



HAL
open science

Météorologie solaire et images satellitaires : cartographie du rayonnement solaire, détermination de l'albédo des sols et évaluation de l'ennuagement

Dominique Obrecht

► To cite this version:

Dominique Obrecht. Météorologie solaire et images satellitaires : cartographie du rayonnement solaire, détermination de l'albédo des sols et évaluation de l'ennuagement. Océan, Atmosphère. Université de Nice Sophia-Antipolis, 1990. Français. NNT : . pastel-00957267

HAL Id: pastel-00957267

<https://pastel.hal.science/pastel-00957267>

Submitted on 9 Mar 2014

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

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

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE DE NICE

par

Dominique OBRECHT

en vue de l'obtention du titre de

DOCTEUR EN SCIENCES

Mention :

SCIENCES DE L'INGENIEUR

**METEOROLOGIE SOLAIRE ET IMAGES SATELLITAIRES :
CARTOGRAPHIE DU RAYONNEMENT SOLAIRE,
DETERMINATION DE L'ALBEDO DES SOLS
ET EVALUATION DE L'ENNUAGEMENT**

Soutenue le 15 Juin 1990, devant le Jury composé de :

MM. BIJAOUI A.	Observatoire de la Côte d'Azur	Président
ALBUISSON M.	Ecole des Mines de Paris	Examineur
DELORME C.	Université d'Avignon	Examineur
MONGET J.M.	Ecole des Mines de Paris	Examineur
PLAZY J.L.	Agence Française pour la Maîtrise de l'Energie	Membre invité
WALD L.	Ecole des Mines de Paris	Examineur

REMERCIEMENTS AU LABORATOIRE

Les études et les recherches qui m'ont permis d'élaborer cet ouvrage ont été effectuées au Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels (CTAMN) de l'Ecole des Mines de Paris (EMP) implanté à Sophia-Antipolis.

Je tiens tout particulièrement à remercier Monsieur Jean-Marie MONGET directeur de ce laboratoire, qui m'a accueilli avec la plus grande amitié et qui a su me faire comprendre et apprécier le monde de la recherche.

Lucien WALD, mon directeur de recherche, fut en réalité bien plus que cela. Ses compétences et ses interventions toujours judicieuses furent à la base de cette thèse. Je pense que je ne le remercierai jamais assez.

Dans mon long apprentissage du traitement d'images, j'ai mis à rude épreuve la gentillesse et la patience de Michel ALBUISSON qui a toujours apporté des réponses compréhensibles et intéressantes à toutes mes questions. Je tiens donc à le remercier tout particulièrement avec une sincère amitié.

Monsieur Perrin de Brichambaut ne fait pas partie de ce laboratoire. Mais ses connaissances dans le domaine de la météorologie solaire nous ont été très bénéfiques. Aussi, je tiens à le remercier.

Les amis que j'ai pu rencontrer durant ces années d'apprentissage de la recherche ont tous contribué à la réalisation de cette thèse, et je les remercierai donc avec humilité en les citant simplement : Olivier Pivaudran, Philippe Monteil, Axel Iehlé, Jean-François Raimondi, Guy Moussu, Lamissa Diabaté, Lionel Ménard, Nadia Maïzi, Robert Méaille, Brigitte Bianchi, François Vandenberghe, François Cauneau, Vincent Simonneaux, Thierry Ranchin, Christophe Ochem, Laurent Meut.

Ces remerciements s'achèveront sur la seule présence féminine de ce laboratoire, Roseline WALD, notre secrétaire dont la tâche est parfois difficile mais qui a su maintenir, dans ce centre de recherche, une ambiance chaleureuse.

REMERCIEMENTS AU JURY

Une Thèse ne peut avoir de réelle valeur que par la qualité du jury devant lequel elle est présentée. Je tiens à remercier ces personnes qui jugent et apprécient ce travail.

Je remercie le Professeur BIAOUI de l'Université de Nice qui m'a fait l'honneur d'accepter la présidence de mon jury.

Messieurs Claude DELORME, Professeur à l'Université d'Avignon, et Jean-Louis PLAZY, Ingénieur de la Météorologie, ont eu la courtoisie d'être les rapporteurs pour la soutenance de ma thèse. Je les remercie pour leur participation active dans la réalisation de cette thèse.

Messieurs Jean-Marie MONGET Directeur du CTAMN, Michel ALBUISSON Directeur adjoint et Lucien WALD ont eu la gentillesse de participer à ce jury et je les en remercie encore.

Remerciements particuliers

Je remercie du fond du coeur toutes celles qui m'ont laissé un peu de temps pour que recherches se fassent et thèse se passe. Je ne pourrai pas toutes les nommer, mais certaines se reconnaîtront dans ces quelques prénoms.

Françoise,
Anne, Véronique,
Suzel, Thérèse, Christine,
Mélanie, Annicka, Monicka,
Charlotte, Bernadette, Geneviève,
Patricia, Edith, Corinne, Nadège,
Estelle, Pascale, Michelle, Stéphanie,
Cecile, Stella, Sandrine, Sabine, Marie, Mano,
Magali, Brigitte, Isabelle, Dominique, Colette,
Marie-Laure, Marie-Noëlle, Marie-Chantal, Marie-Claire,
Roseline, Martine, Clémentine, Sophie, Nathalie, Valérie,
Constance, Virginie, Florence, Odile, Emmanuelle, Carole,
Annie, Laure, Claudia, Agnès, Eve, Nadia, Claire, Suzanne,
Mia, Marie-Louise, Marie-Jeanne, Hélène, Gilberte, Philippine.

A cette belle inconnue

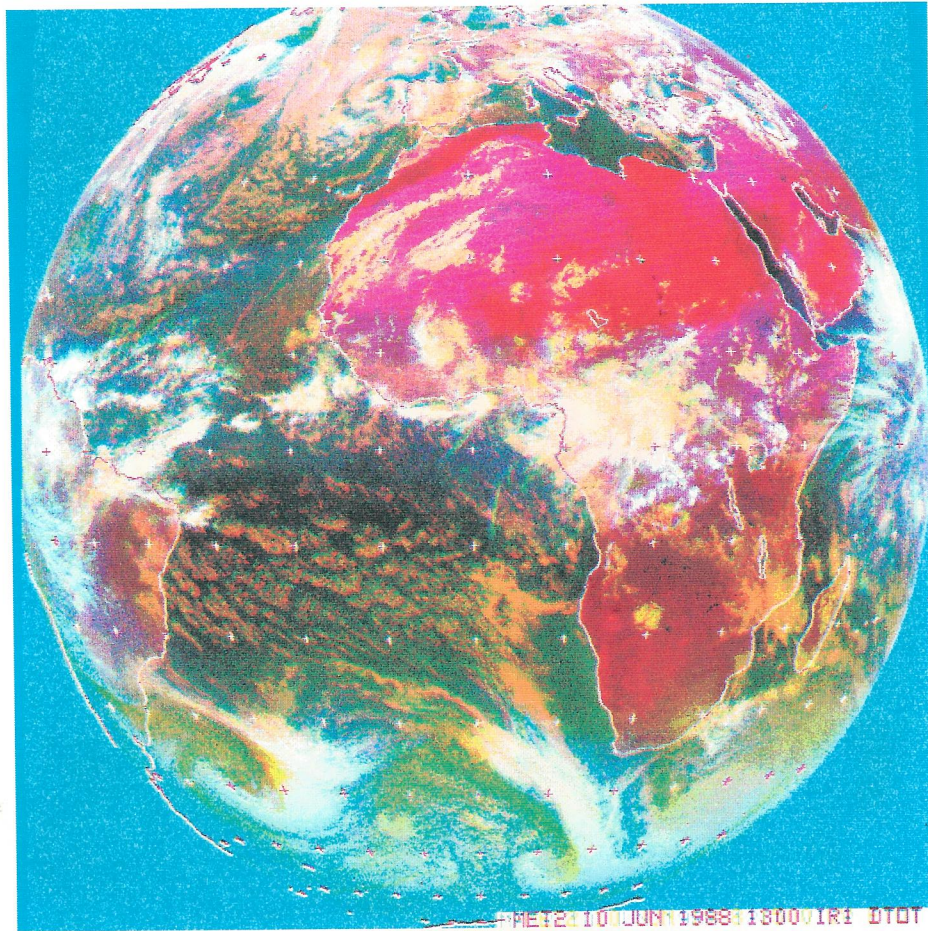


Image composite obtenue avec les bandes spectrales visible, infrarouge et vapeur d'eau de Météosat le 10 juin 1988 vers 13 heures TU.

Le cyan correspond aux zones de températures très froides et très peu réfléchissantes, comme l'espace. Le blanc s'associe aux zones extrêmement réfléchissantes, froides et riches en vapeur d'eau, comme les nuages de sommets élevés bien éclairés. Le magenta représente les sites atmosphériques à forte concentration en vapeur d'eau. L'orange décrit des zones d'atmosphère assez froides et très réfléchissantes, dont la concentration en vapeur d'eau est très faible. Les zones de températures moyennes et peu réfléchissantes comme les océans sont en vert. L'augmentation conjointe de l'albédo et des températures produit une teinte rouge brique. Le rouge vif est associé aux régions de températures élevées et très réfléchissantes comme les déserts.

