi_v) t_{gH_2O}(\mu_s, \mu_v, \Delta \cdot U_{H_2O}) + \rho_i^g(\mu_s, \mu_v, \phi_v) t_{gH_2O}(\mu_s, \mu_v, U_{H_2O}) \right\} \quad (3)$$

where $\rho_i^g(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$ represents the surface reflectance of the ocean. The ocean introduces several new components: diffuse reflectance induced by the pigments, specular reflection of the direct solar radiation (glint) and surface reflection of the diffuse atmospheric irradiance. The glint occurs in specific geometrical conditions

(Cox and Munk 1954), but the two other components are always present. The specular reflectance depends critically on the wind speed, but the surface reflection of diffuse radiance is almost independent of the wind conditions (Deuzé *et al.* 1989). Computations of the surface reflectance $\rho_i^g(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$ were performed by using Cox and Munk's surface model (1965) with a wind speed of 5 ms^{-1} . The underwater reflectance was assumed to be negligible in all bands. Only the back-scatter direction was considered since the wind speed was not measured, and therefore the glint could not be computed with sufficient accuracy.

Figure 6 compares the AVHRR reflectance and the simulations of the satellite reflectance using equation 3. The calculated and observed reflectances are very consistent in spite of the extremely variable atmospheric conditions and the variation of $\rho_{iw}^*(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$ by a factor of 2. The residual discrepancies are within ± 0.02 , which is sufficient to explain the fluctuations noted in section 4 and which highlights the importance of an accurate estimation of the atmospheric path radiance in the correction algorithm.

V-2 UNCERTAINTIES IN H₂O COMPONENT

A complete sensitivity study is presented elsewhere (Justice *et al.* 1991), and we review here only the main results. The relative vertical distribution of aerosol and water vapor layers can induce an error of several percent in reflectance and 0.01 in the NDVI in the very dusty conditions of Senegal. Because the origin of air masses with high aerosol optical thickness and low precipitable water, on the one hand, and low aerosol optical thickness and high precipitable water, on the other hand, are different, differences in vertical distribution might explain some of the fluctuations shown in figures 4a and 4b.

In figure 7 we show the error in the NDVI resulting from an uncertainty in the water vapor content measurements for different water vapor contents and the range of NDVI values encountered in Sahelian conditions. We assumed that only band 2 is affected, a solar zenith angle of 40° , and a viewing angle of 20° . From this figure, we estimated that an error of 1 gcm^{-2} in the water vapor content results in an

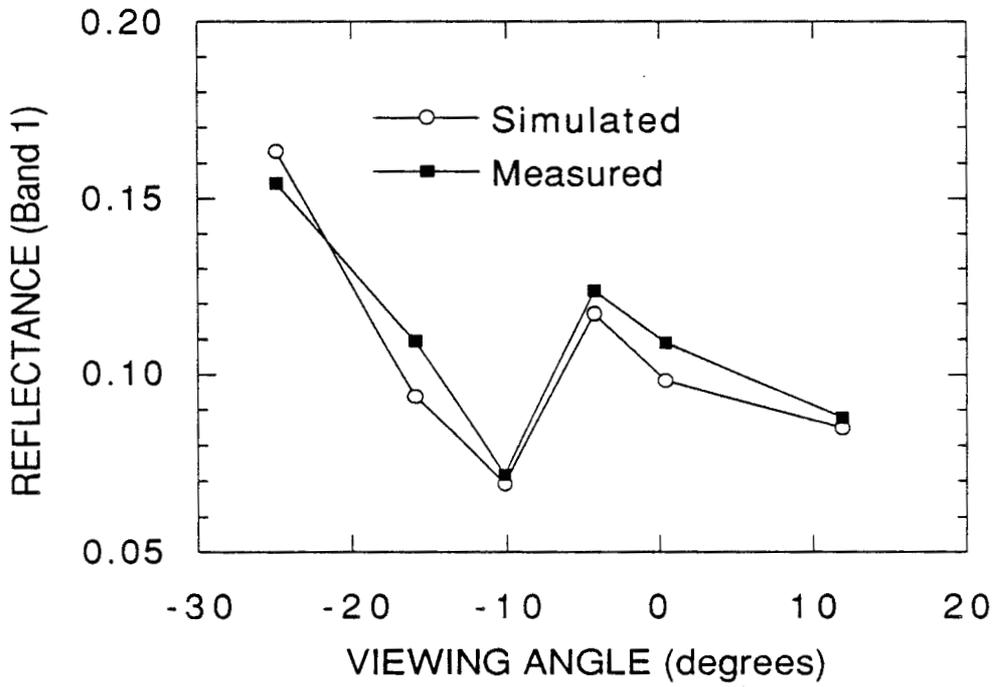


Figure 6: Comparison of the reflectance measured by the AVHRR in band 1 and the simulated reflectance over the ocean target as a function of the viewing angle in the back-scattering plane.

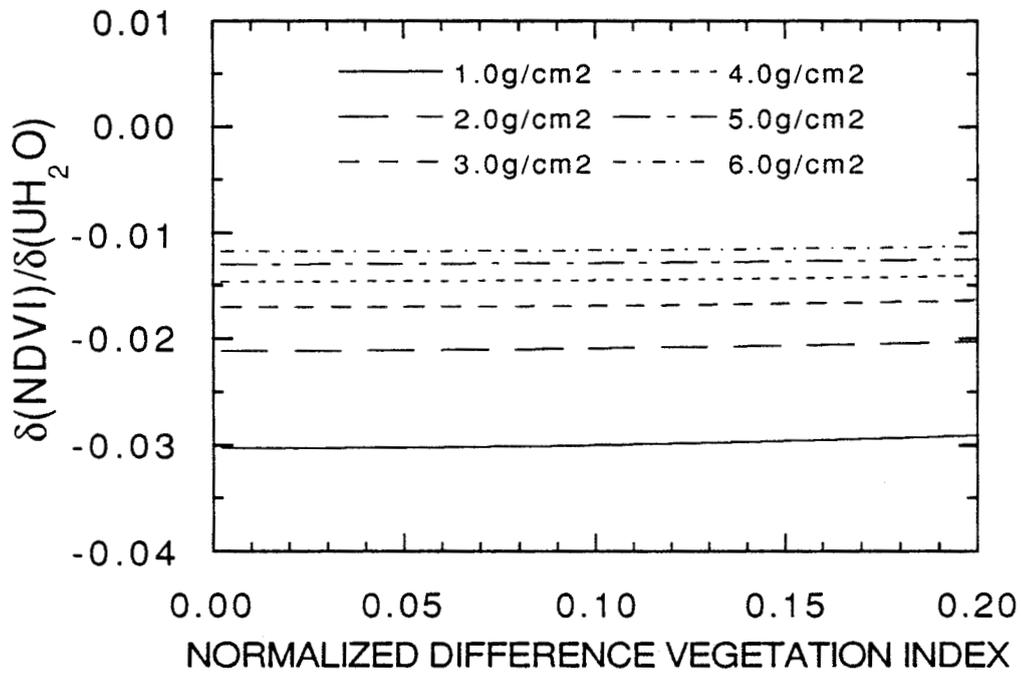


Figure 7: Sensitivity of the NDVI to an uncertainty of $\pm 1\text{cm}$ in the measurement of the precipitable water and for water vapor contents of 1 to 6cm. The solar zenith angle was 40° and the viewing angle was 20° .

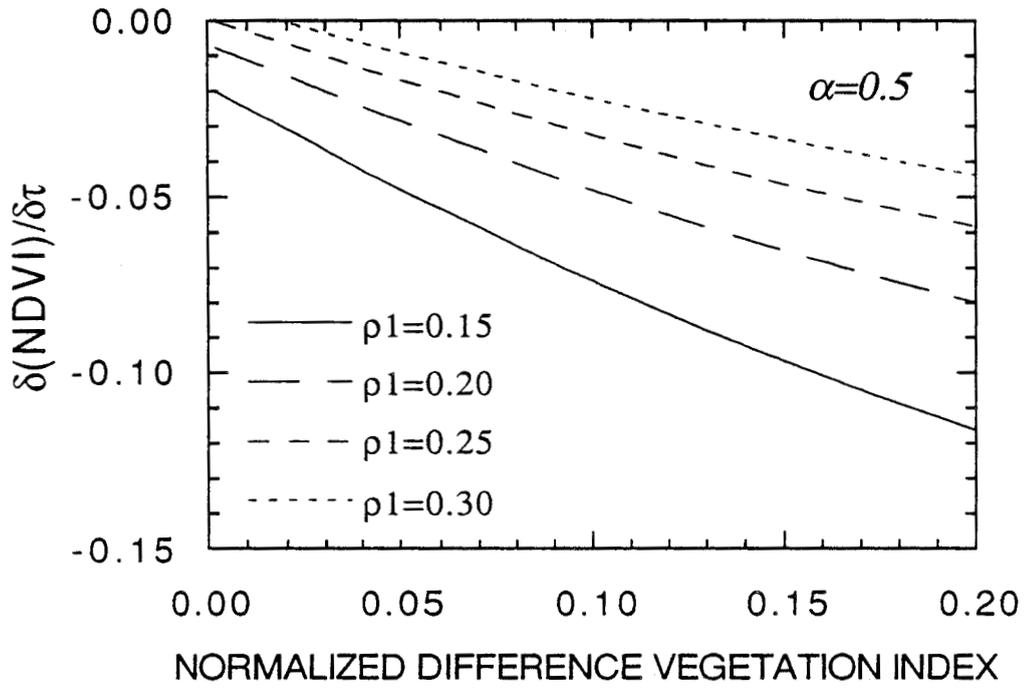


Figure 8: Sensitivity of the NDVI to an uncertainty of ± 1.0 in the measurement of the aerosol optical thickness for four different reflectance values in band 1. The solar zenith angle was 40° and the viewing angle was 20° . The Ångstrom exponent was 0.5.

error in the NDVI of -0.030 for the driest day ($U_{H_2O}=1.0 \text{ g.cm}^{-2}$) and -0.015 for the wettest day ($U_{H_2O}=4.0 \text{ g.cm}^{-2}$). Since the accuracy of our measurements is about $\pm 0.5 \text{ g.cm}^{-2}$, we can expect an error in the NDVI of about 0.008 and 0.015, respectively, in these conditions.

V-3 UNCERTAINTIES IN AEROSOL CONTENT

A similar sensitivity study was carried out for aerosol optical thickness (figure 8). Only single scattering was considered, so the results correspond to an uncertainty coming from the addition of a thin aerosol layer $\Delta\tau$ over the earth-atmosphere system. The spectral dependence of the aerosol optical thickness can be expressed as an exponential function of the wavelength λ

$$\tau(\lambda) = \tau(1\mu\text{m}) (\lambda)^{-\alpha} \quad (4)$$

where α is the Ångström exponent. A value of $\alpha=0.5$ corresponding to our aerosol model was chosen, and four values of ρ_1 were selected. In the Senegal experimental conditions ρ_1 was about 0.20 and NDVI was equal to 0.10. By assuming an error of 0.10 in the aerosol optical thickness, the resulting error in the NDVI was around 0.005 units. In conditions of high aerosol content and weak spectral dependence of the aerosol optical thickness, as frequently occurs in the Sahelian region during the dry season, the small NDVI values are only slightly affected by measurement errors in the aerosol optical thickness. Although there is low sensitivity to variation in aerosols, their overall effect is significant, and the NDVI is underestimated by about 0.03 on average and 0.06 for very dusty conditions (see figure 2c and tables 3 and 4).

VI CONCLUSION

We have shown the importance of atmospheric effects on land remotely sensed data and the order of magnitude of the effects of the atmospheric conditions encountered in Sahelian regions. Atmospheric correction can result in a corrected NDVI of 0.15 when it was only 0.07 using the raw data. The agreement observed for the two years of observations gives us confidence in our correction scheme. The slight difference in the corrected NDVI (0.14 in 1987, 0.15 in 1986) can easily be explained by errors in satellite sensor calibration. The water vapor content is a key variable that needs to be known with greater accuracy than the aerosol optical thickness. We have also shown the importance of an accurate estimation of the atmospheric path radiance, which can not be achieved only with optical thickness measurements (Kaufman 1990).

An estimation of the atmospheric path radiance from satellite data as reported by Kaufman and Sendra (1988) over dark dense vegetation would be a more convenient way for large scale studies, but the method is inapplicable over Sahelian regions. At this time, there is no suitable method for use with satellite data; therefore, measurements from a network of ground instruments are the only alternative. The ground instrument should measure not only the aerosol optical thickness but also the path radiance if an accuracy of better than 0.02 units in NDVI is required. Because of the spatial variations of atmospheric properties in this region, an extensive network is required. Holben *et al.* (1991) have shown that a reasonable distance between ground stations for adequate atmospheric correction is 250km; however, estimation of the path radiance at the TOA from ground measurements in Sahelian conditions with high aerosol optical thickness and high ground reflectance is, as yet, uncertain.

ACKNOWLEDGMENTS

A portion of this work was done while one of us (D.T.) held a National Research Council Research Associateship. This work was partly funded by the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) and by the Centre National d'Etudes Spatiales (CNES). The ground measurements were performed in the ORSTOM center in M'Bour, Senegal. The authors thank B. Dalmayrac, J.Y. Gac and C. Villeneuve of ORSTOM for their cooperation, C. Devaux of Laboratoire d'Optique Atmosphérique for performing the ground measurements, and S. Prince of the University of Maryland for help with the manuscript.

REFERENCES

- ARO, T.O., 1976, Analysis of data on surface and tropospheric water vapor. *Journal of Atmosphere and Terrestrial Physics*, 38, 565-571.
- BREST, C.L., and ROSSOW, W.B., 1991, Radiometric calibration and monitoring of NOAA AVHRR data for ISCCP. *International Journal of Remote Sensing*, in press.
- COX, C., and MUNK, W., 1954, The measurements of the roughness of the sea surface from photographs of sun glitter. *Journal of Optical Society of America*, 44, 838-850.
- COX, C., and MUNK, W., 1965, Slopes of the sea surface deduced from photographs of sun glitter. *Bulletin of Scripps Institute of Oceanography, University of California*, 6, 401-488.
- D'ALMEIDA, G.A., 1987, On the variability of desert aerosol radiative characteristics. *Journal of Geophysical Research*, 92, 3017-3026.
- DEERING, D.W., and ECK, T.F., 1987, Atmospheric optical depth effects on anisotropy of plant canopy reflectance. *International Journal of Remote Sensing*, 8, 893-916.
- DEUZE, J.L., HERMAN, M., and SANTER, R., 1989, Fourier series expansion of the transfer equation in the atmosphere-ocean system. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 41, 483-494.
- FROUIN, R., DESCHAMPS, P.Y., and LECOMTE, P., 1990, Determination from space of atmospheric total water vapor amounts by differential absorption near 940nm: Theory and airborne verification. *Journal of Applied Meteorology*, 29, 448-460.
- HOLBEN, B.N., 1986, Characteristics of maximum-value composite images from temporal AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 7, 1417-1434.

- HOLBEN, B.N., and ECK, T. F., 1990, Precipitable water in the Sahel measured using sun photometry. *Journal of Forest and Agriculture Meteorology*, in press.
- HOLBEN, B.N., ECK, T., and FRASER, R.S., 1991, Temporal and spatial variability of aerosol optical depth in the Sahel region in relation to vegetation remote sensing. *International Journal of Remote Sensing*, 12, 1147-1163.
- HOLBEN, B.N., KIMES, D., and FRASER, R.S., 1986, Directional reflectance response in AVHRR red and near-infrared bands for three cover types and varying atmospheric conditions. *Remote Sensing of Environment*, 19, 213-236.
- JUSTICE, C.O., TOWNSHEND, J.R.G., HOLBEN, B.N., and TUCKER, C.J., 1985, Analysis of the phenology of global vegetation using meteorological satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, 6, 1271-1318.
- JUSTICE, C.O., ECK, T., TANRÉ, D. and HOLBEN, B.N., 1991, The effect of water vapor on the normalized difference vegetation index derived for the Sahelian region from NOAA AVHRR. *International Journal of Remote Sensing*, 12, 1165-1187.
- KAUFMAN, Y.J., and SENDRA, C., 1988, Algorithm for atmospheric corrections of visible and near-infrared satellite imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 9, 1357-1381.
- KAUFMAN, Y.J., and HOLBEN, B.N., 1990, Calibration of the AVHRR visible and near-infrared bands by atmospheric scattering, ocean glint and desert reflection. *Journal of Applied Meteorology*, submitted.
- KAUFMAN, Y.J., 1990, Measurements of the aerosol optical thickness and the path radiance - Implication on remote sensing and atmospheric corrections. *Proceedings of IGARSS'90 held in Washington, D.C., on May 20-24* (New York: IEEE), pp. 1023-1026.
- KIMES, D.S., NEWCOMB, W.W., TUCKER, C.J., ZONNEVELD, I.S., VAN WIJNGAARDEN, W., and DE LEEUW, J., 1985, Directional reflectance factor distributions for cover types of North Africa. *Remote Sensing of Environment*, 18, 1-19.

- LEE, T.Y., and KAUFMAN, Y.J., 1986, Non-Lambertian effects on remote sensing of surface reflectance and vegetation index. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 24, 699-708.
- LONDON, J.R., BOJKOV, D., OLTMANS, S., and KELLY, J.I., 1976, Atlas of the global distribution of total ozone July 1957 - June 1967. NCAR Technical Note, NCAR/TN/113+STR, Boulder, Colorado, U.S.A.
- McCLATCHEY, R.A., FENN, R.W., SELBY, J.E.A., VOLZ, F.E., and GARING, J.S., 1971, Optical properties of the atmosphere. AFCRL-TR-71-0279, Environmental Research Papers, No 354, L.G. Bedford, Mass., U.S.A.
- NAKAJIMA, T., TANAKA, M., YAMANO, M., SHIOBARA, M., ARAO, K., and NAKANISHI, Y., 1989, Aerosol optical characteristics in the yellow sand events observed in May, 1982 at Nagasaki-Part II : Models. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 67, 279-291.
- PATTERSON, E.M., GILLETTE, D.A., and STOCKTON, B.H., 1977, Complex index of refraction between 300 and 700 nm for Saharan aerosols. *Journal of Geophysical Research*, 82, 3153-3160.
- PRICE, J.C., 1987, Radiometric calibration of satellite sensors in the visible and near-IR: history and outlook. *Remote Sensing of Environment*, 22, 3-9.
- SHETTLE, E.P., 1984, Optical and radiative properties of a desert aerosol model. *Proceedings of Symposium on Radiation in the Atmosphere*, edited by G. Fiocco, (Hampton, VA: A. Deepak Publishing), pp.74-77.
- SMITH, G.R., LEVIN, R.H., ABEL, P., and JACOBOWITZ, H., 1988, Calibration of the solar bands of the NOAA-9 AVHRR using high altitude aircraft measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 5, 631-639.
- TANRÉ, D., HERMAN M., and DESCHAMPS, P.Y., 1983, Influence of the atmosphere on space measurements of directional properties. *Applied Optics*, 22, 733-741.

TANRÉ, D., DEVAUX, C., HERMAN, M., SANTER, R., and GAC, J.Y., 1988, Radiative properties of desert aerosols by optical ground-based measurements at solar wavelengths. *Journal of Geophysical Research*, 93, 14223-14231.

TANRÉ, D., DEROO, C., DUHAUT, P., HERMAN, M., MORCLETTE, J.J., PERBOS, J., DESCHAMPS, P.Y., 1990, Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the 5S code. *International Journal of Remote Sensing*, 11, 659-668.

TEILLET, P.M., SLATER, P.N., MAO, Y., DING, Y., BARTELL, R.J., BIGGAR, S.F., SANTER, R., JACKSON, R.D., and MORAM, M.S., 1988, Absolute radiometric calibration of the NOAA AVHRR sensors. *Proceedings of the SPIE conference held in Orlando, Florida, on April 14-17*. Bellingham: Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers), 924, 196-207.