SOMMAIRE

	Page
Avant-propos	2
1. Introduction.....	5
2. Application de la méthode de Cano pour l'évaluation du rayonnement journalier en moyenne mensuelle en Afrique de l'Ouest	10
2.1. Introduction.....	11
2.2. Cartographie du rayonnement solaire en Afrique de l'Ouest.....	11
2.3. Comparaison entre les mesures de rayonnement au sol et les estimations issues de la méthode Heliosat.....	28
3. Modélisation de la traversée de l'atmosphère par le rayonnement solaire.....	33
3.1. Présentation de quelques modèles et méthodes.....	34
3.2. Analyse de la méthode de Cano et de ses modifications.....	40
3.2.1. Résultats pour le cas d'un ciel clair.....	44
3.2.2. Résultats pour le cas d'un ciel nuageux.....	58
3.2.3. Analyse des résultats.....	67
3.3. Conclusion sur les modèles sans réflexion atmosphérique.....	82
3.4. Application et analyse de l'effet "d'albédo atmosphérique" associé à la méthode de Cano.....	84
3.4.1. Résultats initiaux.....	84
3.4.2. Influence de l'heure d'acquisition sur la modélisation des images.....	90
3.4.3. Conclusion.....	99
4. Obtention d'une image de réflectance des sols et sa réactualisation permanente.....	100
4.1. Elaboration d'une image sans nuage.....	101
Les méthodes actuelles.....	101
Nouvelles méthodes d'évaluation de l'image de référence.....	105
Présentation des résultats d'élimination des nuages sur les mers d'Europe.....	110
Résultats de l'élimination des zones d'ombre en région africaine.....	118

4.2. Réactualisation de l'albédo des sols	122
5 Notion d'ennuagement et d'albédo des nuages	125
5.1. Les démarches actuelles d'estimation de la couverture nuageuse.....	126
5.2. Détermination de l'albédo des nuages	130
5.3. L'indice d'ennuagement de définition évolutive	134
6. Conclusion générale.....	140
6.1. Evaluation du rayonnement solaire par la méthode Heliosat	141
6.2. Les difficultés du traitement d'images	141
Bibliographie.....	145

AVANT-PROPOS

Le soleil est une source d'énergie pratiquement inépuisable à l'échelle de temps de l'humanité. L'étude du gisement solaire ne prit un réel essor que lors de la première crise pétrolière au début des années 1970 ; en revanche, les études météorologiques visant à connaître les mécanismes régissant le fonctionnement de l'atmosphère lui étaient bien antérieures. Elles ont ainsi permis une avancée rapide des recherches sur le rayonnement solaire à la surface du globe terrestre. Le soleil est considéré maintenant comme une énergie à part entière et utilisable comme telle, surtout au niveau de l'habitat et de l'économie des énergies fossiles. Tout gisement d'énergie quel qu'il soit doit être étudié et évalué afin que sa prospection et son utilisation deviennent rentables.

Le gisement solaire que l'homme veut exploiter est déjà utilisé par tous les grands phénomènes météorologiques : de la petite dépression au plus grand cyclone. Les courants océaniques sont aussi sous le contrôle de l'énergie solaire. La photosynthèse, comme son nom l'indique, utilise aussi le soleil pour créer cette biomasse végétale qui, après quelques millions d'années, fournit les énergies fossiles telles que le pétrole et le charbon. Sans le soleil nous ne serions pas grand-chose ou peut-être même rien.

Cette thèse dont le but est d'évaluer le gisement solaire, ne s'attache pourtant qu'à l'étude de ses méthodes d'évaluation par le traitement des images satellitaires. Actuellement, les données images des satellites météorologiques sont à la base de nombreuses recherches qui permettent de développer des modèles de détermination du rayonnement solaire. La plupart des méthodes ont comme souci initial de connaître la qualité de l'atmosphère à travers laquelle les capteurs satellitaires observent le sol. L'une de ces méthodes a été élaborée dans le laboratoire du Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels (CTAMN) de l'Ecole des Mines de Paris à Sophia-Antipolis où j'ai moi-même pu effectuer mes recherches et réaliser cette thèse.

Le besoin d'améliorer des étapes du traitement d'images s'est fait ressentir au fur et à mesure de l'expérience acquise par l'observation de plusieurs centaines d'images satellitaires et des résultats qui découlent de la méthode conçue au CTAMN. Durant mes recherches, j'ai pu observer et étudier plus d'un millier d'images satellitaires prises sur le nord ouest africain, dans le cadre du projet européen SUNSAT d'évaluation du rayonnement solaire à l'aide de Météosat, et j'ai aussi utilisé plusieurs centaines d'images représentant l'Europe de l'Ouest et l'océan Atlantique limitrophe. Cette quantité importante de données était issue du capteur visible du satellite géostationnaire Météosat. Ce capteur est sensible au rayonnement émis entre 0,4 et 1,1 micromètre. La résolution spatiale utilisée dans cette étude est 5km x 5km au nadir du satellite, soit à la longitude 0° Est et à la latitude 0° Nord.

Les images été fournies dans le cadre de conventions de recherche, respectivement par la Météorologie Nationale pour l'Europe et par l'Agence Spatiale Européenne pour le Sahel, avec la participation financière de la Commission des Communautés Européennes (D.G. XII).

L'étude bibliographique préalable a montré que les étapes initiales du traitement d'images visibles satellitaires pour l'évaluation du rayonnement solaire, sont assez proches entre elles quelle que soit la méthode et concernent l'évaluation de la transparence de l'atmosphère ainsi que l'estimation de l'albédo de surface. La détermination de ces deux paramètres est essentielle et nécessite de modéliser les influences de l'atmosphère afin de les corriger, ainsi que de comprendre l'impact des formations nuageuses sur le rayonnement arrivant aux capteurs du satellite.

La méthode élaborée au CTAMN s'appuie sur le traitement d'images issues du capteur de Météosat opérant dans le spectre visible. La démarche actuelle que nous utilisons pour évaluer le rayonnement, dite méthode Heliosat, a été introduite par Cano (1982). Demarcq (1985) et Michaud-Regas (1986) en ont examiné les modalités pratiques pour la production d'atlas du gisement solaire. Moussu (1988) et Diabaté (1989) en ont fait un outil opérationnel pour micro-ordinateur (Diabaté *et al.* 1989). Moussu *et al.* en ont proposé une amélioration (1989) et Diabaté en a étudié les prolongements vers l'estimation du rayonnement diffus et du trouble atmosphérique. Ces différents auteurs ont fait remarquer l'importance d'une bonne modélisation du cheminement du rayonnement visible incident et réfléchi au travers de l'atmosphère. Ils ont aussi souligné la nécessité d'élaborer des images synthétiques sans nuage afin que soit défini avec rigueur l'influence des nuages qui existent sur les images utilisées dans l'étude du rayonnement solaire.

Ces différents aspects ont fait l'objet d'une analyse et d'une observation minutieuse de ma part. Dans cet ouvrage sont exposées les critiques que j'ai pu faire ainsi que les améliorations que j'ai apportées dans l'évaluation de l'atmosphère et dans la détermination de l'albédo des sols et des nuages. Ces étapes sont reconnues comme les prémisses d'une bonne évaluation du rayonnement solaire au moyen de l'imagerie satellitaire. Cette approche ne remet nullement en cause la méthode Heliosat exploitée au laboratoire du CTAMN, ni ses principes que j'ai d'ailleurs appliqués rigoureusement sur les images du Sahel qui m'ont fourni des résultats climatologiques présentés dans le deuxième chapitre. Les améliorations que j'ai introduites seront surtout significatives pour l'analyse d'images dès que la précision spatiale des capteurs des satellites météorologiques contraindra de ne plus négliger l'influence des ombres, des contours de nuages et de côtes. C'est l'observation répétée, intensive et systématique des données images et des résultats qui a permis l'élaboration de cette thèse.

Parfois rébarbative, l'observation reste bien souvent à la base de l'explication et de l'innovation.

LEXIQUE :

G : rayonnement solaire global au sol (kWh/m^2).

G_0 : éclairement énergétique d'une surface soumise au rayonnement solaire hors atmosphère (kWh/m^2).

I_0 : constante solaire qui vaut environ 1367 W/m^2 .

K_c : facteur de transmission atmosphérique global par ciel clair ($K_c = G/G_0$).

L : intensité lumineuse du rayonnement réfléchi par le sol (kWh/m^2).

L_{sat} : luminance reçue par le satellite (kWh/m^2).

ξ : angle d'incidence des rayons solaires par rapport à la verticale du lieu observé, c'est-à-dire l'angle zénithal solaire (degré).

Υ : angle d'observation du satellite pour le point considéré par rapport à la verticale du lieu (degré).

T_a : transmission atmosphérique par ciel clair suivant l'angle considéré (nombre sans dimension).

T_l : coefficient de trouble atmosphérique de Linke.

φ : élévation (hauteur angulaire) du satellite pour le point considéré par rapport à l'horizontale du lieu (degré).

δ : élévation du soleil pour le point considéré, c'est-à-dire sa hauteur angulaire par rapport à l'horizontale (degré).

ρ_g : albédo des sols, c'est-à-dire le rapport entre la luminance reçue et la luminance réfléchie.

La bonne réponse est-elle celle qui n'engendre pas de question ?

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1. INTRODUCTION

Origine du rayonnement solaire à la surface de la Terre

Le rayonnement solaire est issu d'une réaction thermonucléaire de fusion qui lie des noyaux d'hydrogène pour former des noyaux d'hélium. La masse (2.10^{30} kg) et la composition chimique du soleil (80% d'hydrogène, 19% d'hélium et 1% représentant une centaine d'autres éléments chimiques) lui permettront de rayonner encore quelques milliards d'années. Le soleil rayonne comme un corps noir semblable à une sphère de $1,39.10^6$ km de diamètre et porté à une température apparente de 5762 K.

La puissance de rayonnement est d'environ :

$$\pi.D^2.\sigma.T^4 \text{ soit : } 3,79.10^{26}\text{W,}$$

avec :

$$\pi = 3,1416,$$

D = diamètre du corps rayonnant,

$$\sigma = \text{constante de Stefan Boltzmann} = 5,66.10^{-8}\text{W.m}^{-2}\text{.K}^{-4},$$

T = température apparente de surface.

La Terre n'en intercepte qu'une faible partie, soit environ $1,1.10^{17}$ W aux limites externes de son atmosphère.

La constante solaire I_0 correspond au rayonnement reçu hors atmosphère et perpendiculairement aux rayons du soleil. Cette constante vaut en moyenne annuelle 1367 Wm^{-2} (voir par exemple Perrin de Brichambaut (1987)). Cette valeur varie de plus ou moins 3,5% en fonction de la distance entre la Terre et le soleil, qui fluctue entre 144.10^6 km et 154.10^6 km.

Remarque : les notations utilisées dans les formules en rapport avec le rayonnement solaire sont celles recommandées par la Commission des Communautés Européennes (Dogniaux et al. 1984).

L'éclairement reçu sur une surface horizontale hors atmosphère, B_0 , est directement lié à la hauteur (ψ) du soleil vue de cette surface :

$$B_0 = I_0.\sin(\psi),$$

En puissance énergétique sur un plan normal aux rayons du soleil, cela représente $500 \text{ J.cm}^{-2}.\text{h}^{-1}$, soit $33,3 \text{ kWh.m}^{-2}$ pour une journée de 24 heures (voir par exemple : Bernard et al., 1980 ; Sfeir et al., 1981).

Au cours de la traversée de l'atmosphère terrestre, le rayonnement solaire subit plusieurs influences dues notamment à l'absorption et à la diffusion (voir par exemple : Yamamoto, 1962 ; Angström, 1964 ; Tanre et al., 1979 et Tanre, 1982). L'absorption par les gaz atmosphériques (O_2 , O_3 , H_2 , CO_2) se traduit par l'agitation et l'échauffement des molécules et l'énergie utilisée disparaît donc du rayonnement utile. La diffusion par les molécules et les aérosols (dont H_2O) se décompose en processus de diffraction, de réfraction et de réflexion. Ainsi, le rayonnement arrivant au sol se compose d'un rayonnement direct et d'un rayonnement diffus, le tout formant le rayonnement global.

L'ensemble des longueurs d'ondes du rayonnement solaire ne réagit pas de la même façon lors de la traversée des 15 km d'épaisseur que représente environ l'atmosphère. Schématiquement, on peut signaler que :

les longueurs d'ondes inférieures à 0,3 micromètre sont entièrement absorbées par l'ozone (O_3) en limite supérieure de l'atmosphère ;

le rayonnement visible de 0,4 à 0,8 micromètre est relativement peu absorbé dans le cas d'un ciel clair, mais en revanche sa diffusion est d'autant plus importante que la longueur d'onde est faible ;

le rayonnement infrarouge est absorbé par les gaz CO_2 , H_2O et O_3 de la troposphère.

De façon simple, Bernard *et al.* (1980) considèrent que l'énergie reçue au sol en moyenne annuelle pour une journée de beau temps représente :

10,1 kWh.m ⁻²	à l'équateur,
8,8 kWh.m ⁻²	à 30 N de latitude,
6,9 kWh.m ⁻²	à 50 N de latitude,
4,8 kWh.m ⁻²	à la limite du cercle polaire.

Très généralement, il a été évalué que par ciel clair, l'absorption était voisine de 10% et que le rayonnement diffus représentait environ 30% du rayonnement traversant l'atmosphère (fig. 1.1.) (Perrin de Brichambaut 1963).

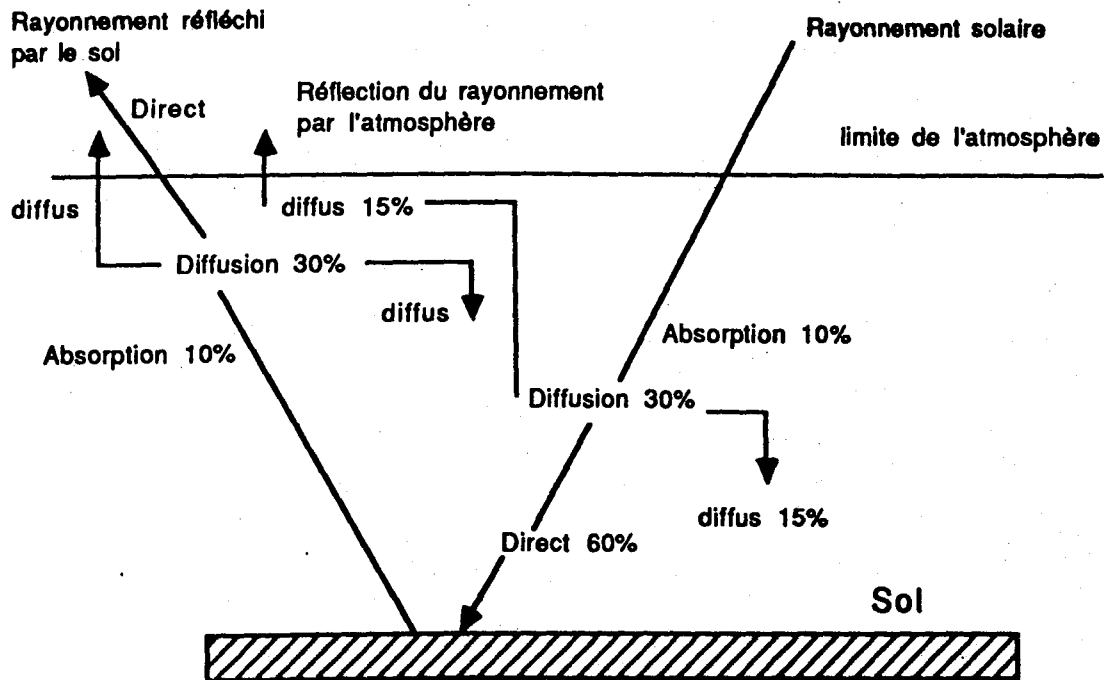


Figure 1.1. : Schéma simplifié de la traversée d'une atmosphère de ciel clair par le rayonnement solaire visible (d'après Perrin de Brichambaut 1963).

Effets et utilisations du rayonnement solaire à la surface du globe

Le rayonnement solaire est utilisé depuis des millions d'années par des mécanismes physiques, chimiques, biochimiques et biologiques les plus divers.

Le soleil apporte l'ensemble de l'énergie utilisée pour réchauffer les masses d'air entraînant ainsi des gradients thermiques, des mouvements atmosphériques, réglant les trajectoires des dépressions et des anticyclones. Tout comme l'air, l'eau se réchauffe sous l'effet des rayonnements infrarouges du soleil, les gradients thermiques et les courants sont ainsi élaborés. L'évaporation sous le contrôle du rayonnement est le grand régulateur des échanges thermiques entre l'eau et l'atmosphère, le bilan énergétique qui en découle approvisionne l'air en humidité ; le grand cycle de l'eau est pratiquement entièrement sous le contrôle du soleil qui règle l'ensemble des conditions météorologiques. Ainsi, si une augmentation plus ou moins brutale du rayonnement solaire avait pour effet un réchauffement généralisé du globe, cela entraînerait bien sûr la fonte des calottes de glace polaires, mais aussi une augmentation de l'évaporation de l'eau des océans, rééquilibrant en partie les niveaux. Il y aurait aussi une augmentation de la vapeur d'eau atmosphérique dont la condensation serait accrue par l'élévation de température de l'air, ceci accentuerait la couverture nuageuse et diminuerait d'autant le rayonnement incident à la surface du sol. Le processus initiateur des phénomènes brièvement décrits pourrait être ainsi régulé. L'avenir nous en dira probablement davantage, sur un sujet aussi controversé actuellement.

Les réactions photochimiques de dégradation et de synthèse comme la photosynthèse sont aussi, comme leurs noms l'indiquent, entièrement dépendantes du soleil. La biomasse végétale peut ainsi s'élaborer, permettant à la chaîne écologique son essor, produisant de la matière vivante animale et des déchets organiques que nous retrouverons des millions d'années plus tard sous forme d'énergie fossile en pétrole, gaz et charbon.

L'homme ne profite pas seulement des conditions climatiques et des productions biologiques permises par l'énergie solaire. L'homme cherche aussi à utiliser activement cette énergie. De l'orientation des maisons aux stations photovoltaïques, de nombreux moyens ont été mis en oeuvre pour maîtriser cette énergie. Mais, pour utiliser rationnellement et de façon rentable le gisement solaire, il faut le quantifier et le mesurer le plus précisément possible spatialement et temporellement.

Schématiquement, l'utilisation ou la transformation du rayonnement solaire peut être évaluée comme suit (voir par exemple Bernard *et al.* 1980) :

30% est réfléchi vers l'espace,

47% est absorbé puis réémis en rayonnement infrarouge,

23% est utilisé pour le cycle de l'eau.

Seulement 0,5% est utilisé par les plantes pour la photosynthèse et donc l'élaboration de toute la matière vivante sur Terre.

Utilisation des satellites météorologiques dans l'évaluation du rayonnement solaire

Les satellites météorologiques, dont l'utilisation ne remonte qu'à la fin des années 70, ont permis des progrès considérables dans la connaissance du climat mondial. L'intérêt de ces engins spatiaux réside d'une part, dans leur capacité d'observation permanente d'une très grande partie de la Terre et d'autre part, dans la résolution spatiale et spectrale des informations qu'ils tirent du sol et de l'atmosphère. Cette observation plus ou moins fine de la Terre fournit aux météorologues une masse colossale de données. Par exemple, le satellite géostationnaire Météosat produit toutes les demi-heures trois images de la Terre avec une résolution de 5 km x 5 km au nadir de l'engin centré sur la latitude 0° et la longitude 0°. Ces trois images, rigoureusement prises au même instant en chaque point du globe, résultent de la mesure de l'émittance du système sol-atmosphère dans trois bandes spectrales qui sont respectivement la bande dite visible de 0,4 à 1,1 micromètres, la bande dite vapeur d'eau de 5,7 à 7,1 micromètres et la bande dite infra-rouge thermique de 10,5 à 12,5 micromètres.

Chaque point d'image représente une valeur utilisable dans les investigations météorologiques et climatiques. Sur la France cela représente environ 100000 points. Cette précision spatiale est sans commune mesure avec la trentaine de stations météorologiques du territoire français. Ces données chiffrées ne doivent pas seulement être utilisées par le biais de l'observation, et de nombreux auteurs, dont ceux cités par Amado (1982), Roberto (1984) et Michaud-Regas (1986) par exemple, ont développé des méthodes de traitement d'images afin de tirer des données satellitaires le maximum d'information sur une très grande partie de la Terre.

Si le satellite géostationnaire est un atout de poids, complémentaire aux stations météorologiques des pays industrialisés pour les analyses climatiques, il est surtout pratiquement la seule source de données pour la plus grande partie de la Terre constituée de régions océaniques et continentales dépourvues de moyens d'observation de l'atmosphère et de mesures météorologiques. A l'heure actuelle où nous prenons conscience de l'unité de tous les événements régissant le fonctionnement normal et anormal de cette couche vitale qu'est la biosphère, il est important d'utiliser les moyens d'observer et d'analyser qui permettent une approche synoptique des événements. Seuls les satellites apportent cette sensation d'ubiquité à l'homme.

Dans l'évaluation du rayonnement solaire, le traitement des images satellitaires météorologiques a pour but de connaître la qualité de l'atmosphère traversée par le rayonnement solaire. Des méthodes, de conception proche, ont été élaborées ces dernières années. Ainsi, Tarpley (1979), Pastre (1981) et Dedieu (1984) ont proposé l'estimation de la nébulosité par seuillage d'images. Raschke *et al.* (1979) estiment un taux de transmission atmosphérique par détermination des albédos du sol et des nuages et Gautier *et al.* (1980), Möser *et al.* (1983) et Dedieu (1984) utilisent une modélisation du transfert radiatif. La méthode Heliosat détermine un indice d'ennuagement à partir des albédos des sols et de l'albédo caractéristique des nuages.