TUCKER, C.J., VANPRAET, C.L., SHARMAN, M.J., and VAN ITTERSUM, G., 1985, Satellite remote sensing of total herbaceous biomass production in the Senegalese Sahel: 1980-1984. *Remote Sensing of Environment*, 17, 233-249.

CHAPITRE 3

*TELEDETECTION DES AEROSOLS
A PARTIR DE L'IMAGERIE
SATELLITAIRE NOAA/AVHRR*

I INTRODUCTION

Cette étude se situe dans le contexte général de la télédétection des aérosols à partir de l'espace. Possible au-dessus des océans (Rao et al., 1989), l'observation des aérosols est beaucoup plus difficile au-dessus des continents. Nous examinons ici les possibilités d'inversion du signal satellitaire pour retrouver les aérosols au-dessus de la végétation dense. L'étude s'applique à la forêt boréale du Québec et elle a été menée en partie lors d'un séjour de recherche au Centre d'Applications et de Recherches en Télédétection (CARTEL) de l'Université de Sherbrooke, Canada. Elle fait suite à deux études menées dans les régions désertiques du Sahel (chapitres 1 et 2) et elle permet d'étendre l'analyse des effets d'atmosphère au-dessus d'un second type de surface, d'importance comparable à celle des zones désertiques, à l'échelle de la planète: la végétation dense. Les surfaces d'eau de la région seront aussi utilisées comme surfaces de référence et permettront de comparer la précision relative de l'inversion au-dessus des deux types de surface.

Les données satellitaires proviennent du capteur AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) du satellite NOAA11 (National Oceanic and Atmospheric Administration). Ce sont des images pleine résolution de l'Est du Canada enregistrées pendant l'été 1989. Notre méthodologie est basée sur la télédétection des surfaces sombres: la végétation dans le canal visible d'AVHRR et l'eau dans les deux canaux visible et proche infrarouge. Ceci permet de minimiser la contribution de la surface dans le signal satellitaire, ce qui augmente la contribution de l'atmosphère et donne une meilleure précision sur la composante aérosol.

Pour décrire les interactions entre le rayonnement solaire, l'atmosphère et la surface de la terre observée par le satellite, nous exprimons la réflectance apparente au niveau satellitaire en fonction de la réflectance de la surface et des propriétés de l'atmosphère. En supposant une réflectance de surface constante et un modèle d'aérosols approprié, nous exprimons la contribution des aérosols dans le signal satellitaire au moyen de leur épaisseur optique.

Pour valider le modèle d'atmosphère et le modèle d'aérosols utilisés, nous disposons de vérités sol du réseau canadien de photométrie solaire. Ces données permettent d'estimer le contenu total en aérosols présent au-dessus de deux stations: Maniwaki (46°.38N, 75°.97W) et Peterborough (44°.23N, 78°.35W). Alors

que la première station est très bien localisée pour l'étude de la végétation dense, la seconde station est intéressante pour l'étude des surfaces d'eau intérieures puisqu'elle est située à proximité du lac Ontario. Nous disposons également de données météorologiques du Centre Européen de Reading, Angleterre, qui permettent de fixer le contenu en vapeur d'eau présent dans l'atmosphère au moment du passage satellitaire. La vapeur d'eau constitue en effet une source d'erreur non négligeable dans le domaine infrarouge du spectre solaire. La contamination par la vapeur d'eau intervient dans notre cas pour l'étude au-dessus des surfaces d'eau dans le canal 2 (canal proche infrarouge).

- Dans le paragraphe II, nous présentons la méthode d'inversion. Une donnée de base de notre modèle est la réflectance de surface et l'étude de sensibilité montre qu'une bonne connaissance de la réflectance de surface est nécessaire pour obtenir une précision acceptable de la méthode.

- Le paragraphe III est consacré au jeu de données lui-même avec un premier examen tant du point de vue temporel que spatial.

- Les résultats et l'analyse des résultats sont présentés dans le paragraphe IV. Ils concernent l'étude des aérosols au-dessus de la végétation environnant la station Maniwaki et celle au-dessus de l'eau du lac Ontario, située près de la station Peterborough. Nous proposons dans chaque cas une estimation de la réflectance de surface (eau ou végétation dense) intégrée sur la bande spectrale utilisée (canal 1 ou canal 2).

Ce travail a été présenté à l'International Union of Geodesy and Geophysics à Vienne en Août 1991.

II METHODOLOGIE

II-1 PROPRIETES SPECTRALES DES SURFACES ETUDIEES

La figure 1 montre les signatures spectrales de différentes surfaces terrestres: la végétation, le sable sec, l'eau de mer et l'eau de lac. Ces signatures correspondent aux quatre modèles utilisés par Tanré et al. (1986) pour décrire la surface dans le code radiatif 5S (Simulation du Signal Satellitaire dans le Spectre Solaire). Nous avons également reporté l'étendue spectrale et les longueurs d'onde moyennes des deux premiers canaux d'AVHRR caractéristiques de l'observation visible et proche infrarouge du satellite NOAA11.

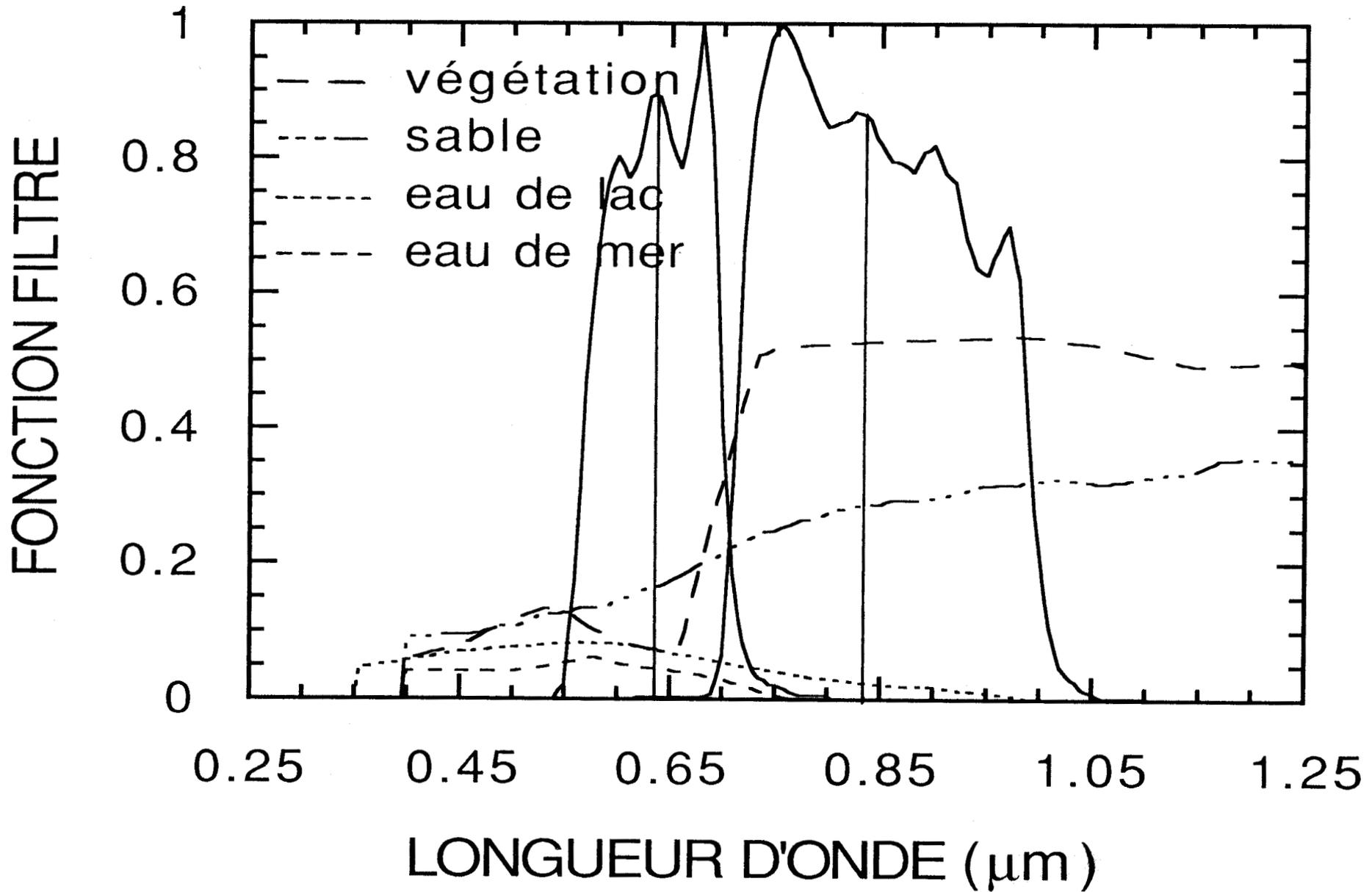
→ La végétation

De manière générale, la végétation présente spectralement une faible réflectance de surface, entre 0.4 et 0.65 μm , qui augmente ensuite rapidement (de 0.65 à 0.7 μm) pour finalement se stabiliser de 0.7 à 1.25 μm à une valeur très élevée. Nous pouvons également remarquer un pic caractéristique situé vers 0.55 μm , dans la partie verte du spectre, et qui correspond à la synthèse chlorophyllienne. Le minimum rencontré entre 0.6 et 0.65 μm s'explique par l'importante absorption du rayonnement solaire par la chlorophylle à ces longueurs d'onde. Ce minimum coïncide avec la longueur d'onde moyenne du filtre visible d'AVHRR, situé vers 0.63 μm , et laisse apparaître la végétation sombre dans ce canal. Cela sera d'autant plus marqué que la végétation sera dense et que sa réflectance de surface sera faible. Dans le canal 2, la végétation apparaît au contraire très brillante.

Il faut cependant noter que le modèle de végétation présenté ici est un modèle de végétation "moyenne". Le travail bibliographique de Kaufman et Sendra (1988) permet d'attribuer un ordre de grandeur plus précis aux réflectances visibles de quelques surfaces typiques de végétation:

- La réflectance de la prairie pourrait varier de 2.5 à 4% dans la partie visible du spectre.

Figure 1: Signature spectrale de différentes surfaces terrestres en relation avec les fonctions filtres des deux premiers canaux d'AVHRR.



- La réflectance de la forêt varierait de 1 à 2% dans les parties bleue et rouge du spectre (respectivement 0.4-0.5 μm et 0.6-0.7 μm). Elle varierait de 2 à 3% dans le vert (0.5-0.6 μm) et ceci selon la nature des arbres (feuillus ou conifères).

Les réflectances sont ici données pour une longueur d'onde particulière. Elles doivent être intégrées sur toute la largeur spectrale d'un filtre satellitaire pour en être représentatives, soit pour le canal visible d'AVHRR de 0.53 à 0.73 μm .

→ Eau de mer et eau de lac

Indépendamment de la réflexion spéculaire (phénomène de glitter), les signatures spectrales de l'eau de mer et de lac apparaissent faibles dans les deux premiers canaux d'AVHRR (cf figure 1). Les propriétés spectrales de l'eau sont telles qu'elle absorbe la majeure partie du rayonnement solaire. La petite différence constatée entre les deux réflectances laisse apparaître le lac un peu plus réfléchissant que la mer d'environ 2.75%. Cet écart provient de la profondeur et de la propreté de l'eau, différentes dans les deux cas. Plus le lac sera grand et plus ses caractéristiques tendront en fait vers celles de l'eau de mer. La réflectance de la mer considérée alors comme une eau pure et profonde est ainsi quasiment nulle dans le canal proche infrarouge (canal 2).

→ Sable sec

L'exemple du sable sec montre que toutes les surfaces terrestres n'ont pas de réflectance faible dans l'un ou l'autre des deux premiers canaux d'AVHRR. Le sable apparaît réfléchissant à la fois dans le canal 1 et dans le canal 2. Il ne peut pas être considéré comme une surface sombre et son exemple met en évidence les caractéristiques spectrales exceptionnelles de l'eau et de la végétation dans les parties visible et proche infrarouge du spectre.

II-2 CODE RADIATIF

Nous utilisons le même code radiatif que celui utilisé pour les travaux présentés dans les chapitres 1 et 2: le logiciel de Simulation du Signal Satellitaire dans le Spectre Solaire (5S), de Tarré et al. (1986). Ce code reproduit de façon semi-analytique la réflectance apparente au niveau satellitaire en découplant les processus d'absorption et de diffusion. Il s'agit de l'absorption et de la diffusion par les molécules atmosphériques et les aérosols, et nous nous placerons toujours dans des conditions de ciel clair (ciel non nuageux).

Les effets atmosphériques induits par les aérosols et les molécules gazeuses dépendent de la longueur d'onde et varient dans le temps et l'espace.

- La diffusion par les molécules est donnée par la formule de Rayleigh. Elle suit une loi en λ^{-4} et ne dépend que de la pression atmosphérique. Ceci en fait un terme pratiquement constant dans le temps et l'espace et essentiellement important aux courtes longueurs d'onde.

- L'absorption par les molécules est généralement minimisée par le choix des bandes d'observation dans les fenêtres atmosphériques. Elle est principalement due à l'ozone dans le canal 1 d'AVHRR et à la vapeur d'eau dans le canal 2 (Justice et al., 1991).

- L'absorption par les aérosols maritimes est faible dans le spectre solaire. Nous en tiendrons compte dans le modèle d'aérosols continental.

- la diffusion par les aérosols reste donc la principale variable dans l'effet atmosphérique. Elle peut être caractérisée par une loi en $\lambda^{-\alpha}$, où α est proche de 1.

Ces phénomènes d'absorption et de diffusion perturbent la mesure de la réflectance vraie du sol. Nous rappelons l'expression de la réflectance apparente au niveau satellitaire pour une atmosphère non nuageuse et dans le cas d'un sol homogène et lambertien:

$$\rho^*(\theta_s, \theta_v, \varphi_v) = t_{O_3}(\theta_s, \theta_v, U_{O_3}) \left\{ t_{H_2O}(\theta_s, \theta_v, \Delta, U_{H_2O}) \rho^a(\theta_s, \theta_v, \varphi_v) + t_{H_2O}(\theta_s, \theta_v, U_{H_2O}) \rho \frac{T(\theta_s) T(\theta_v)}{1 - \rho_S} \right\} \quad (1)$$

où ρ^* est la réflectance apparente au niveau satellitaire
 ρ^a , la réflectance intrinsèque de l'atmosphère: $\rho^a = \rho_R^a + \rho_A^a$ (2)

ρ , la réflectance caractéristique de la surface Rayleigh Aérosols

t_i , la transmission du gaz i intervenant par son contenu U_i

$$T, \text{ la transmission totale de l'atmosphère, } T(\theta) = e^{-\tau/\cos\theta} + t_d(\theta) \quad (3)$$

direct diffus

τ , épaisseur optique totale

$$\tau = \tau_R + \tau_A \quad (4)$$

Rayleigh Aérosols

s , l'albédo sphérique de l'atmosphère

$\theta_s, \theta_v, \varphi_v$ représentent les conditions géométriques d'incidence et d'observation.

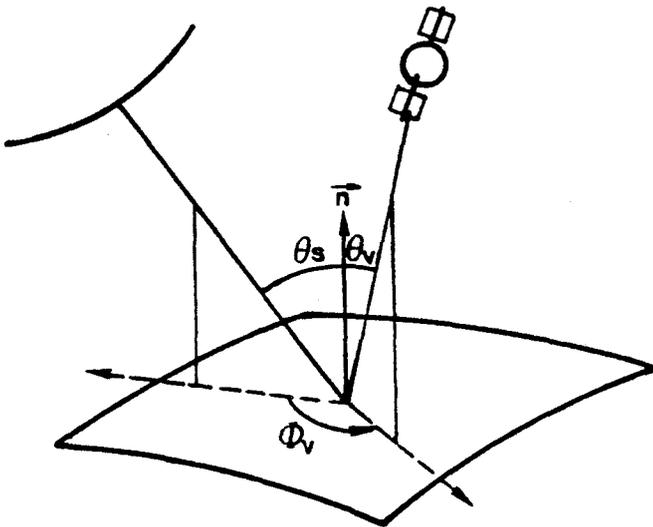


Figure 2: Conditions géométriques d'éclairement et d'observation.

θ_s = angle zénithal solaire

θ_v = angle zénithal d'observation

φ = différence azimutale entre le plan solaire et le plan d'observation

Δ est une constante comprise entre 0 et 1 qui dépend de la distribution verticale de la vapeur d'eau par rapport à celle des aérosols.

$\Delta = 1$ signifie que la vapeur d'eau est localisée au-dessus des aérosols

$\Delta = 0$ si toute la vapeur d'eau se trouve en-dessous des aérosols

$\Delta = 0.5$ traduit un mélange homogène entre la vapeur d'eau et les aérosols, ce qui est plus réaliste et sera considéré ici.

Qualitativement, nous pouvons dire que:

1 - le signal satellitaire s'exprime comme la somme d'une contribution de l'atmosphère (éq. (1): terme en ρ^a) et d'une contribution de la surface (éq. (1): terme en ρ).

2 - la contribution de l'atmosphère se scinde en une contribution moléculaire bien connue (éq. (2): ρ_R^a) et une contribution aérosol variable dans le temps et l'espace (éq. (2): ρ_A^a).

3 - la contribution aérosol ρ_A^a dépend de la quantité d'épaisseur optique aérosol τ_A , du modèle d'aérosol et des conditions de géométrie.

Au-dessus des surfaces que nous allons étudier (surfaces sombres de réflectance ρ faible), la contribution de la surface dans le signal satellitaire est faible, ce qui va donc augmenter proportionnellement la contribution de l'atmosphère et conduire à un signal essentiellement atmosphérique. L'information aérosol contenue dans la réflectance atmosphérique aérosol ρ_A^a s'en trouvera optimisée et se déterminera plus précisément (éq. (2)).

Le logiciel 5S s'utilise pour différentes conditions d'observation : conditions géométriques, spectrales, atmosphériques et de surface. L'utilisateur choisit les paramètres d'entrée de façon à restituer au mieux la réalité qu'il se propose de simuler.

Les deux premières conditions (géométriques et spectrales) sont en général parfaitement connues de l'utilisateur et les paramètres d'entrée qui leur sont associés peuvent être facilement déterminés. Dans le cas d'un suivi satellitaire, ces renseignements peuvent être calculés à partir des informations figurant sur les bandes d'enregistrement, directement ou indirectement. Le programme est adapté aux cas particuliers des satellites météorologiques géostationnaires tels que GOES ou METEOSAT, des satellites météorologiques défilants tels que NOAA, ou encore des satellites d'observation de la terre tels que LANDSAT ou SPOT.

Les deux dernières conditions (atmosphériques et de surface) sont par contre plus difficiles à estimer puisqu'elles évoluent au cours du temps. L'utilisateur doit donc faire certaines hypothèses relatives à la nature du sol ou de l'atmosphère. Son choix se porte alors sur des modèles d'atmosphère, d'aérosols ou de surface qu'il estime adaptés. Le logiciel propose ainsi les modèles standards d'utilisation suivants :

- Modèles d'atmosphère standard d'été et d'hiver des latitudes moyennes et des régions arctiques, ainsi qu'un modèle tropical et un modèle standard pour les Etat-Unis (Mc Clatchey et al., 1971).

- Modèles d'aérosols de type continental, maritime et urbain dont la concentration est définie à partir de la visibilité ou à partir de la mesure d'épaisseur optique.

- Modèles moyens de la réflectance du sable, de la végétation, de la mer et d'un lac.

L'un des principaux paramètres de sortie est la réflectance apparente satellitaire, quantité également mesurée par l'expérience et que l'on cherche à analyser par la simulation.

II-3 ALGORITHME D'INVERSION

L'algorithme d'inversion est fondé sur le code radiatif précédent et la comparaison des réflectances satellitaires, simulée et mesurée, donne accès à la quantité recherchée, à savoir: l'épaisseur optique des aérosols.

L'algorithme comporte deux parties distinctes :

- La sélection des pixels d'eau et de végétation dense, d'une part.
- La simulation des réflectances apparentes, d'autre part.