Qu'il s'agisse de l'estimation de l'ennuagement ou du taux de transmission atmosphérique, les différents auteurs ont eu recours à la modélisation du trajet du rayonnement solaire à travers l'atmosphère terrestre. Ce sont ces différentes modélisations qui permettent de déterminer l'albédo des sols dans le cas d'un ciel clair et l'albédo des nuages lors de la présence de ces derniers.

La plupart de ces méthodes élaborent ensuite des modèles par ajustement statistique entre les paramètres déterminés au moyen des données satellitaires et les mesures au sol de même nature.

CHAPITRE 2

APPLICATION DE LA METHODE DE CANO POUR L'EVALUATION

DU RAYONNEMENT JOURNALIER EN MOYENNE MENSUELLE

EN AFRIQUE DE L'OUEST

2. APPLICATION DE LA METHODE DE CANO POUR L'EVALUATION DU RAYONNEMENT JOURNALIER EN MOYENNE MENSUELLE EN AFRIQUE DE L'OUEST

2.1. INTRODUCTION

L'étude du gisement solaire permet d'évaluer le rayonnement solaire disponible sur une région déterminée et de connaître l'évolution temporelle de cette source d'énergie. Lorsque l'on connaît la quantité d'énergie disponible en un lieu, il est possible de comprendre les grands phénomènes climatiques régis par les échanges d'énergie entre le sol, l'océan et l'atmosphère, et de façon plus pratique, cela permet aussi d'évaluer la dimension et le fonctionnement de systèmes énergétiques solaires.

L'énergie solaire est d'un intérêt non négligeable pour les économies d'énergie dans les pays industrialisés. Mais cette énergie est surtout primordiale pour les pays en voie de développement qui, bien souvent, pâtissent plus de cette énergie qu'ils n'en bénéficient.

L'évaluation du gisement solaire par les moyens courants des stations météorologiques est pratiquement impossible en Afrique en raison non seulement des coûts d'installation et de maintenance du matériel et des infrastructures utilisées, mais surtout en raison de l'étendue du continent africain. En revanche, le satellite météorologique Météosat offre de nombreux avantages tels que le faible coût d'acquisition des images et leur fréquence élevée d'obtention avec une couverture totale de l'Afrique.

A partir des images satellitaires, il a été nécessaire d'élaborer des techniques de traitement pour en retirer l'information utile à l'évaluation du gisement solaire. Certains auteurs, dont Delorme (1986), Raschke *et al.* (1979), Dedieu (1984) et Diabaté *et al.* (1988), se sont confrontés à l'estimation du rayonnement solaire en Afrique au moyen des données satellitaires et des mesures disponibles au sol.

Dans ce chapitre, je présente les résultats que j'ai obtenus en région sahélienne par l'application des concepts de Cano (1982) qui ont permis d'évaluer le rayonnement solaire de façon automatique par une méthode dite méthode Héliosat (Diabaté *et al.* 1988). Les estimations du rayonnement solaire ont été ensuite comparées aux quelques mesures au sol dont nous disposons. Les résultats de ces comparaisons sont présentés à la fin de ce chapitre.

2.2. CARTOGRAPHIE DU RAYONNEMENT SOLAIRE EN AFRIQUE DE L'OUEST

Les résultats présentés ont été obtenus par l'application de la méthode Héliosat, bien qu'elle n'offre pas toujours les meilleurs résultats dans l'évaluation de l'image d'albédo des sols en région sahélienne.

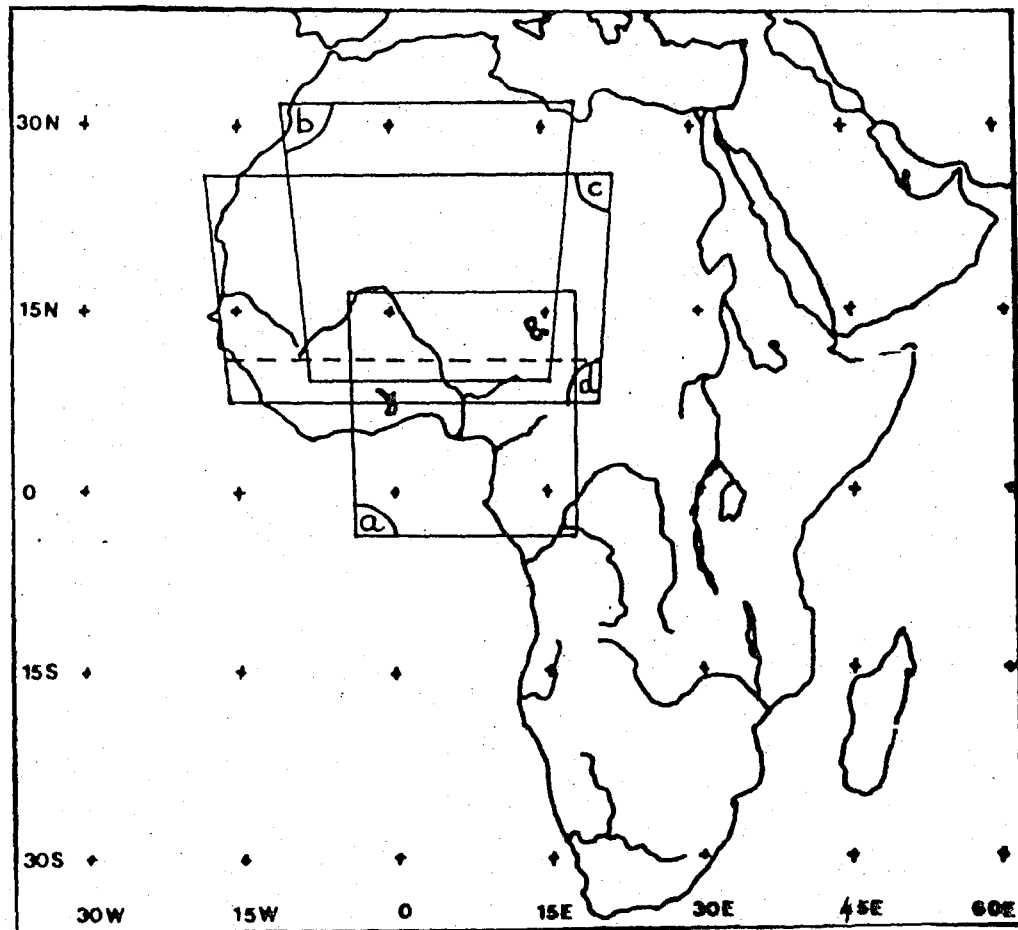
Cette cartographie du rayonnement solaire journalier mensuel sur l'Afrique de l'ouest a été obtenue dans le cadre d'une étude européenne, le projet SUNSAT.

Ce projet est une étude financée par la Communauté Economique Européenne, pour l'évaluation et la cartographie du rayonnement solaire sur toute la surface du globe visible par Météosat. Cette étude fut menée par différents laboratoires européens dont les compétences en énergétique solaire et en télédétection permirent d'utiliser les données météorologiques conventionnelles et les données satellitaires. Je ne présente ici qu'une partie des résultats issus du Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels (CTAMN) de l'Ecole des Mines de Paris. D'autres résultats ont notamment été obtenus par l'équipe du Professeur Raschke de l'Institut für Geophysik und Meteorologie (IGM) de l'Université de Cologne (RFA). Ces résultats sont présentés avec les nôtres dans le rapport SUNSAT (1990) en cours d'édition.

Nous avons traité les années 1984, 1985 et 1986. Les données analysées recouvrent des zones différentes de l'Afrique de l'Ouest pour ces trois années (figure 2.1.).

Fig. 2.1. : Carte simplifiée de l'Afrique présentant la situation géographique des images traitées au CTAMN dans le cadre du projet SUNSAT.

Les zones (a), (b), (c) et (d) correspondent respectivement aux années 1984, 1985, juin 1986 et décembre 1986.



Rappel succinct de la méthode employée :

L'image satellitaire est initialement un tableau de valeurs numériques organisé en lignes et en colonnes. Pour être utilisées selon la méthode Heliosat, ces données en lignes et colonnes doivent être converties en latitudes et longitudes. Le modèle utilisé pour permettre cette démarche est le suivant :

$$L = A_1 + A_2X + A_3X^2 + A_4XY + A_5Y^2 + A_6Y$$

L est la latitude ou la longitude du point considéré, X est la ligne et Y est la colonne. Les coefficients A_x sont déterminés par régression multiple. Dans la tableau (2.1.), vous trouverez les deux jeux de coefficients de chaque année qui ont permis d'évaluer la latitude et la longitude en chaque pixel d'image. Ceci va permettre dans un premier temps la réalisation d'images modélisées fournissant en chaque point la réflectance du lieu.

Tab. 2.1. : Coefficients de transformation des lignes et colonnes en latitudes (L) et longitudes (l) pour les trois zones d'études situées en Afrique de l'ouest (cf. Fig. 2.1.)

Coef	A1	A2	A3	A4	A5	A6
1984						
(L)	16,21	-0,042	$4,0 \cdot 10^{-7}$	$1,3 \cdot 10^{-6}$	$-3,2 \cdot 10^{-6}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$
(l)	-5,12	$-2,1 \cdot 10^{-3}$	$3,8 \cdot 10^{-6}$	$-2,0 \cdot 10^{-6}$	$-3,5 \cdot 10^{-6}$	$4,5 \cdot 10^{-2}$
1985						
(L)	32,27	-0,06	$2,2 \cdot 10^{-5}$	$8,7 \cdot 10^{-6}$	$-1,6 \cdot 10^{-5}$	$9,8 \cdot 10^{-3}$
(l)	-11,22	0,017	$-1,0 \cdot 10^{-5}$	$-3,4 \cdot 10^{-5}$	$2,8 \cdot 10^{-5}$	$3,2 \cdot 10^{-2}$
1986						
(L)	25,95	-0,05	$6,7 \cdot 10^{-6}$	$5,7 \cdot 10^{-7}$	$-1,3 \cdot 10^{-7}$	$3,5 \cdot 10^{-5}$
(l)	-18,67	0,002	$6,7 \cdot 10^{-6}$	$-1,1 \cdot 10^{-5}$	$-1,3 \cdot 10^{-6}$	$4,7 \cdot 10^{-2}$

Les résultats de rayonnement journalier sont calculés à partir de trois images par jour. Ces images correspondent aux données visibles acquises par Météosat aux heures suivantes : 9h30, 12h30 et 15h30. Ces images brutes de luminance subissent initialement les transformations géométriques et les modélisations optiques nécessaires pour être superposables et comparables. Après l'obtention d'images de réflectance modélisées, la démarche se poursuit par la détermination de l'image d'albédo du sol. Les trois tranches horaires utilisées donneront trois images d'ennuagement horaire en moyenne mensuelle. L'application d'un modèle linéaire simple permet de transformer ces valeurs en trois images de rayonnement horaire mensuel moyen de la façon suivante :

L'indice d'enneuagement (n), qui sera déterminé dans un chapitre ultérieur, est un estimateur de la transmittance atmosphérique globale (K). Cette transmittance globale est le rapport du rayonnement reçu (G) sur le rayonnement hors atmosphère (G_0).

$$K = G/G_0,$$

$$n = aK + b.$$

Diabaté (1989) a déterminé statistiquement les coefficients (a) et (b) en utilisant des images Météosat d'Europe de 1983 à 1985. Diabaté obtient pour (a) -0,13 quelle que soit la tranche horaire et pour (b) 90 à 100 suivant l'heure. Ces mêmes valeurs sont utilisées pour nos images de l'ouest de l'Afrique.

L'image de rayonnement horaire (G_h) correspond donc à la formulation suivante en chaque pixel d'enneuagement (n).

$$G_h = K.G_0 = ((1/a)n - (b/a)).G_0.$$

A l'issue de cette étape, le rayonnement global journalier est évalué en moyenne mensuelle selon une méthode développée par Diabaté (1988). Je rappellerai simplement que le rayonnement global présente dans son évolution journalière une allure pseudo-sinusoidale, dont l'amplitude (A) varie au cours du temps. L'expression de ce rayonnement est de la forme suivante :

$$G(t) = A(t) \sin[w.(t - T_{lm})].$$

t est l'heure en temps solaire vrai,

T_{lm} est l'heure de lever du soleil,

$A(t)$ est l'amplitude,

w est la pulsation.

L'amplitude $A(t)$ est une fonction quadratique du temps (t) : [$A(t) = A_1t^2 + A_2t + A_3$], dont les trois paramètres (A_x) peuvent être obtenus par ajustement au sens des moindres carrés. Ainsi, les valeurs de A_1 , A_2 et A_3 sont estimées chaque mois et en chaque pixel à l'aide des trois valeurs de rayonnement horaire G_{h1} , G_{h2} et G_{h3} déterminées en moyenne mensuelle.

Le rayonnement global journalier (G_{jm}) s'obtient en intégrant $G(t)$ entre les heures de lever (T_{lsm}) et de coucher (T_{csm}) du soleil.

$$G(t) = (A_1 t^2 + A_2 t + A_3) \sin[(\pi/T_{djm})(t - T_{lsm})].$$

T_{djm} est la durée moyenne du jour pour le mois considéré.

$$G_{jm} = \int_{T_{lsm}}^{T_{csm}} G(t) dt,$$

$$G_{jm} = \int_{T_{lsm}}^{T_{csm}} (A_1 t^2 + A_2 t + A_3) \sin[(\pi/T_{djm})(t - T_{lsm})] dt,$$

finalement, Diabaté obtient :

$$G_{jm} = (A_1/\pi) [T_{djm}(T_{csm}^2 - T_{lsm}^2) - 4T_{djm}^2] +$$

$$(A_2/\pi) [T_{djm}(T_{csm} - T_{lsm})] +$$

$$2(A_3/\pi) [T_{djm}].$$

Ce sont ces derniers résultats de rayonnement journalier en moyenne mensuelle qui sont présentés sur les pages suivantes.

Résultats de la cartographie du rayonnement journalier en région sahélienne :

Seuls les mois de juin et de décembre sont présentés pour les trois années sur les figures suivantes :

Figures 2.2. et 2.3 : rayonnement journalier en moyenne mensuelle en juin et décembre 1984.

Figures 2.4. et 2.5 : rayonnement journalier en moyenne mensuelle en juin et décembre 1985.

Figures 2.6. et 2.7 : rayonnement journalier en moyenne mensuelle en juin et décembre 1986.

Résultats pour l'année 1984

Les images de 1984 sont centrées sur le golfe de Guinée. Au coin nord-ouest de l'image est présent le lac Tchad (cf. fig. 2.2. et 2.3.).

En juin 1984 (cf. fig. 2.2.)

La faiblesse du rayonnement journalier en région équatoriale entre 5°N et 0°N de latitude, indique la position de la convergence intertropicale signalée par un ennuagement permanent et très important caractérisant la saison des pluies. Les parties les plus sombres de l'image correspondent à des rayonnements journaliers compris entre 3 et 4 kWh/m². Ces zones de très fort ennuagement ont une localisation proche du contour de côte. Ceci traduit l'influence de l'océan sur l'origine des masses d'air humides susceptibles de se condenser en nuages précipitants. Nous pouvons constater sur cette image un décalage latitudinal de la convergence intertropicale, cette dernière se situant un peu plus au nord vers l'ouest de l'image et un peu plus au sud à l'est.

La région sud-sahélienne entre 10°N et 15°N de latitude présente, au contraire de la région tropicale, un rayonnement journalier moyen élevé, de 6 à 7 kWh/m². Ce fort ensoleillement, qui est permis par un ennuagement extrêmement faible, caractérise les saisons sèches.

Sur le tableau 2.1. sont présentées les moyennes obtenues sur des surfaces au sol de 5 degrés x 5 degrés, du rayonnement journalier global pour le mois de juin 1984.

Tableau 2.1. : rayonnement journalier global en moyenne mensuelle du mois de juin 1984. Valeurs moyennes obtenues sur des surfaces au sol de 5 degrés x 5 degrés en kWh/m².

	0E	5E	10E	15E
15N	6,0	5,9	5,9	6,1
10N	5,9	5,9	5,9	6,0
05N	4,8	4,9	5,0	5,5
00N	5,2	4,8	4,5	5,2

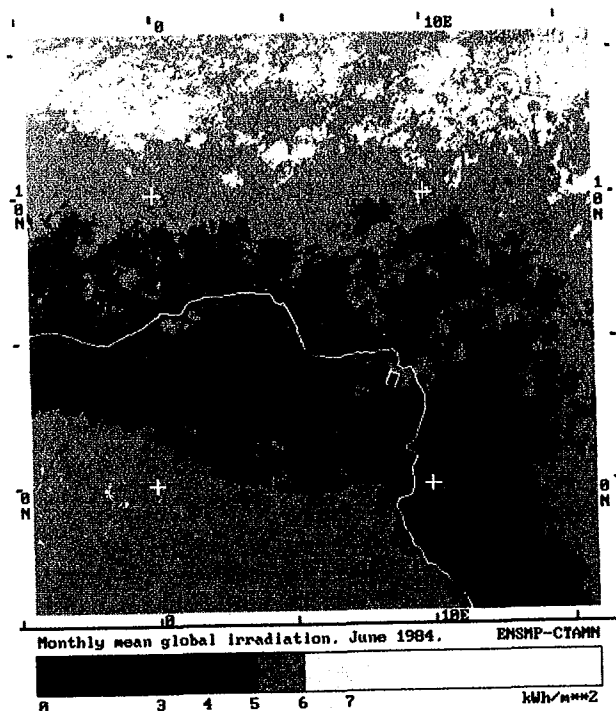


Fig. 2.2. : carte de rayonnement journalier moyen du mois de juin 1984, en région nord équatoriale de l'ouest de l'Afrique.

En décembre 1984 (cf. Fig. 2.3.)

Nous pouvons facilement constater sur cette image une très nette désagrégation de la convergence intertropicale au nord de l'équateur. Cette convergence s'est en réalité déplacée vers le sud, sa présence est signalée par un rayonnement faible de 3 à 4 kWh/m² sous la latitude de 5° sud. A la proximité de l'équateur, on constate encore l'influence de l'océan sur la présence des nuages car le rayonnement faible conserve encore un peu la forme de la côte. Le golfe de Guinée est aussi marqué par des taches sporadiques de rayonnement très faible de 3 à 4 kWh/m².

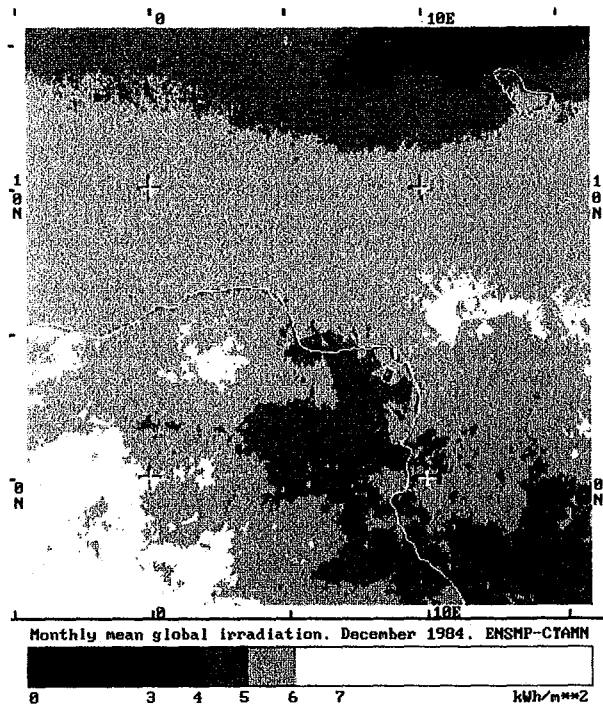


Fig. 2.3. : carte de rayonnement journalier moyen du mois de décembre 1984, en région nord équatoriale de l'ouest de l'Afrique.

Au delà de 15°N apparaît une diminution nette du rayonnement, provoquée par l'inclinaison saisonnière de l'axe de rotation de la terre, qui induit des angles d'incidence des rayons solaires plus faibles pour les latitudes nord élevées. Cet aspect, qui caractérise la saison hivernale des régions tempérées de l'hémisphère nord, est déjà visible à 15° nord.