Cette simulation est réalisée pour les conditions d'observation (conditions géométriques, spectrales et de surface) et pour différentes valeurs de la turbidité de l'atmosphère τ_A variant de 0 à 2 à 550 nm par pas de 0.1. L'épaisseur optique aérosol recherchée est déterminée par interpolation de façon à ce que l'égalité entre les réflectances apparentes, simulée et mesurée, soit satisfaite.

Sélection des pixels d'eau et de végétation dense

Pour identifier les pixels d'un type de surface uniforme donné (eau ou végétation dense), nous définissons une fraction f variable de pixels de l'image à sélectionner. Cette fraction f dépend évidemment :

- de la fraction f_1 des pixels de l'image recouverts par le type de surface sélectionné.
- de la fraction f_2 des pixels de l'image non nuageux.

Par le choix d'une image adaptée au type de surface étudié (ie f_1 grand), il paraît alors raisonnable de considérer la couverture nuageuse comme uniformément répartie au-dessus de la surface étudiée, donc de définir :

$$f = f_1 \times f_2 \quad (5)$$

comme la fraction des pixels utiles de l'image.

Il faut cependant noter que la fraction f_1 dépend des conditions géométriques d'observation de la scène. A cause des conditions d'observation particulières des satellites NOAA (faible résolution spatiale et distorsion géométrique de l'image), il importe de réduire le nombre de pixels mixtes dans l'image et de choisir une surface uniforme assez grande. Une correction géométrique des images satellitaires, de façon à obtenir une même projection cartographique, est alors particulièrement utile à ce stade de l'étude pour fixer un paramètre f_1 constant et représentatif de l'ensemble des géométries d'observation.

La caractérisation des pixels de végétation dense se fait à partir des mêmes critères que ceux adoptés par Kaufman et Sendra (1988) :

(1) Calcul du NDVI pour rejeter les surfaces sombres qui ne sont pas de la végétation.

(2) Balayage de l'image pour trouver les pixels de plus fort NDVI (sélection de la végétation).

(3) parmi les pixels de végétation, sélection des pixels de plus faible réflectance visible (sélection de la végétation dense).

La caractérisation des pixels d'eau s'effectue à partir d'une seule condition, nécessaire et suffisante :

(1) Balayage de l'image et sélection des pixels de plus faible réflectance proche-infrarouge.

Les fréquences d'apparition de la végétation, de la végétation dense et de l'eau dans la scène sont à déterminer à priori pour des conditions non nuageuses à partir d'une image de référence.

L'estimation des pixels nuageux se fait à partir d'un critère de seuil dans le canal 4 (canal infrarouge).

Le principe de la classification des pixels de l'image est résumé sur la figure 3. Il permet de sélectionner les pixels utiles de l'image (eau ou végétation dense) au-dessus desquels l'algorithme d'inversion sera appliqué.

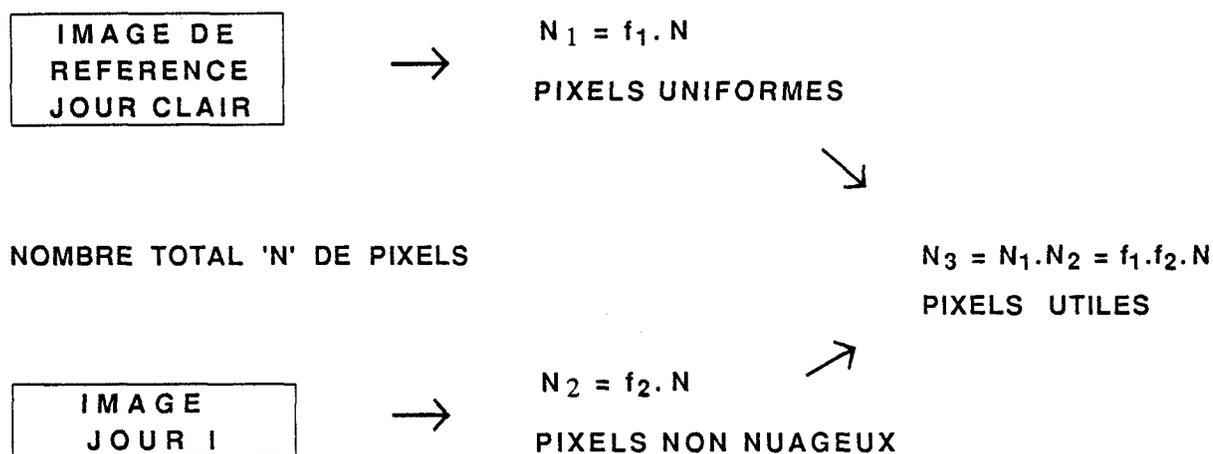


Figure 3 : Détermination des pixels utiles de l'image (eau ou végétation dense).

Simulation de la réflectance apparente

Cette simulation est effectuée à l'aide du modèle radiatif précédent. Pour une bonne utilisation du modèle, les paramètres d'entrée doivent être choisis avec soin.

Les conditions géométriques et spectrales sont déterminées rigoureusement. Elles concernent la géométrie d'observation du satellite NOAA11 et les deux premières bandes spectrales du capteur AVHRR :

- Bande spectrale visible, s'il s'agit d'un pixel de végétation dense.
- Bandes spectrales visible ou proche infrarouge, s'il s'agit d'un pixel d'eau.

Pour caractériser l'atmosphère, nous avons choisi le modèle d'atmosphère standard d'été des latitudes moyennes et un modèle d'aérosols de type continental moyen :

- Le premier choix se justifie parfaitement de par les latitudes étudiées voisines de 45°N et de par la période de l'année qui s'étend du 12 Juin au 31 Août 1989. Nous avons utilisé un contenu d'ozone standard recommandé pour ces latitudes et pour cette période de l'année qui est de 0.319 cm.atm. Le contenu en vapeur d'eau est celui donné par les profils verticaux du Centre Européen de Reading.

- Le second choix fait référence à la climatologie générale des aérosols réalisée par D'Almeida et al. (1991). A partir d'une étude bibliographique très poussée, ces auteurs préconisent le type et les propriétés radiatives des aérosols spécifiques à chaque région du globe, avec une résolution spatiale de $5^\circ \times 5^\circ$ et une résolution temporelle d'un mois. Pour le mois de Juillet et pour les latitudes et longitudes qui nous intéressent (45°N - 80°W et 45°N - 75°W), l'état de l'aérosol continental moyen est ainsi recommandé. Il s'agit du modèle donné dans le programme WCP-112 (1986) qui est défini à partir des composants de base poussière, eau soluble et suie intervenant par les pourcentages volumiques respectifs 70%, 29% et 1%. Cet aérosol représente le type de matière aéroportée venant de lieux éloignés et pollués. Il provient dans notre cas des zones fortement industrialisées et urbanisées du Sud de l'Ontario et de l'Est Américain.

Enfin, nous faisons l'hypothèse d'une surface uniforme, lambertienne et constante au cours du temps. Nous supposons donc que:

- la végétation est stable dans le temps et qu'elle ne présente pas d'effets directionnels: la stabilité de la végétation semble effectivement compatible avec la période d'enregistrement de nos images qui se situe en été; l'hypothèse d'une végétation lambertienne est par contre plus difficile à admettre, mais ne semble pas complètement dénuée de sens dans la mesure où nos données sont essentiellement enregistrées dans le plan spéculaire (plan opposé au soleil). L'effet d'ombre produit par la structure verticale de la végétation, forêt boréale en l'occurrence, est en effet important dans le plan spéculaire et réduit la réflectance de la surface.

- Si les conditions de géométrie spéculaires présentent un avantage certain pour l'observation des aérosols au-dessus de la végétation, il n'en est pas de même pour l'observation des surfaces d'eau perturbée par le phénomène du glitter. Ce dernier correspond à la réflexion spéculaire du soleil et il se décompose en une composante directe, importante dans le plan azimutal d'incidence, et une composante diffuse qui intervient pour toutes les autres directions. Nous évitons le glitter direct par des mesures appartenant à un plan azimutal écarté de 50° par rapport au plan d'incidence, et nous tiendrons compte de la composante diffuse dans la détermination de la réflectance de l'eau.

Les réflectances de surface sont évidemment à intégrer sur la bande spectrale d'observation du capteur satellitaire et dépendent donc directement des coefficients d'étalonnage du capteur.

Afin d'évaluer l'influence du paramètre de surface sur le modèle de transfert radiatif, nous présentons sur la figure 4 la réflectance satellitaire apparente ρ^* simulée, dans le canal 1, pour différentes réflectances de surface ρ et différentes épaisseurs optiques aérosols τ_A , et pour des conditions d'observation au nadir. Cette figure montre qu'une même réflectance apparente ρ^* correspond à un ensemble de couples (ρ, τ_A) dont les variations sont contraires: lorsque ρ augmente, τ_A diminue, et vice versa. Le choix du paramètre de surface dans l'algorithme d'inversion se révèle donc être capital, puisqu'il y a compensation systématique des erreurs associées à ρ et à τ_A . La figure 4 illustre tout à fait la complexité du problème lorsque les deux paramètres "réflectance de sol" et "épaisseur optique aérosol" sont inconnus. Les ordres de grandeur exprimés ci-dessous pour $\Delta\rho$ et $\Delta\tau_A$ montrent l'influence d'une mauvaise détermination de ρ sur l'estimation de τ_A :

$$\Delta\rho = \pm 0.01 \Rightarrow \Delta\tau_A = \pm 0.1 \quad (6)$$

De manière générale, l'incertitude $\Delta\rho$ devient plus petite lorsque l'épaisseur optique τ_A augmente.

Nous avons donc procédé de la façon suivante:

- (1) Détermination de la réflectance vraie de la surface à l'aide d'une image de référence (jour clair, faible τ_A): "flèche 1" représentée sur la figure 8.
- (2) Simulation de la réflectance apparente satellitaire pour différents τ_A , avec pour condition de surface la valeur de ρ précédemment déterminée: "flèche 2".
- (3) Comparaison des réflectances apparentes satellitaires, mesurée et simulée, et détermination de τ_A : "flèche 3".

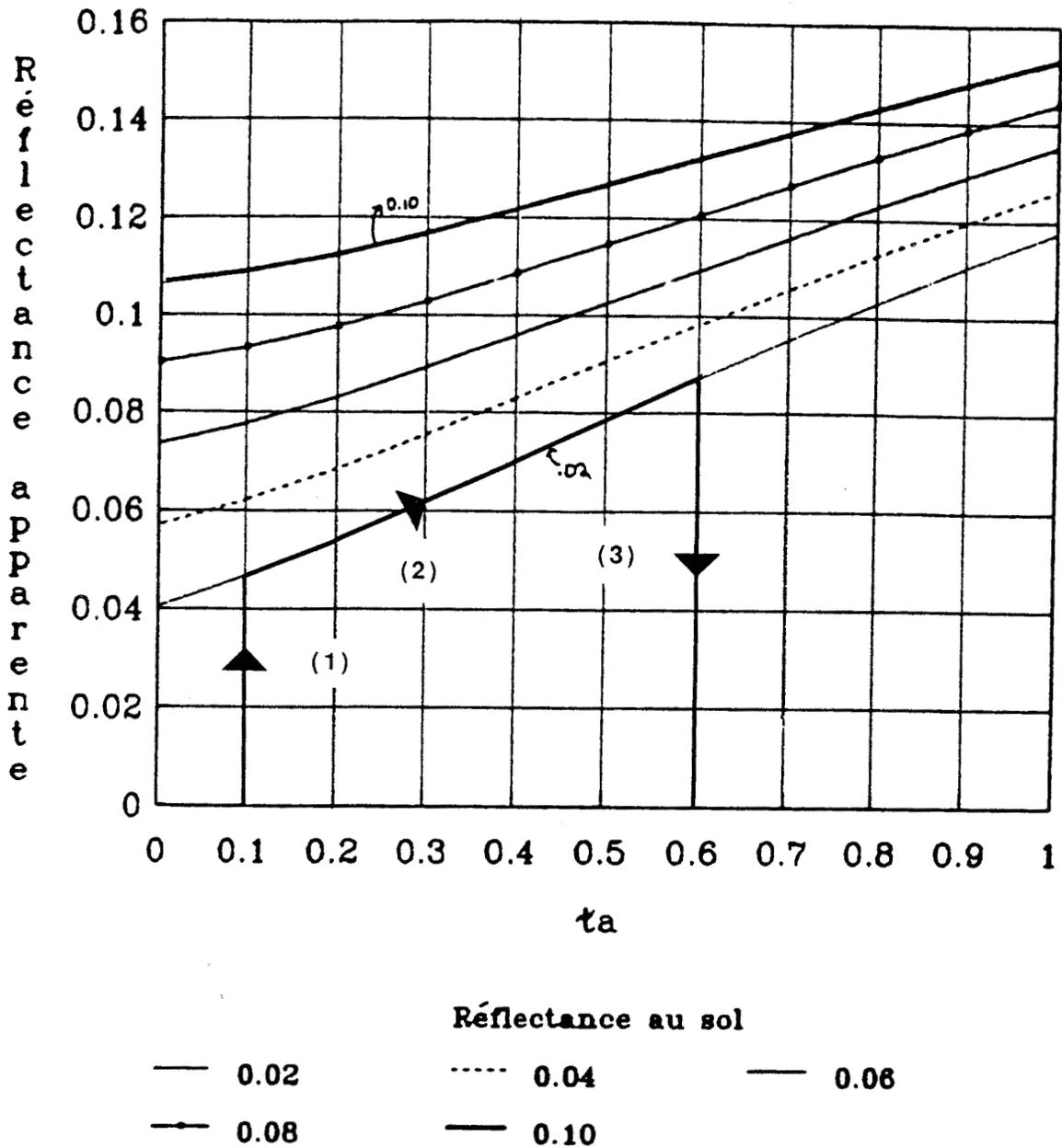


Figure 4 : Réflectance apparente satellitaire en fonction de l'épaisseur optique aérosol simulée pour différentes réflectances de surface et pour le canal 1 d'AVHRR (observation au nadir) (Chartier et al., 1989).

III PRESENTATION DES DONNEES

Nous avons constitué notre jeu de données en réunissant trois types d'informations différentes :

- Des images satellitaires NOAA/AVHRR acquises au Service de l'Environnement Atmosphérique de Downsview, Ontario.
- Des mesures photométriques solaires réalisées par le Réseau Canadien de Tététection.
- Des analyses de radiosondages provenant du Centre Européen de Reading, Angleterre.

Dans ce paragraphe, nous faisons une première description des données. Nous expliquons ensuite les traitements préliminaires que nous leur avons appliqués afin de disposer de données directement exploitables. Enfin, nous analysons la cohérence du jeu lui-même et en déterminons les principales caractéristiques temporelles et spatiales.

III-1 Images NOAA/AVHRR

Description

Les satellites NOAA sont héliosynchrones et à orbite polaire. Ils couvrent la totalité du globe en parcourant un peu plus de 14 orbites par jour. Le satellite NOAA11 qui nous intéresse plus particulièrement décrit des orbites ascendantes au-dessus de la zone étudiée avec un passage à l'équateur à 13h40 heure locale. Il repasse au-dessus d'un même point tous les 9 jours.

Le capteur AVHRR embarqué sur les satellites NOAA est un capteur à large champ dont l'angle d'observation (ou angle de balayage) varie de 0 à ± 55.4 degrés. Compte tenu de l'altitude du satellite voisine de 850 km, il peut observer une zone de 2500 km environ. L'image résultante comporte 2048 pixels par ligne et possède une résolution spatiale de 1.1 km au nadir.

Le capteur AVHRR est un capteur multispectral qui comprend:

- 1: un canal visible (0.53-0.78 μ m)
- 2: un canal proche infrarouge (0.60-1.08 μ m)
- 3: un canal de vapeur d'eau (3.44-4.03 μ m)
- 4: un canal thermique (9.98-11.70 μ m)
- 5: un second canal thermique (11.07-12.80 μ m)

Nous avons obtenu 19 images multispectrales NOAA11/AVHRR, acquises au cours de l'été 1989 par la station de réception de Downsview (43°.75N, 78°.37W), en Ontario: ce sont des images pleine résolution de la région des grands lacs et du bouclier Canadien.

Corrections géométriques

Les images des satellites NOAA sont obtenues par un balayage systématique du capteur AVHRR, ce qui induit des distorsions géométriques dans l'image. En corrigeant ces distorsions, il est possible de ramener les images à une même projection cartographique et donc de les rendre superposables. On peut alors envisager une étude comparative et quantitative de la surface. Le programme que nous utilisons a été développé au laboratoire par C. Kergomard et met en application le modèle orbital décrit par R.J.H. Brush dans le cadre de l'imagerie satellitaire NOAA/AVHRR (Brush, 1988).

Ce modèle tient compte d'une orbite elliptique du satellite autour de la terre et de la forme ellipsoïdale de cette dernière. La projection cartographique utilisée est une projection de type stéréographique polaire qui dessine la terre sur des cercles concentriques (les parallèles) et des droites sécantes au pôle (les méridiens).

L'image déformée est corrigée par l'application d'une relation qui établit la correspondance entre les coordonnées ligne et colonne de l'image, la latitude et la longitude du pixel et les coordonnées cartésiennes de la projection stéréographique polaire. Un rééchantillonnage des données selon la méthode du plus proche voisin permet de constituer l'image corrigée.

La relation entre ligne et colonne et coordonnées géographiques (latitude,



longitude) est établie à partir des paramètres orbitaux contenus dans le fichier d'entête. Une option permet cependant de redéterminer l'heure et la longitude du passage du satellite au noeud ascendant à partir d'un amer (point de l'image dont on connaît à la fois les coordonnées géographiques et les coordonnées image, ligne et colonne). Ces deux paramètres sont en effet souvent donnés avec une mauvaise précision sur la bande d'enregistrement de l'image.

Etalonnage visible et proche infrarouge

Les comptes numériques des canaux visible et PIR (canaux 1 et 2) sont convertis en grandeurs physiques à l'aide des coefficients d'étalonnage propres à chaque canal. La réflectance apparente ρ_i^* mesurée dans le canal i est donnée par la relation suivante:

$$\rho_i^* = \alpha_i (CN_i - CN_{0i}) * \frac{1}{d \cdot \cos \Theta_S} \quad (7)$$

où

- α_i et CN_{0i} sont les deux constantes d'étalonnage pour le canal i qui correspondent au gain et au zéro, et données pour une valeur moyenne de la distance terre-soleil.

- CN_i est la valeur du compte numérique codé en 10 bits dans le canal i (CN_i varie de 0 à 1023).

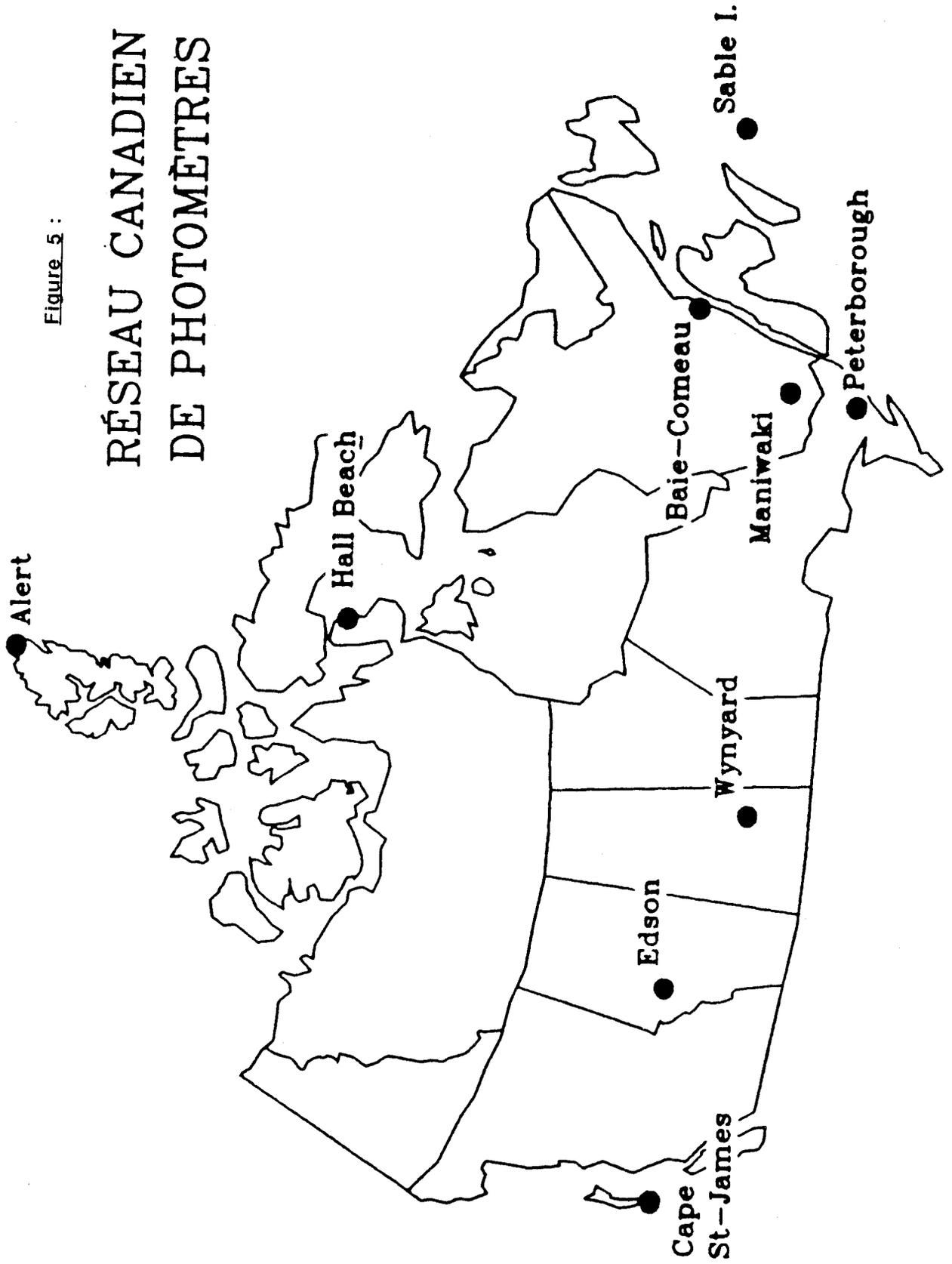
- $\frac{1}{d}$ est un terme correctif qui tient compte des variations de la distance terre-soleil.

- $\frac{1}{\cos \Theta_S}$ permet de corriger de l'effet de l'angle zénithal solaire Θ_S .

L'étalonnage des deux premiers canaux d'AVHRR est effectué par la NOAA avant le lancement du satellite. Aucune méthode à bord n'est prévue pour en contrôler la dérive au cours du temps. Pour le satellite NOAA11, opérationnel depuis le 8 Novembre 1988, une perte notable de la sensibilité des capteurs 1 et 2 a très vite été observée (Holben et al., 1990; Justus, 1990; Santer et al., 1991). Nous avons ici utilisé les coefficients de Holben et al. (1990) obtenus pour la période de Février-Mars 1989 à partir d'une méthode d'étalonnage au-dessus de sites désertiques. Ces coefficients tiennent compte d'une perte de sensibilité de 22% pour le canal 1 et de 32% pour le canal 2.

Figure 5 :

RÉSEAU CANADIEN DE PHOTOMÈTRES



III-2 MESURES PHOTOMETRIQUES

Les mesures photométriques proviennent de deux stations sol du réseau canadien de photométrie solaire (S.E.A., 1990, figure 5) :

- Maniwaki : 75.97 W, 46.40 N
- Peterborough : 78.35 W, 44.23 N

Les données sont constituées de mesures de l'éclairement solaire incident effectuées au sol à l'aide d'un photomètre solaire SONOTEK pour deux longueurs d'onde : 380 et 500 nm.

Les photomètres utilisés ont été étalonnés à Toronto au Service de l'Environnement Atmosphérique par comparaison avec un photomètre étalon. Leurs principales caractéristiques sont résumées dans le tableau 1.

Station	λ (nm)	$I_0(\lambda)$
Maniwaki	382	64.0
	500	79.4
Peterborough	379	67.8
	500	112.7

Tableau 1: Longueurs d'onde effectives λ et constantes d'étalonnage $I_0(\lambda)$ des photomètres solaires utilisés à Maniwaki et à Peterborough.

Nous avons obtenu les données sol des stations Maniwaki et Peterborough mesurées pendant l'été 1989. Les relevés ont été effectués quotidiennement à 9h00, 12h00 et 15h00 heure locale lorsque le ciel était dégagé.

Détermination du contenu en aérosols

Nous rappelons l'expression de l'atténuation du rayonnement solaire direct mesuré au sol à la longueur d'onde λ (cf chapitre 1):

$$V(\lambda) = \frac{V_0(\lambda)}{d} \exp(-m \tau(\lambda)) t_g(\lambda) \quad (8)$$

- où
- $V_o(\lambda)$ est le signal hors atmosphère, que l'on corrige de la distance terre-soleil par le terme correctif d ,
 - m est la masse d'air, généralement définie par $m = 1/\cos\theta_s$ pour des angles zénithaux solaires θ_s inférieurs à 70° ,
 - $\tau(\lambda)$ est l'épaisseur optique totale de l'atmosphère,

$$\tau(\lambda) = \tau_R(\lambda) + \tau_A(\lambda) \quad (9)$$

Rayleigh Aérosols

- $t_g(\lambda)$, l'éventuelle transmission gazeuse à la longueur d'onde λ .

L'épaisseur optique moléculaire ou Rayleigh est calculée en utilisant le modèle d'atmosphère d'été des latitudes moyennes de Mc Clatchey et al. (1971). Les contenus standards en ozone et en vapeur d'eau caractéristiques de cette atmosphère sont alors $U_{O_3} = 0.319 \text{ cm.atm}$ et $U_{H_2O} = 2.93 \text{ g.cm}^{-2}$.

L'atténuation du signal par les aérosols est alors convertie en terme d'épaisseur optique des aérosols après soustraction de la composante moléculaire et correction de l'absorption gazeuse. Par commodité, τ_A est extrapolée à 550nm.

III-3 PROFILS METEOROLOGIQUES

Nous avons obtenu du Centre Européen de Reading les analyses de radiosondage couvrant la zone géographique étudiée durant la période de l'été 1989.

L'heure d'acquisition de ces données (18h00 GMT) coïncide avec l'heure de passage du satellite NOAA 11 au-dessus de l'Est du Canada. Nous avons choisi la meilleure résolution spatiale proposée, soit une résolution de 1.125 degrés en latitude et en longitude. Nos mesures seront donc représentatives d'une zone de $125 \times 125 \text{ km}^2$.

Les données sont constituées de profils verticaux de paramètres météorologiques donnés pour 14 niveaux de pression répartis de 1000 à 10 hPa. Nous nous sommes essentiellement intéressé aux profils verticaux de pression P , de température T et d'humidité relative HR qui sont nécessaires au calcul de la quantité totale de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère.

Détermination du contenu en vapeur d'eau

Par définition, le taux d'humidité relative HR s'exprime comme le rapport de la pression partielle de vapeur d'eau e et de la pression saturante de vapeur d'eau à la température T , $e_s(T)$:

$$HR = 100 \frac{e}{e_s(T)} \quad (10)$$

si l'air est sec, $e = 0$ et $HR = 0 \%$

si l'air est saturé à la température T , $e = e_s(T)$ et $HR = 100 \%$.

$e_s(T)$ ne dépend que de la température et nous l'avons approximée par la loi exponentielle suivante (Tetens, 1930) :

$$e_s(T) = a \exp \left(\frac{b (T - 273.15)}{T - c} \right) \quad (11)$$

avec $a = 6.1078$ hPa , $b = 17.269$ et $c = 35.86$ K.

Les profils (P,T,HR) définissent alors parfaitement le rapport de mélange de l'air humide présent à chaque niveau de pression P et qui s'exprime en gramme de vapeur d'eau par gramme d'air sec :

$$r (P,T,HR) = 0.622 \frac{e(T,HR)}{P - e(T,HR)} \quad (12)$$

La quantité d'eau précipitable U_{H_2O} contenue dans une colonne d'air atmosphérique de section unité est alors :

$$U_{H_2O} = \frac{1}{g} \int_0^{P_0} r(P,T,HR) dP \quad (13)$$

- où
- g est l'accélération gravitationnelle, $g = 9,81 \text{ m.s}^{-2}$
 - P_0 la pression atmosphérique au niveau du sol

Lorsque l'on considère les quatorze niveaux de pression qui définissent nos profils verticaux, la relation (13) s'écrit de façon plus pratique:

$$U_{H_2O} = \frac{1}{g} \sum_{i=0}^{i=13} \frac{r_i + r_{i+1}}{2} (P_i - P_{i+1}) \quad (14)$$

U_{H_2O} est ici exprimée en kg.m^{-2} si P est en Pa.

Données satellitaires		Données sol		Données météo
Date (année 89)		Peterborough	Maniwaki	
12/6	163	X	X	X
28/6	179	-	-	X
02/7	183	-	-	X
13/7	194	X	X	X
20/7	201	-	X	X
22/7	203	X	X	X
23/7	204	X	X	X
29/7	210	X	-	X
30/7	211	X	X	X
31/7	212	X	X	X
02/8	214	-	-	X
03/8	215	X	X	X
05/8	217	-	X	X
09/8	221	X	-	X
10/8	222	X	X	X
17/8	229	X	-	X
18/8	230	X	X	X
25/8	237	-	X	X
31/8	243	-	X	X

X : donnée disponible

- : donnée manquante

Tableau 2: Jeu de données

III-4 Caractéristiques du jeu de données

Tableau synoptique

Le tableau 2 donne une vue d'ensemble de la concordance temporelle et spatiale des différentes informations satellitaires, sol et météorologiques dont nous disposons.

Notre jeu de données se compose de 19 images satellitaires de la région du Québec et des grands lacs enregistrés du 12 juin au 31 août 1989. Les images ont été choisies en fonction de leur couverture nuageuse relativement restreinte. L'acquisition quotidienne et régulière des profils météorologiques sur une grille de 1.125 degrés en latitude et en longitude permet d'associer un contenu en vapeur d'eau à chaque image et pour chaque station sol. La concordance des mesures sol et des mesures satellitaires est cependant plus limitée. Nous disposons finalement d'un jeu de données complet

- de 13 jours pour la station de Maniwaki, et
- de 12 jours pour la station de Peterborough.

Données sol et météorologiques

Les figures 6a et 6b illustrent les variations temporelles des contenus en vapeur d'eau et en aérosols enregistrées par les stations sol et météorologiques pour les jours retenus.

Nous remarquons que les conditions atmosphériques sont très variables dans le temps et dans l'espace avec notamment le passage d'un évènement de poussières important enregistré d'abord à Peterborough le 22 juillet (jour 203) puis à Maniwaki le 23 juillet (jour 204). L'épaisseur optique des aérosols mesurée à 550 nm atteignait alors 1, valeur particulièrement exceptionnelle pour ces régions. A titre indicatif, la valeur moyenne donnée par D'Almeida et al. (1991) pour cette région et pour cette même période de l'année est de 0.5 pour la longueur d'onde 500 nm.

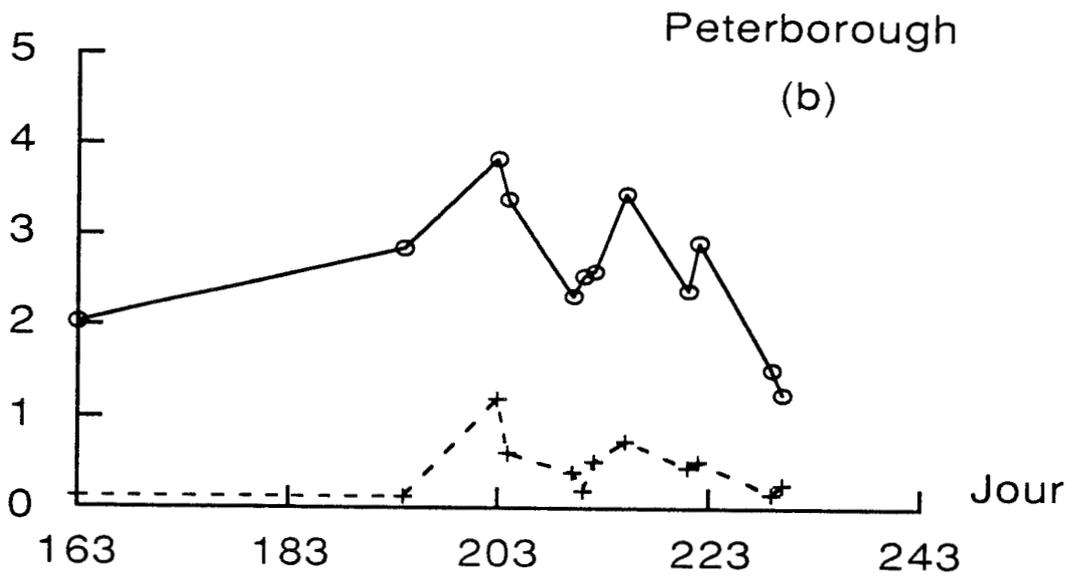
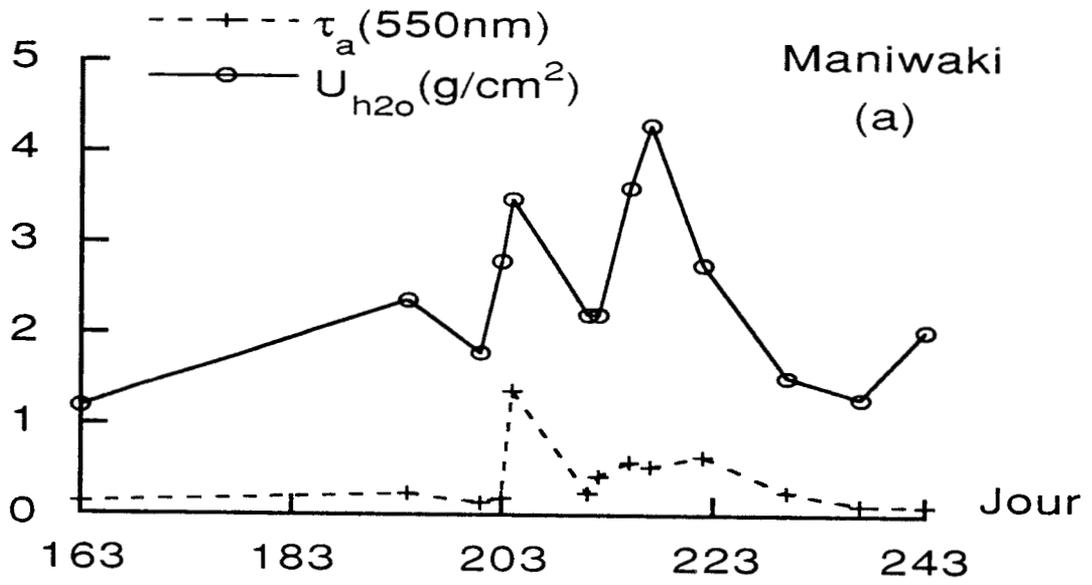


Figure 6 : Variation temporelle des contenus en vapeur d'eau et en aérosols pour les stations de Maniwaki (a) et de Peterborough (b).

Les amplitudes enregistrées par les stations pour les deux principaux paramètres variables de l'atmosphère sont alors les suivantes :

$$\begin{array}{l} \text{Maniwaki} \quad 0.07 \leq \tau_a (550 \text{ nm}) \leq 1.17 \\ \quad \quad \quad 1.19 \leq U_{\text{H}_2\text{O}} (\text{g cm}^{-2}) \leq 4.29 \end{array}$$

$$\begin{array}{l} \text{Peterborough} \quad 0.11 \leq \tau_a (550 \text{ nm}) \leq 1.16 \\ \quad \quad \quad 1.26 \leq U_{\text{H}_2\text{O}} (\text{g cm}^{-2}) \leq 3.84 \end{array}$$

Ce premier examen des données sol et météorologiques révèle donc un jeu de données extrêmement intéressant, aux conditions atmosphériques exceptionnellement variables.

Données satellitaires

Dans cette partie, nous faisons une première analyse des réflectances de surface apparentes mesurées au niveau satellitaire. L'objectif est triple:

- 1 - s'assurer de la grande variabilité temporelle des conditions atmosphériques prévues par les mesures sol précédentes,
- 2 - extraire des renseignements qualitatifs relatifs à la nature du sol,
- 3 - Sélectionner des sites correspondant aux deux types de surface à étudier (lac et végétation dense) situés à proximité des stations sol.

→ étude spatiale

La répartition spatiale de l'indice de végétation mesuré par AVHRR est présentée sur la figure 7 pour un jour clair et pour la région du lac Ontario et de la partie Sud-Est du Québec et représente une zone de 450 x 750 km.

L'indice de végétation normalisé apparent NDVI* défini pour le capteur NOAA/AVHRR se calcule à partir des réflectances apparentes visible et proche infrarouge, ρ_1^* et ρ_2^* , selon la relation :

$$\text{NDVI}^* = \frac{\rho_2^* - \rho_1^*}{\rho_2^* + \rho_1^*} \quad (15)$$

L'échelle de couleurs met en évidence les zones à fort couvert végétal (en vert), où le NDVI apparent est compris entre 50 et 70 %. Ces zones sont nombreuses dans cette partie du bouclier canadien et correspondent à des forêts mixtes des latitudes moyennes, constituées d'un mélange de feuillus et de conifères. La région de Maniwaki étant quant à elle située en bordure de la forêt boréale (taïga), cette région est essentiellement boisée de conifères. Toute la région du lac Ontario est par contre une région agricole de NDVI apparent plus faible (inférieur à 50 %).

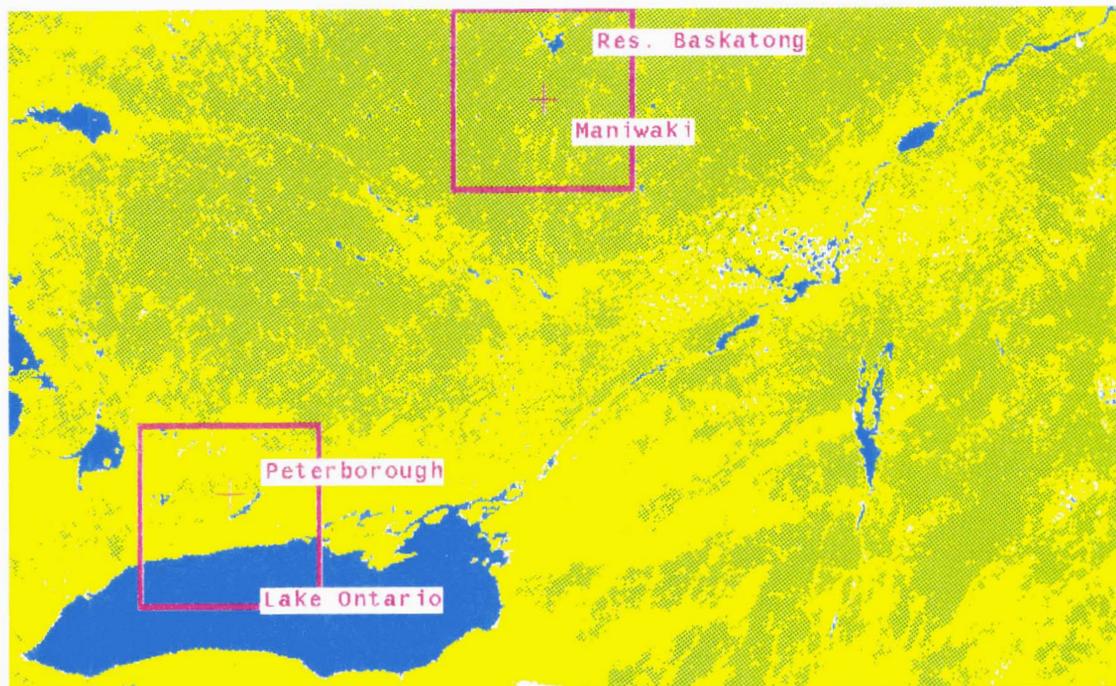
→ sélection des sites

Nous envisageons l'étude de deux types de surfaces : la végétation dense et un lac. Le choix du site sera donc essentiellement guidé par la nature du sol. Sa position géographique devra être assez proche de l'une des stations sol, si l'on veut par la suite valider les résultats obtenus à partir de l'image à l'aide de vérités sol.