La zone sud-sahélienne n'est pas sous l'influence de cette faiblesse de rayonnement hivernal, le rayonnement y est encore compris entre 5 et 6 kWh/m². Cette région sahélienne entre 10°N et 15°N est ainsi soumise à des conditions d'assèchement important aussi bien en hiver qu'en été. Ceci se traduira par une désertification importante de ces régions d'Afrique si le phénomène demeure dans le temps.

Sur le tableau 2.2. sont présentées les moyennes obtenues sur des surfaces au sol de 5 degrés x 5 degrés, du rayonnement journalier global pour le mois de décembre 1984. Sur le tableau 2.3. figurent les résultats de la différence entre les valeurs de rayonnement des mois de décembre et de juin 1984.

Tableau 2.2. : rayonnement journalier global en moyenne mensuelle du mois de décembre 1984. Valeurs moyennes obtenues sur des surfaces au sol de 5 degrés x 5 degrés. L'unité est en kWh/m².

	0E	5E	10E	15E
15N	4,6	4,0	3,3	3,5
10N	5,1	4,6	4,7	4,8
05N	5,7	5,6	5,9	5,7
00N	5,8	4,9	5,1	5,2

Tableau 2.3. : Différence, entre juin et décembre 1984, du rayonnement journalier global moyenné sur 5 degrés x 5 degrés. L'unité est en kWh/m².

	0E	5E	10E	15E
15N	+1,4	+1,9	+2,6	+2,6
10N	+0,8	+1,2	+1,2	+1,2
05N	-0,9	-0,8	-0,9	-0,2
00N	-0,7	-0,1	-0,7	+0,0

Résultats de l'année 1985

Les images de 1985 sont centrées sur la région sahélienne du Mali vers l'ouest et du Niger vers l'est. Au nord-ouest de l'image sont présents les grands déserts de la région d'Eldjoug à cheval sur la Mauritanie et le Mali. Au nord-est s'inscrit le grand désert du Ténére au Niger, et au sud-est de l'image s'étend la région du lac Tchad (cf. Fig. 2.4. et 2.5.).

En juin 1985 (cf. fig. 2.4.)

Les grands déserts du nord de l'image reçoivent les rayons du soleil de façon quasi-perpendiculaire, aussi le rayonnement journalier y dépasse 7 kWh/m^2 . Les quelques traces sombres, dans ces régions, découlent d'un artéfact signalé dans l'étude précédente sur l'évaluation de l'albédo des sols. Effectivement, si un albédo très faible d'ombre de nuage est considéré par erreur comme un albédo de sol, cette zone apparaîtra sur les images étudiées d'autant plus nuageuse que son albédo réel est élevé comme celui des déserts.

Au sud de l'image à 10° de latitude nord, nous constatons la présence de la convergence intertropicale qui apparaît un peu plus au nord qu'en juin 1984. La région sahélienne reste quant à elle toujours très ensoleillée avec un rayonnement de 5 à 6 kWh/m^2 en moyenne journalière.

Sur le désert de Zinder à l'extrême Sud du Ténére, il apparaît une zone de très faible ensoleillement. Ceci s'explique par la présence, durant plusieurs jours, de brumes sèches et de vents de sable. Ces phénomènes météorologiques provoquent une diminution d'albédo sur les images visibles de Météosat. Cet albédo faible va se retrouver sur l'image de référence d'albédo des sols, faussant ainsi la réalité. De ce fait, tous les jours sans nuage, pour lesquels les brumes sèches seront absentes, présenteront des albédos plus élevés, ceux des sols. L'algorithme que nous utilisons va traduire cette absence de brumes sèches par un ennuagement non nul. Il apparaîtra sur l'image de rayonnement journalier un affaiblissement des valeurs en contradiction avec la réalité.

Sur l'ensemble du mois, les valeurs minimales et maximales de rayonnement global journalier ont été relevées, moyennées sur des surfaces de 5 degrés x 5 degrés et présentées dans le tableau 2.4.

Tableau 2.4. : minimum et maximum du rayonnement global journalier pour le mois de juin 1985 pour des surfaces de 5 degrés x 5 degrés. L'unité est en kWh/m^2 .

	10 - 5W	5W - 0	0 - 5E	5 - 10E	10 - 15E
30N	5,4 8,2	4,2 8,3	3,7 8,3	5,0 8,2	4,2 7,9
25N	5,0 8,1	3,9 8,3	3,7 8,3	3,0 8,2	3,3 8,1
20N	5,0 7,8	3,8 7,9	3,9 8,1	2,7 8,0	3,9 7,8
15N	5,1 7,5	4,5 7,5	3,1 7,2	2,3 7,3	6,2 7,0
10N	4,6 6,9	2,9 6,9	3,4 6,5	3,2 6,7	
05N	4,6 6,2	3,9 6,4			

En juin 1985

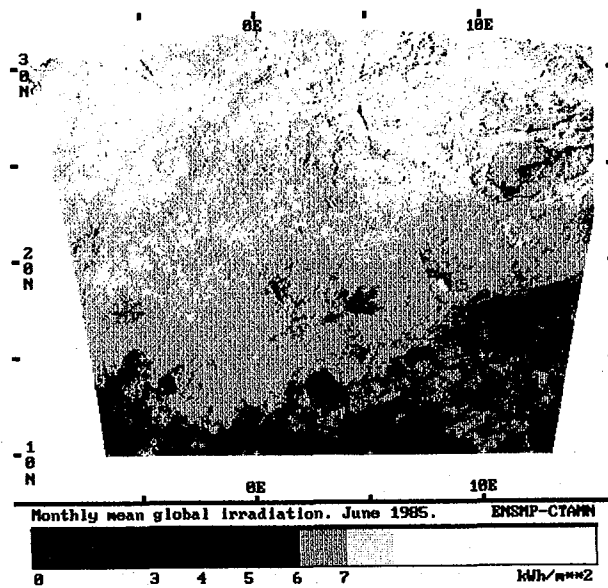


Fig. 2.4. : carte de rayonnement journalier moyen du mois de juin 1985. La zone étudiée est centrée sur les grands déserts d'Eldjuf au nord du Mali.

En décembre 1985

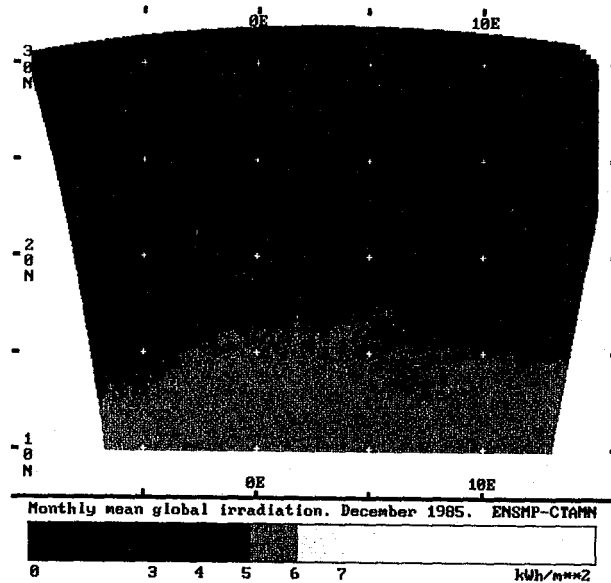


Fig. 2.5. : carte de rayonnement journalier moyen du mois de décembre 1985. La zone étudiée est centrée sur les grands déserts d'Eldjoug au nord du Mali.

La zonation du rayonnement journalier est évidente, et elle traduit bien l'influence de l'inclinaison de l'axe de rotation de la terre et du faible angle d'incidence des rayons du soleil. A 30°N de latitude, le rayonnement est déjà descendu sous les 4 kWh/m². La région sahélienne conserve, comme à son habitude, un rayonnement compris entre 5 et 6 kWh/m².

L'ouest de cette image présente un plus faible ensoleillement. Ceci est dû aux passages nuageux importants dans cette zone au cours du mois de décembre. Mais les quelques taches noires sont toujours issues des ombres des nuages qui persistent dans l'image d'albédo des sols, et qui simulent, par erreur, des nuages sur des images réellement dégagées.

Comme précédemment, les minima et les maxima de rayonnement journalier ont été relevés et sont présentés dans le tableau 2.5. pour le mois de décembre 1985.

Tableau 2.5. : minimum et maximum du rayonnement global journalier pour le mois de décembre 1985 pour des surfaces de 5 degrés x 5 degrés. L'unité est en kWh/m².

	10 - 5W	5W - 0	0 - 5E	5 - 10E	10 - 15E
30N	1,5 3,5	0,7 3,5	0,8 3,2	0,8 3,0	2,0 2,5
25N	1,2 3,9	1,1 4,2	1,2 4,0	1,3 4,0	1,3 3,4
20N	1,8 4,4	1,7 4,7	1,8 4,7	1,8 4,7	2,7 4,6
15N	1,6 4,8	1,6 5,3	2,9 5,2	3,4 5,1	4,3 4,6
10N	2,7 5,6	2,6 5,8	4,7 5,7	4,6 5,7	
05N	5,1 5,9	5,2 6,0			

Résultats de l'année 1986

Les images de 1986 sont centrées sur le nord du Mali et le grand désert d'Eldjof. Au nord-ouest de l'image se situent l'océan Atlantique et le Cap Blanc (cf. fig. 2.6. et 2.7.).

En juin 1986 (cf. fig. 2.6.)

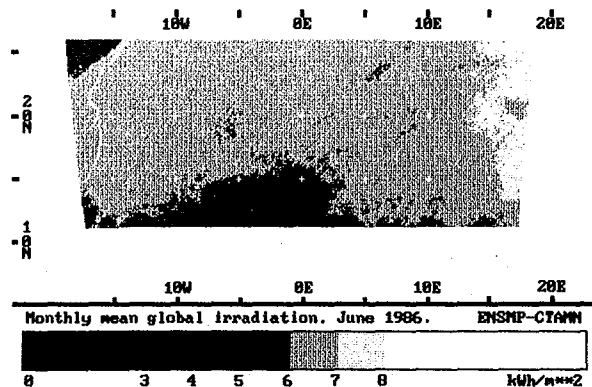


Fig. 2.6. : carte de rayonnement journalier moyen du mois de juin 1986. La zone étudiée est centrée sur les régions sahariennes du Mali et du Niger.

Au sud de l'image, le rayonnement est en moyenne de 5 à 6 kWh/m². Il n'y a pratiquement pas d'influence de la convergence intertropicale qui est restée au dessous de 10° de latitude nord. La quasi-totalité de l'image présente un rayonnement journalier moyen de 6 à 7 kWh/m². Vers le désert du Ténéré, à l'est sur l'image, le rayonnement dépasse parfois les 7 kWh/m² en moyenne journalière. Les minima et les maxima du rayonnement journalier établis sur des surfaces de 5 degrés x 5 degrés sont présentés dans le tableau 2.7.

Tableau 2.7. : minimum et maximum du rayonnement global journalier pour le mois de juin 1986 pour des surfaces de 5 degrés x 5 degrés. L'unité est en kWh/m².

	20 - 15W	15 - 10W	10 - 5W	5 - 0W
30N	4,5 6,2	5,2 6,8	6,4 6,8	6,2 6,8
25N	4,8 6,8	5,5 6,8	5,8 6,8	5,7 6,9
20N	6,0 6,7	5,5 6,7	5,7 6,7	5,3 6,8
15N	5,3 6,6	4,0 6,6	4,6 6,6	4,7 6,6
	0 - 5E	5 - 10E	10 - 15E	
30N	5,7 6,9	6,2 7,3	6,9 7,8	
25N	5,4 7,0	6,0 7,3	5,8 7,9	
20N	5,5 6,9	6,1 7,2	6,5 7,8	
15N	5,1 6,7	4,9 7,1	5,5 7,5	

En décembre 1986 (cf. fig. 2.7.)

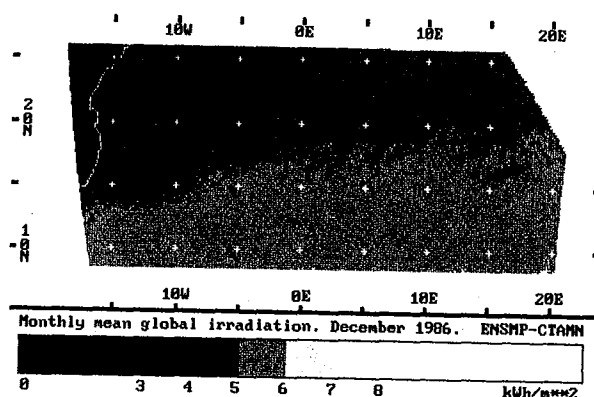


Fig. 2.7. : carte de rayonnement journalier moyen du mois de décembre 1986. La zone étudiée est centrée sur les régions sahéliennes du Mali et du Niger.

La zonation du rayonnement est toujours respectée. En région sahélienne, la moyenne se situe entre 5 et 6 kWh/m² et un peu plus au nord, le rayonnement chute entre 4 et 5 kWh/m². Comme en décembre 1985, on peut constater sur le nord-ouest de l'image une diminution du rayonnement solaire qui est en moyenne de 3 à 4 kWh/m². Ceci est lié à la présence et au passage de nuages, et cet aspect nuageux ressort très bien sur des images d'ennuagement. L'orientation et la trajectoire de ces passages nuageux sont liées à la présence de l'Atlantique et des grands systèmes dépressionnaires qui s'y développent durant les saisons hivernales.

Les minima et maxima du rayonnement journalier établis sur des surfaces de 5 degrés x 5 degrés sont présentés dans le tableau 2.8.

Tableau 2.8. : minimum et maximum du rayonnement global journalier pour le mois de décembre 1986 pour des surfaces de 5 degrés par 5 degrés. L'unité est en kWh/m².

	20 -15W	15 - 10W	10 - 5W	5 - 0W
30N	2,9 3,8	2,2 3,7	2,5 3,9	3,2 4,2
25N	1,9 4,1	2,3 4,4	3,0 4,5	3,1 4,8
20N	2,8 4,7	3,1 4,9	2,8 5,2	3,7 5,3
15N	3,9 5,5	4,2 5,6	4,4 5,7	4,9 5,7
20N	4,6 5,6	4,4 5,7	5,0 5,8	4,8 5,9
	0 - 5E	5 - 10E	10 - 15E	
30N	3,1 4,3	3,3 4,3		
25N	3,3 4,8	3,3 4,9	3,2 4,9	
20N	3,8 5,4	3,3 5,4	3,3 6,1	
15N	4,8 5,8	5,0 6,0	3,9 8,2	
20N	5,4 6,0	5,5 6,3	5,7 9,3	

Les images des mois de juin et de décembre des années 1985 et 1986 se recouvrant sur une grande surface, il a donc été possible d'établir les différences de rayonnement journalier moyen entre ces deux années pour un même mois. Les résultats obtenus sont présentés dans les tableaux 2.9 et 2.10.

Tableau 2.9. : différence de rayonnement journalier moyen mensuel entre les mois de juin 1985 et de juin 1986. Valeur moyenne sur des surfaces de 5 degrés x 5 degrés. L'unité est en kWh/m².

	5W	0	5E	10E	15E
25N	+0,8	+0,7	+0,9	+0,2	-0,9
20N	+0,4	+0,4	+0,5	-0,2	-0,7
15N	+0,4	+0,4	-0,3	-1,3	-0,6
10N	+0,2	+0,2	-0,6	-0,8	----

Tableau 2.10 : différence de rayonnement journalier moyen mensuel entre les mois de décembre 1985 et de décembre 1986. Valeur moyenne sur des surfaces de 5 degrés x 5 degrés. L'unité est en kWh/m².

	5W	0	5E	10E	15E
25N	-0,2	-0,8	-1,1	-1,2	----
20N	-0,3	-0,3	-0,3	-0,6	-1,1
15N	-0,6	-0,3	-0,2	-0,4	-0,6
10N	-0,6	+0,0	-0,2	-0,3	----
05N	+0,0	+0,0	----	----	----

2.3. COMPARAISONS ENTRE LES MESURES DE RAYONNEMENT AU SOL ET LES ESTIMATIONS ISSUES DE LA METHODE HELIOSAT

Les stations météorologiques sont rares en région sahélienne et celles recouvertes par nos images satellitaires le sont encore plus. Ainsi, les seules stations pour lesquelles nous possédons des mesures fiables se trouvent au Niger et, au Ghana en 1984, au Burkina Faso en 1985 et au Sénégal en 1986. Les listes en sont données sur les tableaux 2.11. et 2.12.

La collecte et la validation des données au sol ont été faites dans le cadre du projet SUNSAT par l'intermédiaire de la société SODETEG-TAI. Pour 1984 et 1985, nous n'avons eu que très peu de mesures fiables : ainsi, les résultats de comparaisons que nous avons obtenus pour ces deux années ne sont pas très représentatifs de la fiabilité de la méthode Heliosat. Ces résultats ne seront pas discutés, mais seulement présentés dans les tableaux 2.13., 2.14. et 2.15.

Je ne présente pas dans cet ouvrage les résultats des comparaisons faites entre notre modèle et celui du Professeur Raschke ; ces résultats sont regroupés dans un rapport intitulé SUNSAT Project (CTAMN/89/R/06) et dans la publication à paraître sur les résultats du projet SUNSAT. Je signalerai toutefois que ces deux méthodes présentent des résultats très similaires.

Tableau 2.11. : liste des villes où des mesures de rayonnement journalier ont été effectuées et validées, pour les zones recouvertes par les données satellitaires de 1984.

Coordonnées	Ville et (Pays)
14,28N ; 1,27E	Tillabery (Niger)
13,46N ; 8,58E	Zinder (Niger)
9,30N ; 0,01W	Yendi (Ghana)
6,04N ; 0,12E	Akuse (Ghana)
7,23N ; 3,56E	Ibadan (Nigeria)

Tableau 2.12. : liste des villes où des mesures de rayonnement journalier ont été effectuées et validées, pour les zones recouvertes par les données satellitaires de 1985 et 1986.

Coordonnées	Ville et (Pays)
13,76N ; 13,68W	Tambacounda (Sénégal)
12,55N ; 16,26W	Ziguinchor (Sénégal)
15,38N ; 15,11W	Linguere (Sénégal)
15,65N ; 13,25W	Matam Louga (Sénégal)
14,70N ; 16,46W	Bambey (Sénégal)
14,73N ; 17,50W	Dakar (Sénégal)
16,65N ; 14,96W	Podor (Sénégal)
15,61N ; 16,25W	Gandioul (Sénégal)
12,35N ; 1,51W	Ouagadougou (Burkina Faso)
11,16N ; 4,30W	Bobo Dioulasso (Burkina Faso)

Tableau 2.13. : comparaison entre les mesures de rayonnement journalier effectuées au sol en juin 1984 et les estimations par la méthode Heliosat. L'unité est en kWh/m².

Pays	Ville	Mesure au sol	Heliosat	Diff.
Niger	Tillabery	5,6	6,1	0,5
Niger	Zinder	5,9	5,7	-0,2
Ghana	Yendi	4,8	5,2	0,4
Ghana	Akuse	4,9	4,4	-0,5
Nigeria	Ibadan	5,4	4,6	-0,8

Moyenne des mesures au sol : 5.32 kWh/m².

Moyenne obtenue par la méthode Heliosat : 5.20 kWh/m².

Coefficient de corrélation sol-Heliosat : 0.79.

Moyenne des différences (Heliosat - sol) : -0.12 kWh/m² (2%).

Ecart-type des différences : 0,5 kWh/m².

Ecart quadratique moyen (eqm) (Heliosat - sol) : 0.50 kWh/m² (9%).

Tableau 2.14. : comparaison entre les mesures de rayonnement journalier effectuées au sol en décembre 1984 et les estimations par la méthode Heliosat. L'unité est en kWh/m².

Pays	Ville	Mesure au sol	Heliosat	Diff.
Niger	Zinder	4,3	3,9	-0,4
Ghana	Yendi	3,7	5,8	2,1
Nigeria	Ibadan	3,5	5,4	1,9

Moyenne des différences (Heliosat - sol) : -1.2 kWh/m² (2%).

Tableau 2.15. : comparaison entre les mesures de rayonnement journalier en moyenne mensuelle effectuées au sol en juin et décembre 1985 et les estimations par la méthode Heliosat. L'unité est en kWh/m².

Station	juin 1985		
	Heliosat,	sol	Diff.
Ouaga.	6,3	4,8	1,6
Bobo	5,8	4,7	1,0

Station	décembre 1985		
	Heliosat,	sol	Diff.
Ouaga.	5,5	4,2	1,3
Bobo	5,4	4,2	1,3

Rayonnement moyen pour les stations au sol : 4,463 Wh/m².