La répartition du couvert végétal présentée sur la figure 7 situe la station Maniwaki dans une zone à fort couvert végétal (NDVI apparent supérieur à 50%). Cette station sera donc retenue pour l'étude de la végétation dense. La station Peterborough, qui présente l'avantage d'être située près du lac Ontario, sera retenue pour l'étude des surfaces d'eau. Nous pouvons cependant remarquer que l'on dispose des deux types de surface près de chaque station: un petit lac près de Maniwaki, qui est en fait une réserve artificielle dont la superficie peut être estimée à 10 x 10 km², et une végétation un peu moins dense dans la région de Peterborough.

La superficie du site à sélectionner dépend de la validité spatiale des mesures sol. Il paraît raisonnable de considérer qu'une mesure est représentative des conditions atmosphériques dans un rayon d'environ 50 km. Nous choisirons pour notre part des sites dont la superficie est de l'ordre de 120 x 120 km (exactement 120 x 120 pixels de l'image redressée) et centrés sur les stations sol.

BELOW 50% FROM 50 TO 70%



RAW NORMALIZED VEGETATION INDEX

Figure 7 : Répartition spatiale de l'indice de végétation normalisé calculé à partir des réflectances apparentes visible et proche infrarouge pour la région du lac Ontario et la partie Sud-Est du Québec.

Nous avons représenté sur la figure 7 les dimensions relatives de ces sites par rapport à l'image globale redressée.

Les tableaux 3 et 4 présentent les conditions géométriques d'incidence et d'observation du centre des sites étudiés pour les différents jours.

JOUR	163	194	201	203	204	211	212	215	217	222	230	237	243
θ_s	25	25	28	27	27	30	29	29	35	32	35	40	38
θ_v	25	44	15	38	47	19	31	56	-32	35	15	-23	50
ϕ	134	124	132	126	122	130	127	118	318	125	129	314	122

Tableau 3 : Conditions géométriques d'éclairement et d'observation pour le site de Maniwaki. Les angles sont exprimés en degrés selon les mêmes conventions que celles reportées sur la figure 2. Les angles $\theta_v \geq 0$ correspondent aux observations spéculaires, $\theta_v \leq 0$ aux observations de rétrodiffusion.

JOUR	163	194	203	204	210	211	212	215	221	222	229	230
θ_s	22	22	24	24	27	27	26	26	29	29	33	32
θ_v	41	56	51	58	25	37	46	65	40	49	21	33
ϕ	133	121	123	119	132	128	125	114	126	123	131	128

Tableau 4 : Même légende que celle du tableau 3 mais pour le site de Peterborough.

Les mesures satellitaires s'effectuent essentiellement dans des conditions spéculaires avec un plan azimutal orienté d'environ 50° par rapport au plan d'incidence.

→ Etude temporelle

Nous présentons ici une étude temporelle des réflectances de surface apparentes mesurées par le satellite.

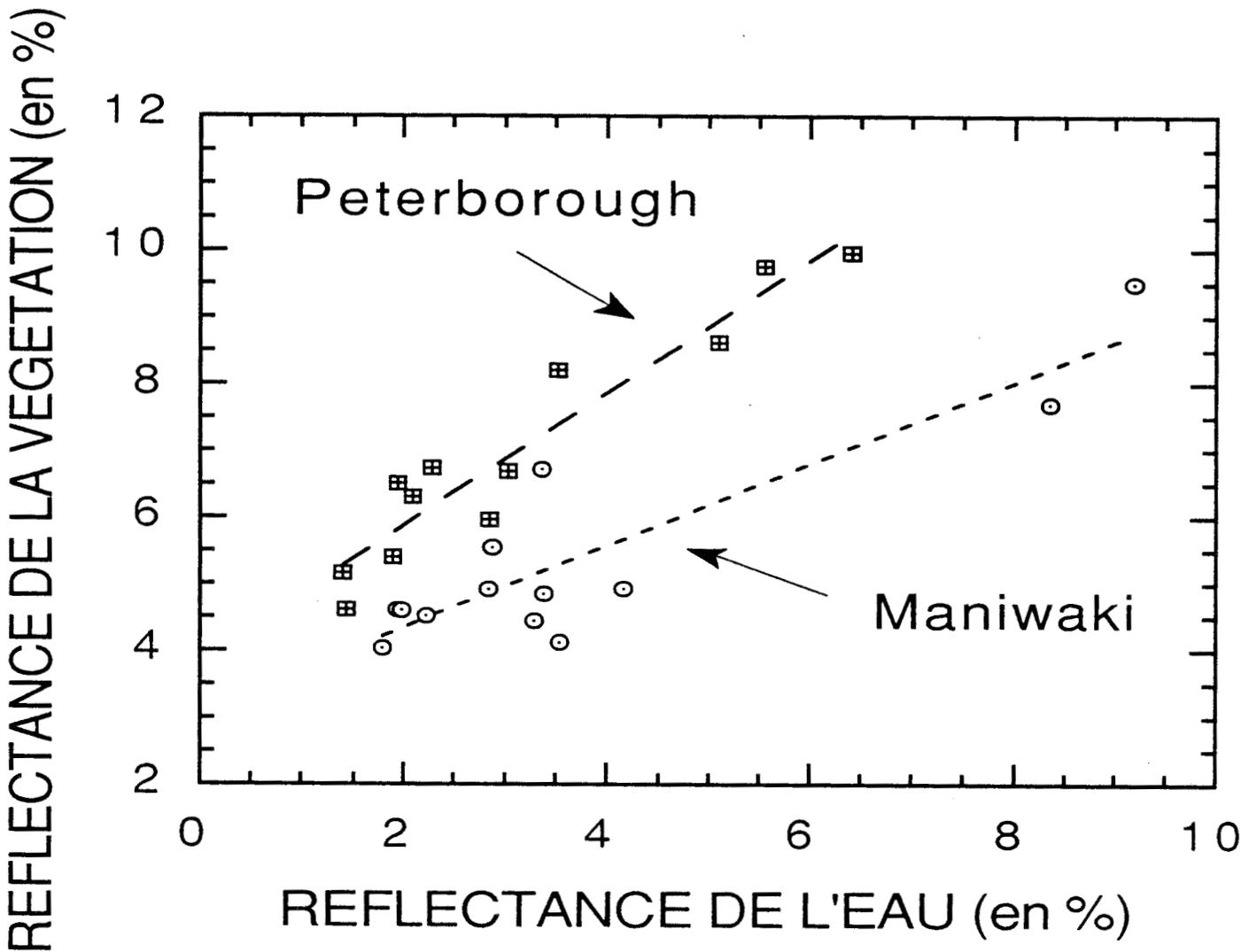


Figure 8 : Réflectance apparente satellitaire de la végétation dans le canal 1 tracée en fonction de la réflectance apparente satellitaire de l'eau dans le canal 2 pour les régions de Maniwaki et de Peterborough.

La présence d'aérosols se traduit directement au niveau satellitaire par une augmentation du signal pour l'observation de surfaces sombres (effet de diffusion) ou par une atténuation du signal pour les surfaces brillantes (effet de transmission).

Cette propriété permet de mesurer l'importance des effets atmosphériques par comparaison directe des signaux satellitaires mesurés pour différents jours au-dessus d'une même surface supposée invariante. Ceci suppose bien évidemment que les conditions géométriques d'incidence et d'observation ne soient pas trop différentes.

Nous pouvons donc en première approximation estimer l'influence des aérosols sur les données satellitaires. La confrontation des variations temporelles des mesures sol et satellitaires permet alors d'établir le degré de cohérence du jeu de données.

Les propriétés spectrales de l'eau et de la végétation ont été étudiées dans la partie II-1. Elles témoignent dans les deux cas d'une faible réflectance de surface dans le canal visible d'AVHRR. Cette réflectance devient quasiment nulle pour l'eau dans le canal proche infrarouge, ce qui nous incitera pour notre premier dépouillement des mesures satellitaires à utiliser les surfaces d'eau comme surfaces de référence dans le canal 2.

La figure 8 permet de comparer les réflectances apparentes des surfaces de végétation mesurées dans le canal 1 aux réflectances apparentes des surfaces d'eau mesurées dans le canal 2, pour chacun des deux sites. Les valeurs des réflectances ont été spatialement moyennées sur 144 pixels, ce qui représente 1 % de la superficie du site. Pour la mesure "eau" du site de Maniwaki, nous n'avons retenu qu'un pixel représentatif du petit lac situé près de la station afin de minimiser les effets d'environnement de la végétation non négligeables dans le canal 2 (cf § II-1).

Les courbes indiquent qu'il existe une corrélation globalement satisfaisante entre les deux types de surface étudiés. Les coefficients de corrélation sont en effet de 0.95 pour le site de Peterborough et de 0.89 pour celui de Maniwaki. La moins bonne corrélation provient très certainement de l'erreur faite sur la mesure "eau" dans le cas du petit lac.

L'amplitude des variations observées pour les réflectances apparentes semble indiquer des conditions atmosphériques variables dans le temps. Les valeurs maximales sont obtenues pour les jours 203 et 204 et confirment le passage de l'évènement de poussières observé depuis le sol par les deux stations. Cela se traduit concrètement sur les images satellitaires par l'observation d'une très forte dégradation du contraste de l'image (effet de flou).

On peut également constater sur la figure 8 que pour une réflectance d'eau donnée, on a toujours :

$$\rho_{Vgt1}^* (\text{Maniwaki}) < \rho_{Vgt1}^* (\text{Peterborough}) \quad (16)$$

La végétation plus sombre donc certainement plus dense à Maniwaki confirme l'indice de végétation important observé sur la figure 7 pour cette station située dans la forêt boréale.

Enfin, les réflectances apparentes de la végétation et de l'eau peuvent s'écrire en première approximation par (cf § II-2):

$$\rho_{Vgt1}^* = \rho_{Vgt1} * T_1 + \rho_{R1} + \rho_{A1} \quad (17)$$

$$\rho_{eau2}^* = \rho_{eau2} * T_2 + \rho_{R2} + \rho_{A2} \quad (18)$$

où ρ^* et ρ sont les réflectances apparentes et vraie de la surface,
 ρ_R et ρ_A , les réflectances Rayleigh et Aérosol de l'atmosphère,
et T est la transmission atmosphérique.

La régression linéaire de $\rho_{Vgt1}^* = f(\rho_{eau2}^*)$ tracée pour différentes conditions atmosphériques (ρ_{A1} et ρ_{A2} variables) permettrait de déterminer la réflectance vraie de la végétation ρ_{Vgt1} après correction de la différence Rayleigh entre les deux canaux et en posant $\rho_{eau2} = 0$, ce qui est presque vérifié. Cette approche n'est possible que parce que l'eau est une surface de référence dans l'infrarouge et elle permet d'obtenir un ordre de grandeur d'une réflectance de surface qui ne nécessite pas d'autres données exogènes. On trouverait ainsi les ordres de grandeurs suivants: $\rho_{Vgt1} (\text{Maniwaki}) \sim 2 \%$ et $\rho_{Vgt1} (\text{Peterborough}) \sim 3 \%$. Cette possibilité peut être intéressante lorsque l'on ne dispose pas de données exogènes. Ici, nous déterminerons plus proprement les réflectances de la végétation à partir d'une image de référence, pour laquelle on dispose de l'épaisseur optique des aérosols mesurée au sol.

IV RESULTATS ET DISCUSSION

IV-1 Végétation dense

→ Image de référence

La figure 9 présente l'évolution journalière de l'épaisseur optique des aérosols relevée le 12 Juin (jour 163) par la station Maniwaki.

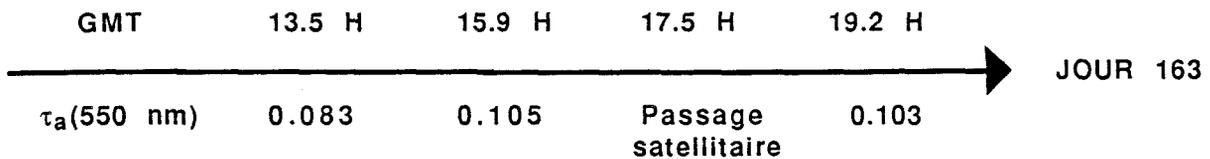


Figure 9 : Evolution temporelle de l'épaisseur optique des aérosols τ_a relevée au cours du 12 Juin (jour 163) par la station Maniwaki.

On peut y observer des conditions de turbidité particulièrement faibles [$\bar{\tau}_a(550 \text{ nm}) = 0.097$] et stables [$\tau_a^{\max} - \tau_a^{\min} = 0.022$] au cours de la journée.

L'image satellite correspondante a été enregistrée à 17h30mn. Elle s'intercale donc parfaitement entre les mesures réalisées au sol à 15h50mn et à 19h10mn. Sa clarté et son contraste de qualité exceptionnelle confirment effectivement les faibles valeurs de τ_a .

En utilisant les données de turbidité de l'atmosphère mesurées au sol par la station Maniwaki, nous avons créé une image de référence à l'aide des mesures du jour 163 et après correction des effets atmosphériques (Rayleigh, gaz et aérosols). La correction porte sur une zone de 120 x 120 km² centrée sur la station Maniwaki et l'image de référence de la réflectance visible de la surface est reportée sur la figure 10.

L'homogénéité de la surface est obtenue pour 60% des pixels dont la réflectance vraie varie entre 2 et 2.5 % (pixels verts de l'image). La nature végétale du sol est confirmée par l'histogramme bidimensionnel de la scène, représentant l'indice de végétation NDVI en fonction de la réflectance vraie de surface dans le canal visible ρ_1 (figure 11). En z, est représenté le nombre de pixels de

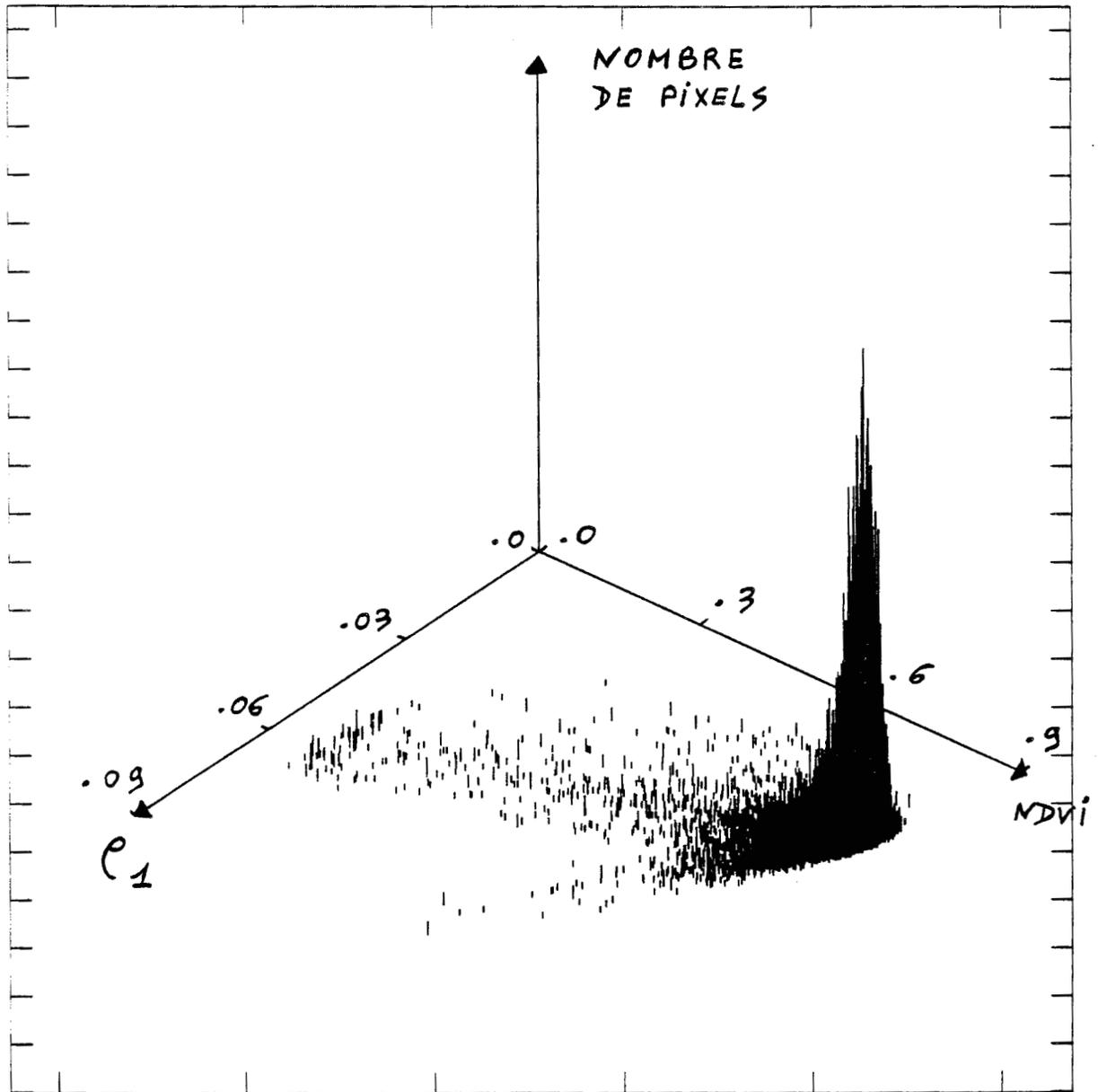


Figure 11 : Tracé bidimensionnel de l'indice de végétation normalisé et de la réflectance visible de la végétation exprimés en fonction du nombre de pixels de l'image de référence.

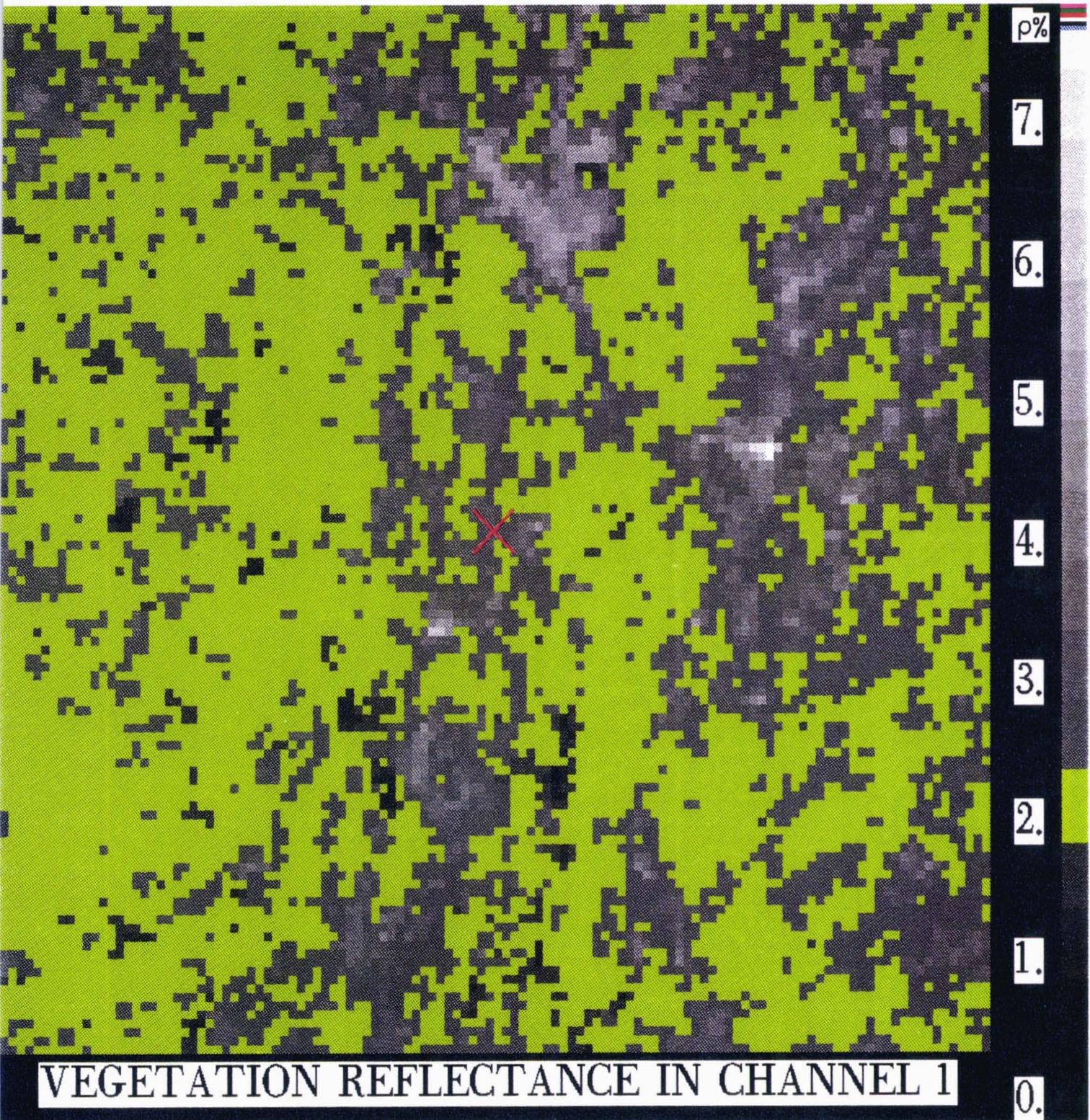


Figure 10 : Réflectance visible de la végétation (en pourcents) corrigée des effets atmosphériques pour l'image de référence centrée sur la station de Maniwaki (représentée par une croix rouge).

coordonnées (NDVI, ρ_1). Le pic de végétation apparaît très distinctement, caractérisé par un fort NDVI et une faible réflectance dans le visible (végétation sombre dans le visible).

Nous en déduisons finalement les caractéristiques suivantes de la surface :

- la scène étudiée présente une fraction $f_1 = 60\%$ de pixels recouverts par une végétation dense et homogène.
- la valeur moyenne de la réflectance de surface de ces pixels est $\bar{\rho}_1 = 2.3\%$.

→ Détermination de τ_a

La fraction f des pixels utiles de l'image se calcule à partir des fractions f_1 et f_2 représentant respectivement la fraction de pixels recouverts par la végétation dense et la fraction de pixels non nuageux de l'image. Les différentes valeurs de f_1 , f_2 et f pour l'ensemble des 13 images disponibles au-dessus de Maniwaki sont présentées dans le tableau 5.

JOUR	163	194	201	203	204	211	212	215	217	222	230	237	243
f_1	.6	.6	.6	.6	.6	.6	.6	.6	.6	.6	.6	.6	.6
f_2	.98	.07	.16	.67	.76	.49	.72	.24	.70	.37	.99	.41	.01
f	.59	.04	.10	.40	.46	.29	.43	.14	.42	.22	.59	.25	.00

Tableau 5 : fraction f des pixels utiles définie comme le produit de la fraction f_1 des pixels de végétation dense et de la fraction f_2 des pixels non nuageux.

Ce jeu de données montre que les jours 194 et 243 sont particulièrement nuageux et fourniront donc des informations partielles et peu précises, puisqu'elles seront déduites d'un nombre réduit de pixels. Par contre, les autres jours présentent des conditions nuageuses relativement satisfaisantes: la fraction f de pixels utiles étant généralement supérieure à 20 %, chaque image (120 x 120 pixels) fournit une base d'au moins 2880 pixels utiles, ce qui est statistiquement suffisant pour en déduire une information fiable et précise.

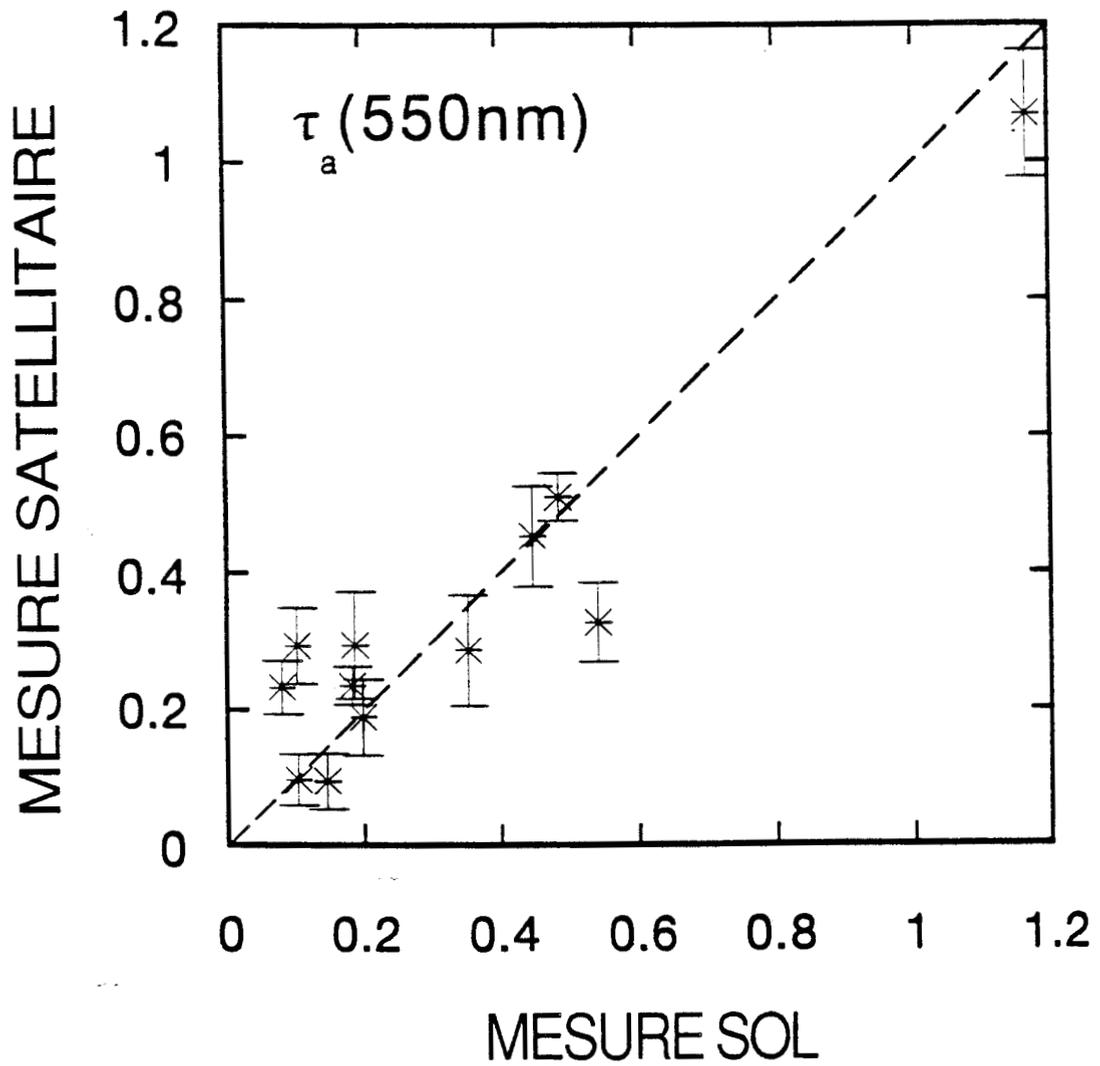


Figure 12: Epaisseur optique aérosol dérivée du satellite en fonction de l'épaisseur optique aérosol mesurée simultanément à partir du sol pour la longueur d'onde $\lambda=550$ nm.

Nous avons appliqué l'algorithme d'inversion décrit au paragraphe II-3 à l'ensemble des pixels utiles des images, en utilisant les caractéristiques de la surface trouvées pour l'image de référence. La figure 12 présente l'épaisseur optique aérosol dérivée du satellite en fonction de l'épaisseur optique aérosol mesurée simultanément à partir du sol.

La comparaison, à 550 nm, montre un bon accord entre les deux épaisseurs optiques avec un écart moyen de $\overline{\Delta\tau_a}=0.10$. Cette variation est un peu plus importante que celle prévue par l'étude de sensibilité qui proposait un $\overline{\Delta\tau_a}=0.025$ pour une incertitude de $\Delta\rho_1=0.25\%$ (cf § IV-1). De façon générale, on peut dire que plus l'épaisseur optique des aérosols est grande, et plus l'erreur due à l'incertitude sur la réflectance de surface est minimisée. Nous verrons dans le paragraphe suivant l'ordre de grandeur de l'incertitude due aux effets directionnels.

Nous avons reporté dans le tableau 6 l'ensemble des résultats obtenus depuis le sol et depuis l'espace, en y indiquant plus spécialement l'heure d'acquisition des données.

JOUR	τ_a sat	τ_a sol	$\Delta\tau_a$	TU _{sat}	TU _{sol}	Δ TU
163	0.097	0.103	0.006	17.88	19.25	1.37
194	0.234	0.183	0.052	17.57	15.68	1.89
201	0.294	0.102	0.192	18.04	13.22	4.82
203	0.094	0.146	0.052	17.70	13.60	4.10
204	1.069	1.167	0.098	17.52	16.08	1.44
211	0.294	0.187	0.107	17.99	15.82	2.17
212	0.288	0.353	0.065	17.82	16.22	1.60
215	0.512	0.484	0.028	17.30	16.25	1.05
217	0.454	0.447	0.007	18.64	15.87	2.77
222	0.328	0.541	0.213	17.77	13.00	4.77
230	0.189	0.199	0.010	18.06	18.88	0.82
237	0.233	0.080	0.153	18.52	19.15	0.63

Tableau 6 : Epaisseur optique des aérosols à 550 nm mesurée depuis le sol et depuis l'espace au-dessus de la végétation dense, $\Delta\tau_a = |\tau_{a\text{sol}} - \tau_{a\text{sat}}|$.

Il ressort de ce tableau que les deux plus grands écarts ($\Delta\tau_a=0.192$ et $\Delta\tau_a=0.213$) obtenus pour les jours 201 et 222 correspondent effectivement à une désynchronisation importante entre les mesures sol et satellite ($\Delta TU(201)=4.82$ et $\Delta TU(222)=4.77$). Une autre source d'erreur peut également provenir de la vitesse et de la direction du vent dont dépendent les déplacements des événements de poussières. Nous ne disposons pas de données suffisantes pour établir une corrélation entre $\Delta\tau_a$ et les vitesse et direction du vent, mais nous pouvons cependant noter que pour le seul jour où la station au sol n'indique pas de vent (jour 217), l'atmosphère semble être restée homogène puisque l'incertitude sur τ_a est très faible ($\Delta\tau_a=0.007$) malgré un ΔTU relativement important ($\Delta TU=2.77$).

Nous allons à présent nous intéresser plus particulièrement aux résultats obtenus pour quatre jours très remarquables (jours 163, 204, 217 et 230) qui satisfont aux très nombreuses conditions optimales suivantes :

- taux de couverture nuageuse réduit, le fraction de pixels utiles f maximale (cf tableau 3) :

JOUR	163	204	217	230
f	0.59	0.46	0.42	0.59

- très grande dynamique en épaisseurs optiques aérosols établie à partir des mesures de la station sol (cf § III-2) :

JOUR	163	204	217	230
$\tau_a(550 \text{ nm})$	0.103	1.167	0.447	0.199

- Bonne concordance temporelle entre les temps d'acquisition de la mesure sol et de l'enregistrement du centre de l'image (cf. tableau 4). Une vitesse de vent nulle pour le jour 217 rend moins stricte cette condition:

JOUR	163	204	217	230
ΔTU	1.37	1.44	2.77	0.82

La figure 13 présente pour ces quatre jours de turbidité variable, la répartition spatiale de l'épaisseur optique aérosol τ_a retrouvée au-dessus de la végétation dense dans la bande 1 d'AVHRR.

L'échelle de couleurs qui représente l'épaisseur optique des aérosols déduite des données satellitaires s'étend du jaune paille ($\tau_a \sim 0.1$) au bleu ($\tau_a \sim 1.2$).

DAY I ---> GROUND STATION MEASUREMENT

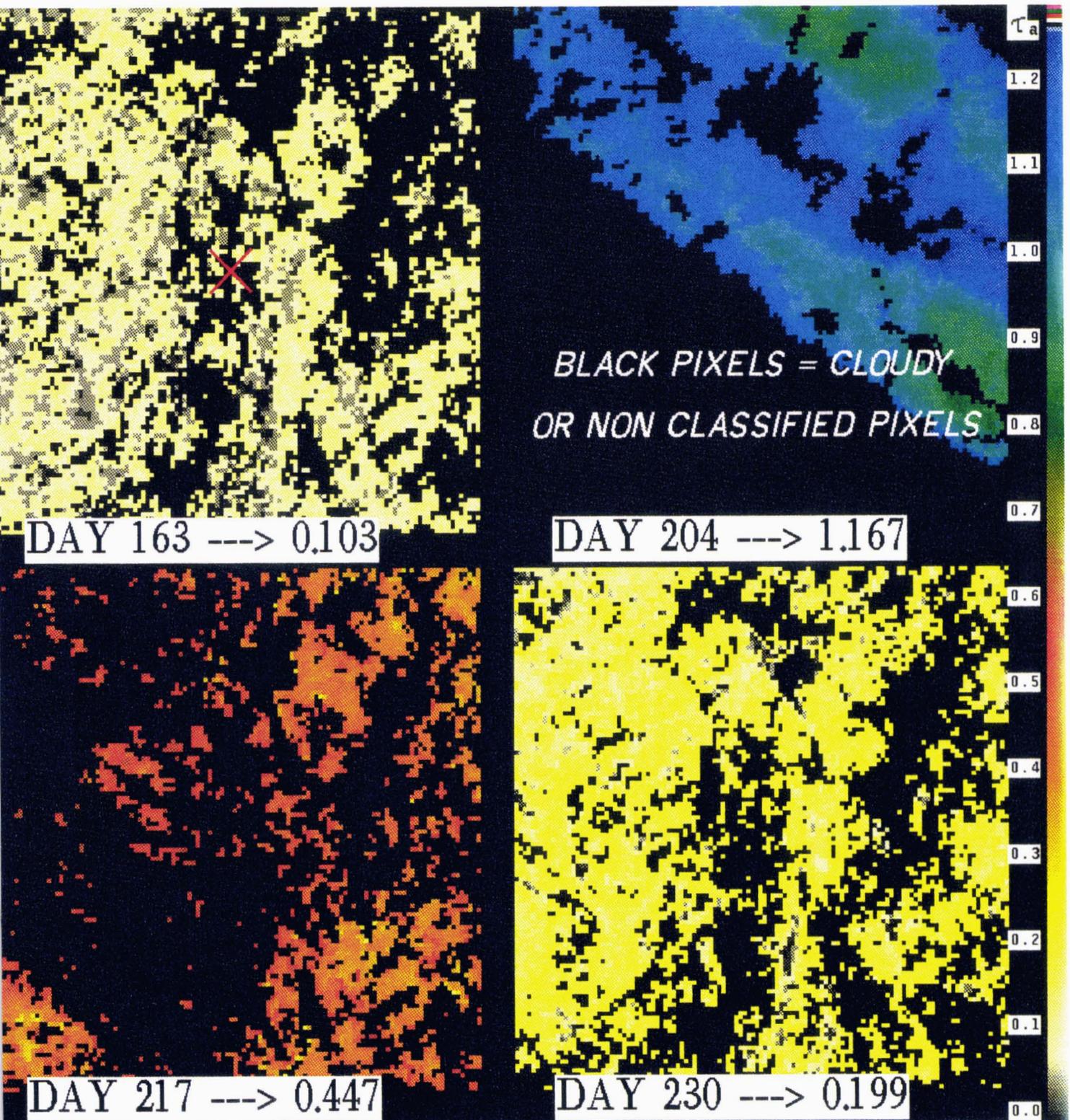


Figure 13 : Répartition spatiale de l'épaisseur optique aérosol retrouvé au-dessus de la végétation dense dans le canal 1 d'AVHRR pour quatre jours de turbidité variable.

Elle rend très bien compte des différentes conditions de turbidité rencontrées pour les quatre jours sélectionnés: tendance jaune paille pour le jour 163 ($\tau_{a\text{sol}}=0.103$), bleue pour le jour 204 ($\tau_{a\text{sol}}=1.167$), orangée pour le jour 217 ($\tau_{a\text{sol}}=0.447$) et jaune pour le jour 230 ($\tau_{a\text{sol}}=0.199$).

Naturellement, l'algorithme appliqué à l'image de référence (jour 163) restitue correctement l'épaisseur optique mesurée depuis le sol, ce qui en montre la validité. L'épaisseur optique est encore parfaitement restituée pour le jour 230 qui aurait également pu être considéré comme jour de référence (couverture nuageuse réduite) et qui confirme la stabilité temporelle du couvert végétal du 12 Juin au 18 Août.

Enfin l'exemple du jour 204 reporté sur la figure 13 nous permet d'apprécier l'importance fondamentale d'une bonne détermination de la fraction f des pixels utiles de l'image:

- si la fraction f est sous-estimée, l'algorithme qui choisit d'abord les pixels de plus fort NDVI, sera d'abord appliqué aux pixels de plus faible épaisseur optique (taches vertes [$\tau_a \sim 0.9$] qui s'entourent de bleu [$\tau_a \sim 1.1$]).

- si la fraction f est surestimée à cause d'une surestimation de f_2 , l'algorithme sélectionnera alors des pixels nuageux qu'il traitera comme des aérosols. Pour le jour 204, les pixels nuageux sont situés dans le coin inférieur gauche de l'image et ont été éliminés. Ceci est une limitation dans l'algorithme d'inversion, qui nécessite une discrimination soignée des pixels nuageux.

→ Effets directionnels

Dans la mesure où la réflectance est observée sous des incidences différentes, les effets directionnels intrinsèques du couvert peuvent perturber la détermination de τ_a .

Nous présentons dans ce paragraphe une étude des effets directionnels de la surface réalisée par K.T. Kriebel (1977) et concernant plus particulièrement la forêt dense (forêt de conifères) à $0.61 \mu\text{m}$. Cette longueur d'onde est effectivement comparable à la longueur d'onde moyenne du canal 1 d'AVHRR: $0.63 \mu\text{m}$.

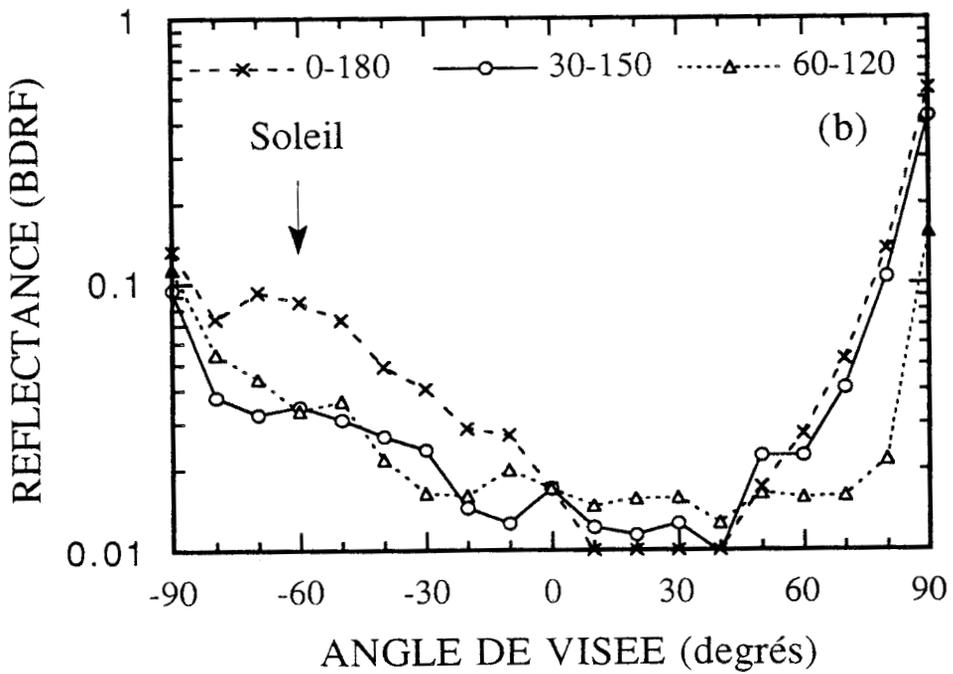
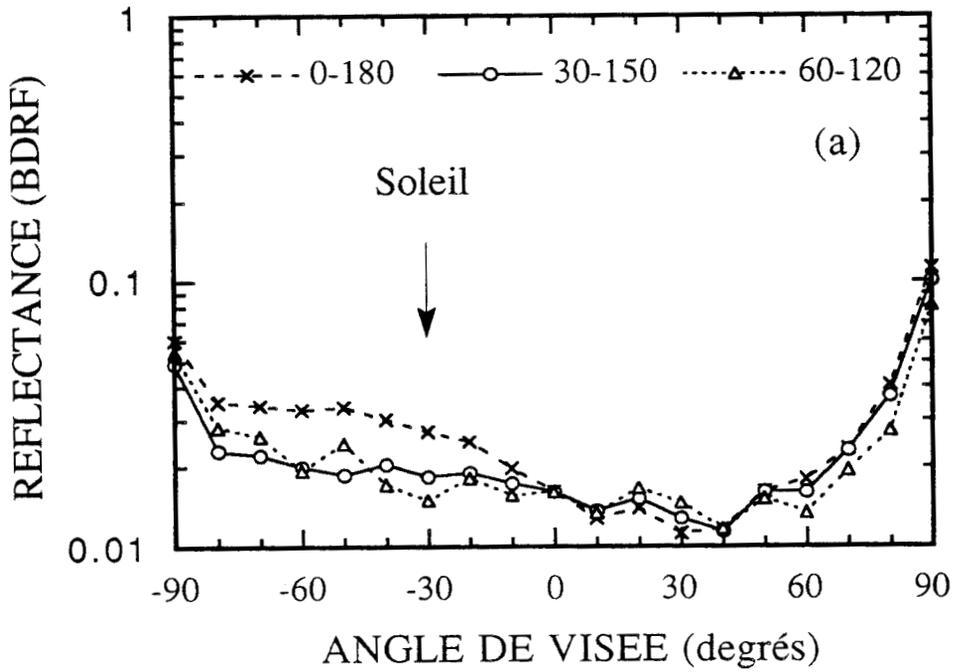


Figure 14 : Réflectance bidirectionnelle de la forêt tracée en fonction de l'angle de visée pour la longueur d'onde $\lambda=0.61 \mu\text{m}$, trois différences azimutales et deux angles d'incidence: $\theta_S=30^\circ$ (a) et $\theta_S=60^\circ$ (b).

Cette étude consiste en des mesures du facteur spectral biconique de la réflectance avec un balayage systématique de l'hémisphère de 10° pour les angles zénithaux et de 30° pour l'angle azimuthal. Pour chaque cône d'incidence, nous disposons des mesures de tous les cônes de réflexion. Nous avons retracé ces courbes pour deux directions d'incidence: $\theta_S=30^\circ$ (figure 14-a) et $\theta_S=60^\circ$ (figure 14-b). A droite (θ_V positifs) correspondent les mesures spéculaires de différences azimutales $\varphi = 180^\circ, 150^\circ$ et 120° . A gauche (θ_V négatifs) correspondent les mesures prises en rétrodiffusion de différences azimutales $\varphi = 0^\circ, 30^\circ$ et 60° . Etant données les propriétés de symétrie de la réflexion, les mesures pour les différences azimutales $\varphi = 210^\circ, 240^\circ, 300^\circ$ et 330° sont les mêmes que pour les différences azimutales $\varphi = 150^\circ, 120^\circ, 60^\circ$ et 30° .

L'allure de ces courbes indique une forte anisotropie de la réflectance de la forêt qui augmente avec l'angle zénithal d'incidence. La surface, sombre en direction spéculaire (effet d'ombres), est fortement réfléchissante en direction de rétrodiffusion (phénomène du "hot spot"). Cela constitue une contrainte sévère dans les propriétés radiatives de réflexion d'une surface réelle qui n'existe pas pour une surface lambertienne ou isotrope.

En comparant les conditions géométriques de nos mesures (cf tableau 3) et celles des mesures de Kriebel (cf figure 14), nous pouvons apprécier l'erreur due aux variations de la réflectance de surface dans notre algorithme d'inversion. Le tableau 8 regroupe d'une part les conditions angulaires propres à notre étude, et d'autre part celles relatives à l'étude de Kriebel qui se rapprochent le plus de notre cas.

<u>données satellitaires</u>			<u>données de Kriebel</u>	
plan spéculaire (11 jours)	plan de rétrodiffusion (2 jours)	jour de référence	plans spéculaire et de rétrodiffusion	jour de référence
$25^\circ \leq \theta_S \leq 38^\circ$	$35^\circ \leq \theta_S \leq 40^\circ$	$\theta_S = 25^\circ$	$\theta_S = 30^\circ$	$\theta_S = 30^\circ$
$118^\circ \leq \varphi \leq 134^\circ$	$42^\circ \leq \varphi \leq 46^\circ$	$\varphi = 134^\circ$	$\varphi = 60-120^\circ$	$\varphi = 120^\circ$
$15^\circ \leq \theta_V \leq 56^\circ$	$-32^\circ \leq \theta_V \leq -23^\circ$	$\theta_V = 25^\circ$	$-30^\circ \leq \theta_V \leq 60^\circ$	$\theta_V = 30^\circ$

Tableau 8 : Conditions géométriques des données satellitaires et conditions géométriques des données de Kriebel qui s'en rapprochent le plus.

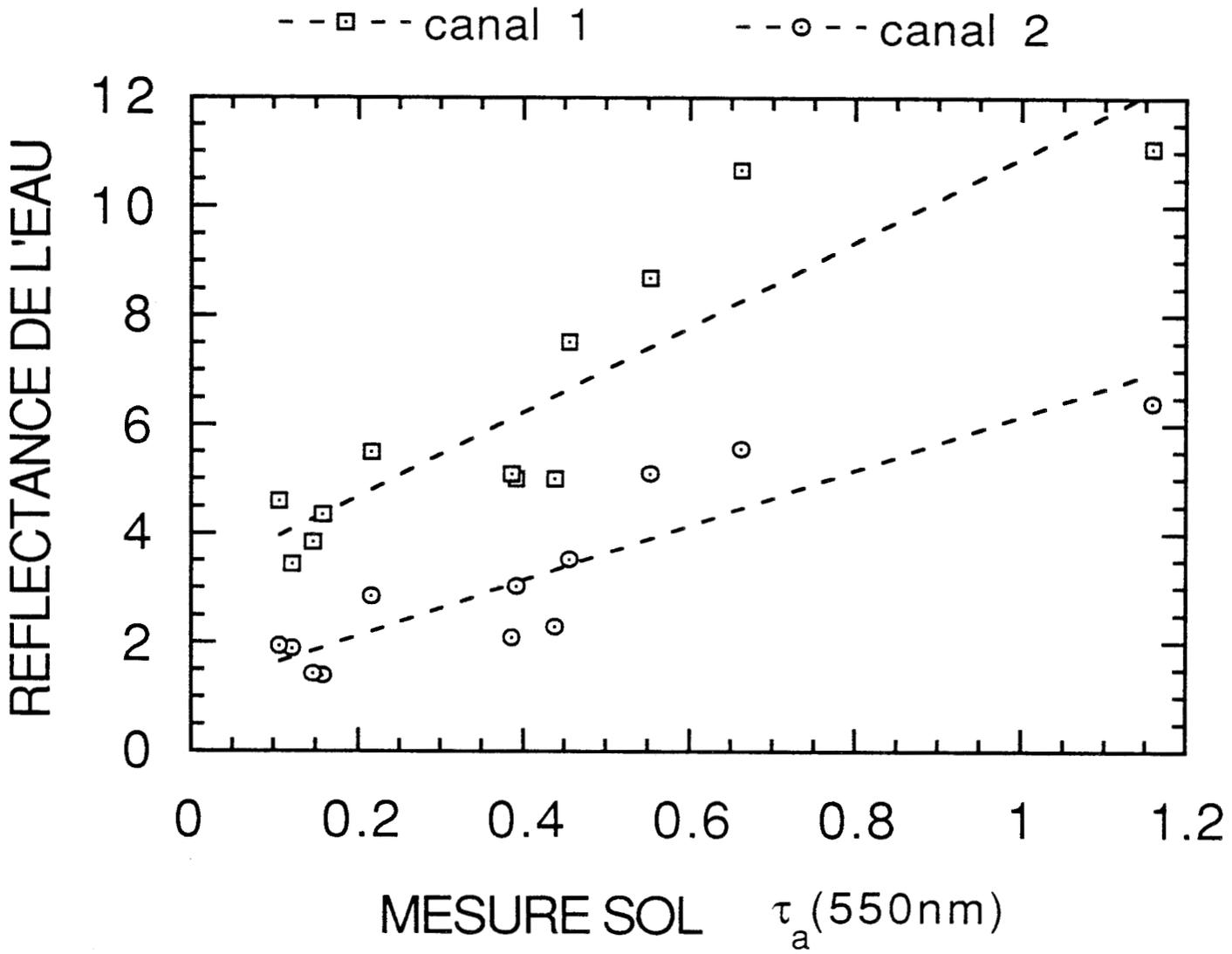


Figure 15: Réflectances apparentes de l'eau pour les deux premiers canaux d'AVHRR tracées en fonction de l'épaisseur optique aérosol mesurée au sol.

Les mesures de Kriebel indiquent une réflectance au sol de 1.5 % pour les mêmes conditions d'observation, avec une variation de 50 % autour de cette valeur. Dans notre cas, la réflectance de surface déterminée pour l'image de référence est de 2.3 %. En supposant la même variabilité autour de cette valeur moyenne, cela entraîne une incertitude $\Delta\rho$ d'environ 1 %, donc une incertitude $\Delta\tau_a$ de l'ordre de 0.1, d'après l'étude de sensibilité. Cet ordre de grandeur est effectivement confirmé par les résultats expérimentaux (cf fig.12 et tableau 6).

IV-2 Eau de lac

→ Réflectances visible et PIR

Contrairement au jeu de données disponible pour la station Maniwaki, celui de la station Peterborough n'offre pas de jour aux conditions atmosphériques suffisamment claires et stables pour permettre la détermination de la réflectance de surface à partir d'une correction des effets atmosphériques.

Nous avons donc considéré l'ensemble du jeu de données de la station Peterborough afin d'établir une corrélation entre les mesures sol et les mesures satellitaires. Les mesures satellitaires sont représentatives d'une moyenne sur les 144 pixels (1% du site sélectionné sur la figure 7) de plus faible réflectance dans le canal 2.

La Figure 15 présente les réflectances apparentes de l'eau, obtenues dans les deux canaux, en fonction de l'épaisseur optique aérosol mesurée au sol. Les corrélations obtenues sont:

$$r = 0.89 \text{ pour le canal 1}$$

$$r = 0.90 \text{ pour le canal 2}$$

Après extrapolation à $\tau_a=0$ et correction de la réflectance Rayleigh, les réflectances caractéristiques de la surface sont les suivantes:

$$\rho_1=1.3 \% \text{ pour le canal 1}$$

$$\rho_2=0.5 \% \text{ pour le canal 2}$$

Ces réflectances sont utilisées dans le modèle d'inversion pour retrouver l'épaisseur optique des aérosols au-dessus de l'eau.

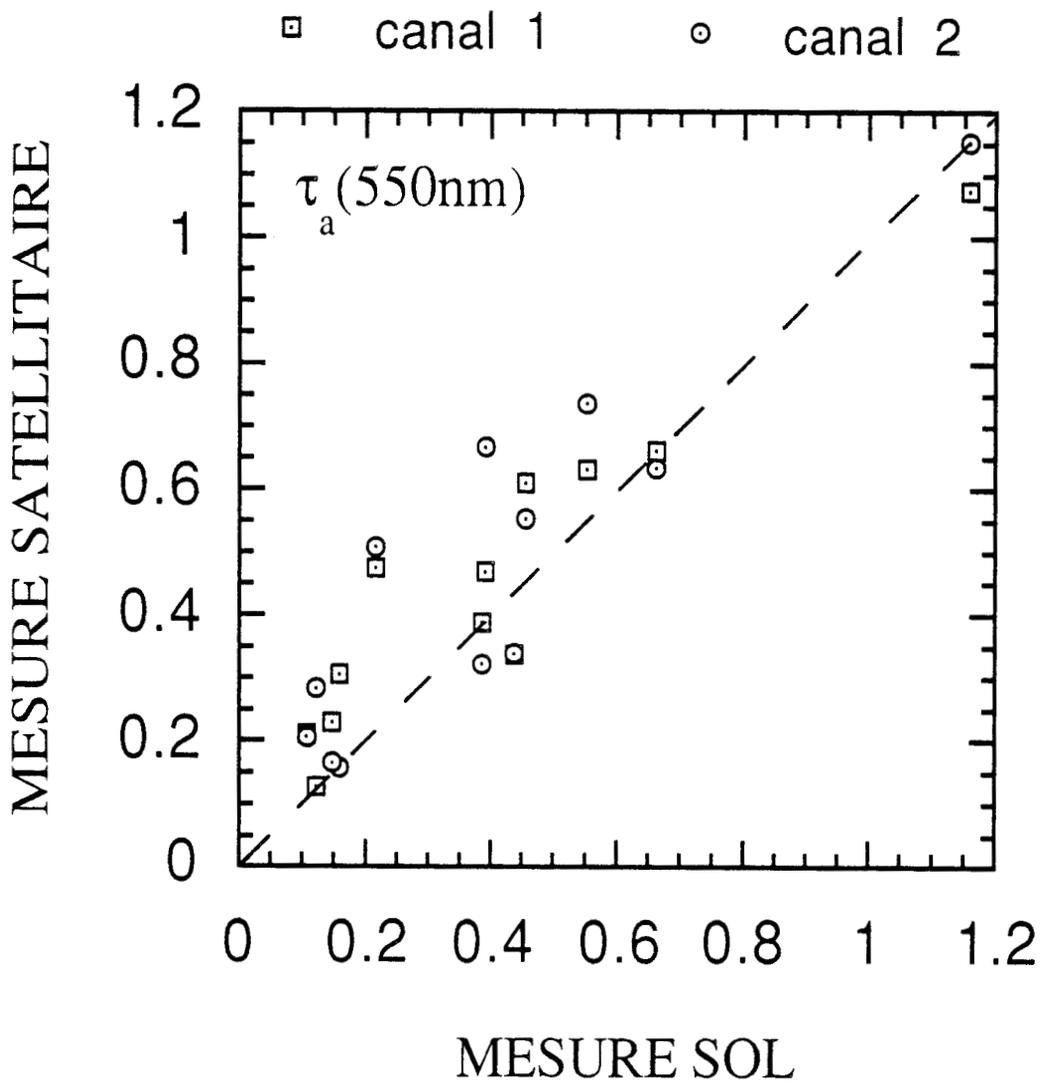


Figure 16: Epaisseur optique aérosol dérivée du satellite en fonction de l'épaisseur optique aérosol mesurée simultanément à partir du sol pour la longueur d'onde $\lambda=550$ nm.

→ Détermination de τ_a

Sur la figure 16, sont reportées les épaisseurs optiques des aérosols déduites des mesures satellitaires et ramenées à 550nm, en fonction des épaisseurs optiques aérosols mesurées pour la même longueur d'onde à partir du sol. Nous trouvons pour les deux canaux une correspondance satisfaisante entre les mesures sol et les mesures satellites, avec cependant une légère sur-estimation de l'épaisseur optique aérosol déterminée à partir du satellite.

Nous avons reporté plus particulièrement dans le tableau 7 les écarts $\Delta\tau_a^1$ et $\Delta\tau_a^2$ obtenus par comparaison des mesures sol et satellitaires pour l'ensemble des données.

JOUR	τ_{asat}^1	τ_{asat}^2	τ_{asol}	$\Delta\tau_{\text{asat-sol}}^1$	$\Delta\tau_{\text{asat-sol}}^2$	ΔTU
163	0.127	0.297	0.122	0.005	0.175	4.72
194	0.210	0.206	0.107	0.103	0.099	1.56
203	1.076	1.123	1.159	0.083	0.036	1.61
204	0.632	0.725	0.553	0.079	0.172	1.43
210	0.469	0.681	0.391	0.078	0.290	1.66
211	0.306	0.162	0.158	0.148	0.004	1.81
212	0.337	0.343	0.438	0.101	0.095	0.86
215	0.661	0.622	0.662	0.001	0.040	0.62
221	0.388	0.330	0.386	0.002	0.056	0.94
222	0.610	0.553	0.456	0.152	0.097	4.56
229	0.229	0.187	0.147	0.082	0.040	2.10
230	0.475	0.545	0.216	0.175	0.329	2.37

Tableau 7 : Epaisseur optique des aérosols à 550 nm mesurées depuis le sol et depuis l'espace au-dessus du lac Ontario.

Les écarts moyens pour l'ensemble des données sont:

$$\Delta\tau_{\text{asol}}^1 = 0.11 \text{ pour le canal 1}$$

$$\Delta\tau_{\text{asol}}^2 = 0.14 \text{ pour le canal 2}$$

En fait, les deux canaux sont sensibles à deux perturbations qui interviennent plus ou moins fortement selon le canal utilisé. Il s'agit:

- de la variation de la signature spectrale de l'eau,
- et de la contamination par les gaz atmosphériques.

Dans le canal 2, l'eau peut être considérée comme une surface noire presque idéale. Par contre, la contamination par la vapeur d'eau y est importante et cela a d'ailleurs amené la NOAA à ne considérer l'inversion au-dessus de l'eau que dans le canal 1 d'AVHRR (Rao et al., 1989).

Au contraire, le canal 1 est peu contaminé par les gaz, mais il est sensible aux variations de la signature de l'eau, causées par les sédiments et pigments qui rétrodiffusent le rayonnement solaire.

Chartier et al. (1989) ont montré que les variations causées par la vapeur d'eau dans le canal 2 et celles causées par la signature spectrale de l'eau dans le canal 1 peuvent être d'égale importance et engendrer des variations de l'épaisseur optique des aérosols du même ordre de grandeur.

En ce qui nous concerne, nous avons estimé le contenu en vapeur d'eau à partir des données météorologiques du Centre Européen de Reading enregistrées à 18h00 GMT avec une résolution spatiale de $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ (soit $125 \times 125 \text{ km}^2$), cf relation 14; D'autre part, les variations temporelles de la réflectance de l'eau étant difficilement contrôlables, nous avons considéré sa valeur moyenne sur la période de temps étudiée (cf fig. 15).

Enfin, les résultats obtenus dépendent du modèle d'aérosols choisi. En particulier, la comparaison des épaisseurs optiques τ_a^1 et τ_a^2 est fonction de la dépendance spectrale de τ_a . En effet, selon la nature des aérosols, la dépendance spectrale de τ_a peut varier, et donc différer de celle que l'on a admise. Les résultats présentés ici correspondent au modèle d'aérosols continental, recommandé dans notre cas par l'étude climatologique des aérosols réalisée par D'Almeida et al. (1991).

→ Effets directionnels

Lorsque l'atmosphère est limitée par une surface d'eau agitée, une partie du rayonnement descendant au niveau de l'eau est réfléchi spéculairement par les vagues en suivant les lois de Fresnel: cela correspond au phénomène du glitter. La réflectance apparente satellitaire s'écrit alors:

$$\rho^* = \rho^{\text{atm}} + \rho^{\text{glit-dir}} + \rho^{\text{glit-dif}} \quad (19)$$

où ρ^* est la réflectance apparente satellitaire,
 ρ^{atm} , la réflectance intrinsèque de l'atmosphère,
 $\rho^{\text{glit-dir}}$, la réflectance du glitter direct, atténué par sa double traversée dans l'atmosphère, et
 $\rho^{\text{glit-dif}}$, la réflectance du glitter diffus obtenu par rediffusion avec l'atmosphère.

Les figures 17 illustrent les effets directionnels du glitter ($\rho^{\text{glit-dir}} + \rho^{\text{glit-dif}}$) en fonction de l'angle zénithal d'observation pour la longueur d'onde $\lambda=0.63 \mu\text{m}$ et pour des conditions d'atmosphère moyennement turbide (fig 17-a) et non turbide (fig 17-b). Elles résultent de simulations réalisées à partir du logiciel de Deuzé et al. (1989) pour des réflectances de surface nulles. Le modèle de vague choisi est celui de Cox et Munk (1965) avec pour distribution de pente de vague une gaussienne qui ne dépend que de la vitesse du vent. Les simulations ont ici été réalisées pour une vitesse moyenne de 2 m/s: le glitter est ponctuel et intense lorsque la vitesse du vent est faible, alors qu'il est plus étalé spatialement et donc moins intense lorsque cette vitesse est grande. L'angle zénithal solaire est fixé à 30° afin de reproduire les conditions d'incidence d'éclairement de nos mesures (cf tableau 4). Comme pour l'étude des effets directionnels au-dessus de la végétation, nous avons reporté les trois plans azimutaux: $\varphi = 0-180^\circ$, $\varphi = 30-150^\circ$ et $\varphi = 60-120^\circ$.

Les conditions de géométrie les plus proches de nos conditions d'observation sont les conditions spéculaires (θ_v positifs) du plan azimutal $60-120^\circ$ (cf tableau 4). Nous pouvons remarquer que, pour des conditions moyennes de turbidité et de vent, et en dehors de la tache même du glitter direct $\rho^{\text{glit-dir}}$, le

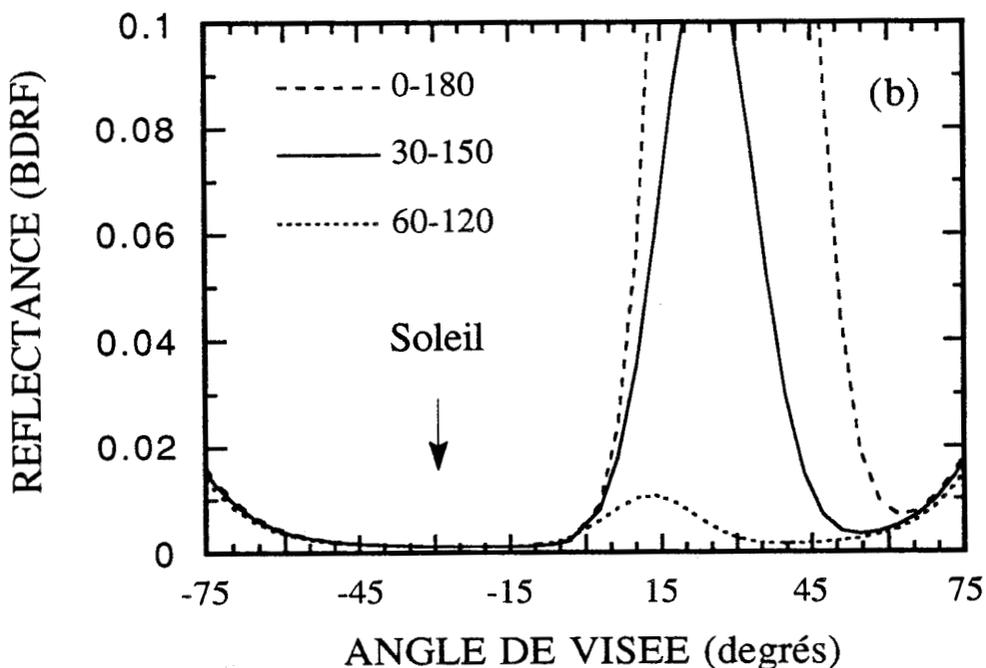
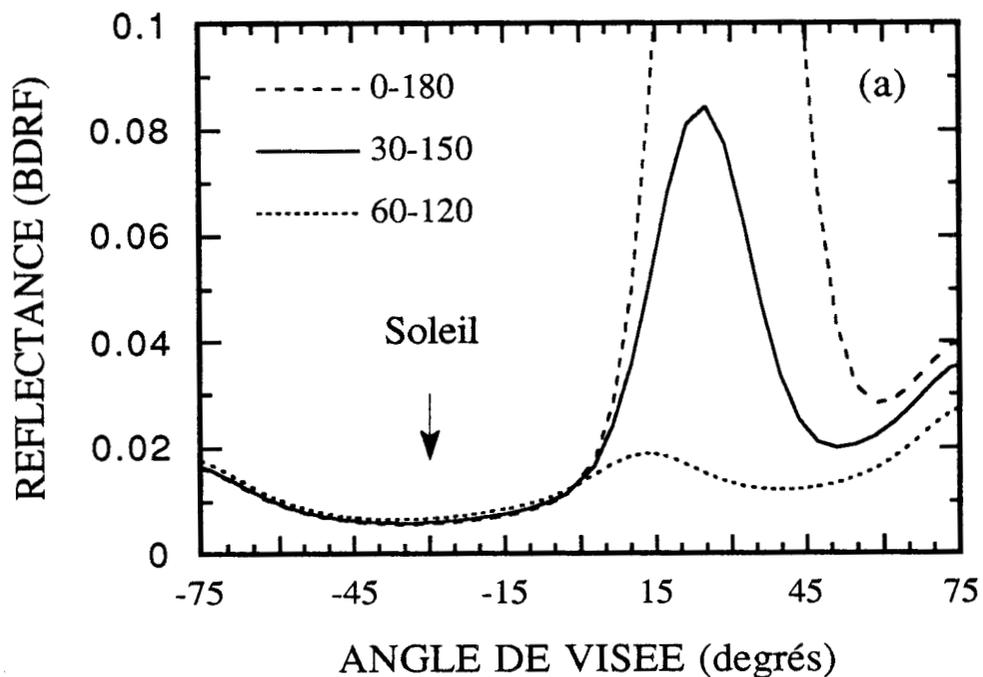


Figure 17: Réflectance bidirectionnelle du glitter tracée en fonction de l'angle de visée pour la longueur d'onde $\lambda=0.63 \mu\text{m}$, un angle d'incidence $\theta_S=30^\circ$, trois différences azimutales et deux conditions d'atmosphère différentes: (a) moyennement turbide: $\tau_a=0.3$ à 550 nm, et (b) non turbide: $\tau_a=0.0$.

terme de couplage du glitter avec l'atmosphère $\rho^{\text{glit-dif}}$ n'est pas négligeable dans ce plan d'observation: il augmente la réflectance de surface d'environ 1% en spéculaire. Négliger ce terme conduit à sous-estimer la réflectance de l'eau, et pourrait expliquer la surestimation des τ_a observée sur la figure 16.

On obtient des résultats tout à fait analogues pour la longueur d'onde $\lambda=0.83 \mu\text{m}$, caractéristique du second canal d'AVHRR.

V CONCLUSION

Cette étude nous a permis de dégager les points cruciaux de l'inversion du signal satellitaire au-dessus des surfaces sombres, l'eau de lac et la végétation dense. Nous avons en particulier mis en évidence l'importance des différents points suivants:

(1) La forte sensibilité de l'algorithme d'inversion à la réflectance de surface nécessite une bonne connaissance de cette dernière (à mieux que 1%) si l'on veut accéder à une précision acceptable (de l'ordre de 0.1) sur l'épaisseur optique des aérosols. Nous avons en particulier vérifié cet ordre de grandeur théorique, couramment admis, à partir d'un jeu de données regroupant des vérités sol et des mesures satellitaires pour la forêt boréale du Québec et pour le lac Ontario. Nous avons pour cela considéré les différentes erreurs systématiques intervenant implicitement dans l'algorithme d'inversion.

(2) Nous avons montré que les conditions spéculaires, favorables dans les observations au-dessus de la forêt (effet d'ombres important), sont au contraire une source d'erreur non négligeable dans les observations au-dessus des surfaces d'eau, même pour un plan azimutal fortement éloigné du plan azimutal d'incidence. Les données dont nous disposons nous ont permis de le vérifier dans le cas particulier d'une différence azimutale φ de l'ordre de 50° par rapport au plan d'incidence d'éclairement. Cette erreur systématique génère un bruit de fond en direction spéculaire, variable avec les conditions atmosphériques. A cette erreur s'ajoutent les erreurs de la variation de la signature spectrale de l'eau dans le canal 1 d'AVHRR, et de la contamination par la vapeur d'eau atmosphérique dans le canal 2. Nous avons tenu compte dans notre algorithme d'inversion de la quantité de vapeur d'eau présente au moment du passage satellitaire, grâce aux profils

météorologiques du Centre Européen de Reading synchrones avec les passages satellitaires. Nous avons estimé une signature spectrale moyenne de l'eau dans le canal 1, par la détermination de la réflectance de surface à partir des données du satellite elles-mêmes.

(3) L'algorithme d'inversion développé par Kaufman et Sendra au-dessus de la végétation dense nécessite une connaissance précise de la fraction des pixels utiles de l'image. Nous avons quant à nous estimé cette fraction par le produit de la fraction des pixels non nuageux de l'image et de la fraction des pixels représentatifs du type de surface étudiée dans l'image elle-même. Cela suppose bien sûr une image adaptée au type de surface étudiée.

→ si la fraction des pixels utiles est sous-estimée, l'algorithme choisit d'abord les pixels de plus fort NDVI, donc de plus faible épaisseur optique. Nous avons très bien mis en évidence cet aspect pour un jour aux conditions atmosphériques particulièrement turbides et présentant une forte dynamique de l'épaisseur optique aérosol τ_a variant de 0.9 à 1.2 à 550nm.

→ si la fraction des pixels est sur-estimée, l'algorithme choisit des pixels ne correspondant pas au type de surface étudiée. En particulier, si la fraction des pixels non nuageux de l'image est sur-estimée, l'algorithme compense l'erreur sur les pixels nuageux par une erreur systématique sur l'épaisseur optique aérosol.

(4) Pour une automatisation de la méthode, il importe donc de bien localiser les pixels utiles de l'image. D'un point de vue pratique, cela se traduit à la fois par:

- une bonne superposition des images satellitaires,
- une discrimination soigneuse de la couverture nuageuse.

La première condition permet une comparaison directe de la surface étudiée pour différentes conditions géométriques d'observation. Cela facilite l'étude quantitative de la surface. Nous avons tenu compte de la distorsion géométrique de nos images, importante pour les satellites NOAA, par un redressement géométrique des images selon une projection stéréographique polaire. La deuxième condition, si elle est systématique, permet l'automatisation même de la méthode. Dans notre cas, nous avons déterminé la couverture nuageuse manuellement par visualisation et en choisissant un seuil dans le canal 4 d'AVHRR (canal infrarouge).

(5) Enfin, nous nous sommes affranchi partiellement du problème d'étalonnage si particulier aux capteurs d'AVHRR, par une estimation des réflectances de surface à partir du jeu de données lui-même. Les réflectances estimées, relatives aux capteurs utilisés, minimisent l'erreur induite dans la contribution de la surface.

Cette étude nécessiterait d'être confirmée par un deuxième jeu de données aussi riche que le premier sinon plus.

REFERENCES

Brush R.J.H., 1988, The navigation of AVHRR imagery, Int. J. Remote Sensing, Vol.9, No9, 1491-1502.

Chartier L., N.T. O'Neill et A. Royer, 1989, Analyse des aérosols à partir des images AVHRR-NOAA9 et 10. Application à la cartographie des sulfates. IGARSS'89/12^{ème} Symposium Canadien de télédétection, Vancouver, Canada, 869-872.

D'Almeida G.A., Koepke P. and Shettle E.P., Atmospheric Aerosols: Global Climatology and Radiative Characteristics, A. Deepak Publishing, 1991, Hampton, Virginia USA, 561p.

Holben B.N., Y.J. Kaufman and J.D. Kendall, 1990, NOAA11 AVHRR visible and near-IR inflight calibration, Int. J. Remote Sensing, Vol.11, No 8, 1511-1519.

Justice C.O., T.F. Eck, D. Tanré and B.N. Holben, 1991, The effect of water vapour on the normalized difference vegetation index derived for the Sahelian region from NOAA AVHRR data, Int. J. Remote Sensing, Vol.12, No6, 1165-1187.

Justus C.G., 1990, An operational procedure for calibrating and assesing the stability and accuracy of shortwave satellite sensors, soumis.

Kaufman Y.J. and C. Sendra, 1988, Algorithm for automatic corrections to visible and near-infrared satellite imagery, Int. J. of Remote Sens., Vol. 9, No 8, 1357-1381.

Kriebel K.T., 1977, Reflection Properties of Vegetated Surfaces: Tables of Measured Spectral Biconical Reflectance Factors, Universität München, Meteorologisches Institut, Wissenschaftliche Mitteilung Nr. 29.

Mc Clatchey R.A., Fenn R.W., Selby J.E.A., Volz F.E. and Garing J.s., 1971, Optical properties of the atmosphere, AFCRL-TR-71-0279, Environnemental Research Papers, No 354, L.G. Bedford, Mass., U.S.A.

Rao N.C.R., L.L. Stowe and E.P. Mc Clain, 1989, Remote Sensing of aerosols over the oceans using AVHRR data, Int. J. of Remote Sens., vol. 10, Nos 4 and 5, 745-749.

Santer R., M. Asmani, E. Vermote and M. Sharman, 1991, Inflight calibration of channels 1 and 2 of AVHRR using desertic sites and clouds, Int. Society for Photogrammetry and Remote Sensing, Fifth International Colloquium, 14-18 Jan., Courchevel, France.

S.E.A., Mesures du réseau de photométrie solaire, 1990, Service de l'Environnement Atmosphérique, Environnement Canada, Downsview, Ontario, Canada.

Tanré D., C. Deroo, P. Duhaut, M. Herman, J.J. Morcrette, J. Prebos and P.Y. Deschamps, 1986, Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (5S), logiciel et documentation, Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Lille, France, 148p.

Tetens O., 1930, Uber einige meteorologische Begriffe, Z. Geophys., 6, 297-309.

Word Climate Programme, WCP-112, 1986, A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation, WMO/TD-No24, World Meteorological Organization, Geneva.

CONCLUSION

En conclusion, le schéma opérationnel idéal pour un suivi à grande échelle des paramètres de surface et d'atmosphère peut se résumer par:

- (1) la détermination des paramètres atmosphériques à partir de l'image elle-même pour certains sites privilégiés,
- (2) la correction de ces effets d'atmosphère en extrapolant les conditions atmosphériques au reste de l'image.

En ce qui concerne la télédétection des aérosols à partir de l'espace, nous avons montré que la végétation est une cible prometteuse. L'étude a été appliquée à l'observation de la forêt dense, sombre dans le canal 1 d'AVHRR. Nous avons en particulier vérifié expérimentalement qu'une imprécision de 1% sur la réflectance de surface est tout à fait raisonnable dans des conditions spéculaires d'observation, et que cette imprécision induit une indétermination de 0.1 sur l'épaisseur optique des aérosols.

Par ailleurs, nous avons présenté une méthode permettant d'obtenir ce même paramètre, l'épaisseur optique, à partir de mesures radiométriques sol. L'étude a consisté à étendre la méthode traditionnelle de Bouguer-Langley à des conditions moins strictes d'utilisation. En supposant le type d'aérosols constant pendant la période de mesures, nous avons montré que l'on pouvait tenir compte de la variation temporelle de l'abondance des aérosols dans un nouveau tracé de la droite de Bouguer-Langley. La méthode est basée sur la seule connaissance de l'étalonnage absolu d'une bande spectrale. Cet étalonnage absolu permet d'effectuer un interétalonnage pour toute autre bande spectrale, moyennant bien sûr une correction parallèle des effets d'absorption gazeuse éventuels de la vapeur d'eau ou de l'ozone.

L'interétalonnage ainsi obtenu est capital puisqu'il permet une meilleure détermination de l'épaisseur optique des aérosols sur un large domaine spectral, ce qui améliore la détermination de la granulométrie des aérosols. Cette dernière est indispensable pour une caractérisation très fine de l'atmosphère dans toute inversion satellitaire par exemple. Elle n'est pas accessible à partir des seuls capteurs actuels, et il importe donc de faire certaines hypothèses sur le modèle d'aérosols ou d'utiliser un modèle déterminé à partir de mesures sol, pour remonter à la quantité d'aérosols à partir de l'espace. De ce point de vue, l'utilisation des

plates-formes spatiales offre de nouvelles perspectives. L'acquisition de données sur un domaine spectral plus large par l'instrument MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectrometer) sur la plate-forme américaine EOS (Earth Observing System), ou de données angulaires et de polarisation pour l'instrument POLDER (Polarization and Directionality of Earth Reflectances) sur la plate-forme japonaise ADEOS, permettra de préciser le type même d'aérosols à partir de l'imagerie elle-même.

En ce qui concerne le deuxième point, c'est-à-dire la correction proprement dite des effets d'atmosphère, nous avons montré que la connaissance précise des conditions atmosphériques, déterminées dans notre cas à partir de mesures sol, permet d'effectuer des corrections qui améliorent grandement la détermination des paramètres de surface. Les paramètres utilisés pour décrire la couverture végétale sont généralement l'indice de végétation, simple rapport des canaux visible et proche infrarouge, ou encore l'indice de végétation normalisé, différence normalisée de ces canaux. Bien que ces paramètres dépendent moins des conditions atmosphériques que les réflectances dans un seul canal, ils nécessitent d'être corrigés des effets d'atmosphère si l'on veut utiliser pleinement ce type d'informations. Un des paramètres importants dans notre schéma de correction est la réflectance atmosphérique propre. Nous avons bien sûr estimé ce paramètre à partir des mesures sol elles-mêmes, mais avons également envisagé la mesure directe de ce paramètre au-dessus de l'océan, cible noire située non loin de notre cible terrestre. Les résultats obtenus avec les deux méthodes montrent que ce paramètre est très variable selon les conditions de turbidité et son imprécision peut facilement atteindre 2% suivant la méthode utilisée. La mesure directe de ce paramètre à partir du sol est dorénavant envisagée dans la mise en place du futur réseau de photomètres en Afrique de l'Ouest.

En ce qui concerne la caractérisation des surfaces terrestres à l'aide de capteurs satellitaires qui se fait actuellement à partir de leur dépendance spectrale, seule information disponible, et qui se réduit à l'étude d'indices de végétation plus ou moins sophistiqués, le principal paramètre étudié est simplement le taux de couverture végétale. Avec la nouvelle génération de plates-formes et l'apport de l'aspect directionnel de la réflectance de surface et de la polarisation du rayonnement, on peut espérer remonter à des paramètres plus intéressants comme la structure du couvert ou l'état physiologique de la plante. Cette information directionnelle permettra également une meilleure détermination des paramètres atmosphériques.

L'interprétation de la lumière polarisée reste plus délicate. Cependant l'expérience HAPEX-SAHÉL qui sera réalisée en 1992 permettra d'avoir un jeu de données très complet. La caractérisation de l'atmosphère et de la surface à partir de mesures in situ permettra également de tester l'impact de l'atmosphère sur la télédétection des propriétés de polarisation de la surface pour différents types de couvert et différentes conditions atmosphériques. Elle permettra donc de savoir si le signal polarisé, corrigé des effets d'atmosphère, peut constituer un paramètre clé pour une meilleure caractérisation de la surface d'un point de vue biologique.