Moyenne des différences (Heliosat - sol) : 1,291 Wh/m² (29% de la moyenne).

Résultats des comparaisons entre les estimations par la méthode Heliosat et les mesures de rayonnement global au sol pour les images de 1986.

Seules les stations du Sénégal nous ont fourni des mesures de rayonnement global journalier valides et en assez grande quantité pour faire des comparaisons valables avec les estimations issues de la méthode Heliosat. Ces résultats sont présentés dans le tableau 2.16.

Nous pouvons constater, comme en 1985 mais de façon plus réduite, une surestimation permanente du rayonnement journalier par notre méthode. Le biais que nous obtenons entre les valeurs mesurées et celles estimées correspond en moyenne à 10% du rayonnement journalier estimé en juin et en décembre 1986. La corrélation entre les mesures au sol et les estimations satellitaires dépasse 0,90. La méthode Heliosat fournit donc des résultats cohérents malgré une surestimation quasiment systématique du rayonnement journalier.

Tableau 2.16. : Comparaison entre les mesures de rayonnement journalier en moyenne mensuelle effectuées au sol en juin et décembre 1986 et les estimations par la méthode Heliosat. L'unité est en kWh/m².

Station	juin 1986		
	Heliosat.	sol	Diff.
Dakar	6,25	6,05	0,20
Bambey	6,35	5,68	0,68
Matam	6,40	6,00	0,41
Ziguin.	5,98	5,36	0,62
Lingue.	6,30	6,10	0,20
Podor	6,40	5,79	0,62
Gandiol	6,38	6,01	0,40

Station	décembre 1986		
	Heliosat,	sol	Diff.
Dakar	4,25	3,60	0,56
Bambey	4,65	4,34	0,31
Matam	4,25	3,69	0,56
Ziguin.	5,08	4,33	0,75
Lingue.	4,88	4,26	0,62
Podor	4,20	4,04	0,16
Gandiol	---	---	---

juin 1986

Moyenne des mesures au sol : 5,85.

Coefficient de corrélation : 0,93.

Moyenne des différences (Heliosat - sol) : 0,44 (8%).

Ecart quadratique moyen (eqm) : 0,48 (8%).

Ecart-type des différences : 0,19 (3%).

décembre 1986

Moyenne des mesures au sol : 4,06.

Coefficient de corrélation : 0,90.

Moyenne des différences (Heliosat - sol) : 0,49 (12%).

Ecart quadratique moyen (eqm) : 0,47 (12%).

Ecart-type des différences : 0,16 (4%).

En conclusion :

La simple observation et la compréhension des images d'ennuagement et de rayonnement permettent d'analyser et d'expliquer certains grands phénomènes météorologiques et climatiques. Avec ces quelques images, nous avons déjà une idée sur les potentialités offertes par la télédétection satellitaire et notamment sur :

la situation et l'importance de la convergence intertropicale, ainsi que l'importance des nuages convectifs permanents en zone équatoriale,

la situation et l'étendue des climats désertiques et notamment en région sahélienne entre 10°N et 15°N où le rayonnement solaire moyen journalier est pratiquement constant sur toute l'année avec une moyenne de 5 kWh/m²,

le passage des grands systèmes nuageux qui ont pris naissance sur l'Atlantique et qui se meuvent au sein des mécanismes dépressionnaires.

En ce qui concerne l'évaluation même du rayonnement journalier en moyenne mensuelle par la méthode Heliosat, nous avons pu constater une forte corrélation avec les mesures au sol de 1986. Cette corrélation qui dépasse 0,90 s'accompagne d'un biais moyen d'environ 10%. La méthode Heliosat qui surestime faiblement le rayonnement mesuré au sol, nécessite encore des améliorations, mais les résultats qu'elle fournit sont encourageants pour l'avenir de cette méthode et de ces applications opérationnelles. Dans les chapitres suivants, je mets l'accent sur les étapes initiales du traitement d'images réalisé par la méthode Heliosat. Ce sont ces résultats intermédiaires, obtenus par des images de réflectance, d'albédo des sols et d'ennuagement, que j'ai cherché à améliorer.

CHAPITRE 3

MODELISATION DE LA TRAVERSEE DE L'ATMOSPHERE PAR LE RAYONNEMENT SOLAIRE

3. MODELISATION DE LA TRAVERSEE DE L'ATMOSPHERE PAR LE RAYONNEMENT SOLAIRE

L'utilisation des images visibles des satellites géostationnaires du type de Météosat, permet d'observer pratiquement toute la surface du globe terrestre de façon quasi-instantanée. Cette ubiquité d'observation conduit à mesurer les luminances réfléchies par le complexe sol-atmosphère à des heures très différentes pour l'ensemble des points d'une image et ce, quasiment en un même instant.

Pour chaque point d'une image, la hauteur angulaire du soleil et l'heure de la journée sont différentes tout comme l'est la hauteur angulaire du satellite. Ainsi, la luminance reçue en chaque point lui sera propre de même que la luminance mesurée par les capteurs du satellite. Donc, pour connaître la réflectance d'un pixel à partir de la luminance mesurée par le satellite, il faudra estimer les influences que subissent les rayonnements incidents, du soleil vers le sol, et réfléchis, du sol vers le satellite. C'est le but fixé par différents auteurs qui ont conçu différentes modélisations que je présente succinctement ci-après.

3.1. PRESENTATION DE QUELQUES MODELES ET METHODES

Les ondes électromagnétiques du rayonnement visible solaire sont perturbées lors de la traversée de l'atmosphère terrestre. La composition de l'atmosphère peut être considérée comme extrêmement variable dans le temps et dans l'espace, et, une modélisation rigoureuse de la radiance reçue au sol nécessiterait de connaître *a priori* l'ensemble des paramètres composant et régissant l'atmosphère. Cela apparaît très complexe à concevoir ainsi les modèles et les méthodes proposés sont simplificateurs.

Modèle de luminance par ciel clair selon Tarpley (1979)

Tarpley (1979) utilise les données visibles du satellite américain GOES des grandes plaines des Etats-Unis de juin à août 1977. La zone observée est divisée en blocs de 50 km x 50 km, soit 6 x 7 pixels d'image. Tarpley propose un modèle de luminance (L) mesurée par ciel clair :

$$L = A + B.\cos(\xi) + C.\sin(\xi)\cos(\delta) + D.\sin(\xi)\cos^2(\delta).$$

ξ est l'angle zénithal du soleil pour le centre du bloc, δ est la différence d'azimut entre le soleil et le satellite.

Les coefficients A, B, C, D sont déterminés pour chaque bloc d'albédo différent, à partir de régressions statistiques entre des jeux d'observations par ciel clair et des données au sol.

Cette modélisation, qui tient compte à la fois de la hauteur du soleil et indirectement de celle du satellite pour chaque bloc d'observation, est assez fastidieuse à mettre en oeuvre si l'on étudie des régions dont l'albédo est hétérogène spatialement. Le modèle de Tarpley simplifie néanmoins l'estimation de la luminance d'une zone par ciel clair en évitant d'aborder explicitement les notions de transfert de rayonnement dans l'atmosphère.

Modélisation du transfert radiatif d'une atmosphère nuageuse selon Dedieu (1984)

Dedieu (1984) considère une atmosphère nuageuse et le trajet bidirectionnel du rayonnement solaire incident au sol puis réfléchi vers le satellite. Il propose pour estimer la luminance reçue par le satellite, L_{sat} , la relation suivante :

$$L_{sat} = I_0(r) \cdot \cos(\xi) \cdot Ta(\xi) \cdot Ta(\psi) \cdot \rho_{obs}$$

ξ est l'angle d'incidence solaire par rapport à la verticale du lieu observé, c'est-à-dire l'angle zénithal solaire.

ψ est l'angle d'observation du satellite pour le point considéré par rapport à la verticale du lieu.

Ta est la transmission atmosphérique par ciel clair suivant l'angle considéré. Cette transmission est calculée au moyen de la paramétrisation de Lacis et Hansen (1974).

$I_0(r)$ est la constante solaire corrigée des effets d'absorption et de diffusion provoqués par les gaz atmosphériques.

ρ_{obs} est l'albédo planétaire, c'est-à-dire du système sol-atmosphère. Au sommet de l'atmosphère l'albédo est de la forme :

$$\rho_{obs} = L_{sat} / (I_0(r) \cdot \cos(\xi))$$

Cet albédo est considéré par Dedieu comme la réflectance mesurée par le radiomètre du satellite, et l'albédo planétaire prend donc la forme suivante :

$$\rho_{obs} = L_{sat} / (I_0(r) \cdot \cos(\xi) \cdot Ta(\xi) \cdot Ta(\psi)),$$

$$\rho_{obs} = \rho_{obs}' / (Ta(\xi) \cdot Ta(\psi)),$$

Méthode utilisée par Cano (1982) pour estimer la réflectance des sols

Cano utilise le modèle de transmission atmosphérique par ciel clair de Perrin de Brichambaut et Vauge (1982). Il utilise les mesures du capteur de la bande visible de Météosat dont la réponse dépend principalement de l'albédo des corps observés. Dans le cas d'un ciel clair, l'intensité lumineuse réfléchie par un corps à la surface de la terre est de la forme :

$$L = \rho_g \cdot G$$

ρ_g est l'albédo du corps observé ;

G est le rayonnement solaire global au sol, il est de la forme :

$$G = Kc \cdot G_0$$

G_0 est l'éclairement énergétique d'une surface soumise au rayonnement solaire hors atmosphère soit :

$$G_0 = I_0 \cdot f_j \cdot \sin(\nu)$$

où I_0 est la constante solaire qui vaut environ 1367 W/m^2 , f_j est le facteur de correction de la distance terre-soleil, fonction du jour de l'année, ψ est la hauteur angulaire du soleil pour le point de mesure à l'heure considérée.

K_c est le facteur de transmission atmosphérique global par ciel clair. Il dépend de la hauteur (ψ) du soleil. Perrin de Brichambaut et Vauge (1982) ont déterminé statistiquement cette transmission atmosphérique par ciel clair et obtiennent : $K_c = 0,8 \cdot (\sin(\psi))^{0,14}$.

Bourges (1979) avait obtenu $K_c = 0,7 \cdot (\sin(\psi))^{0,16}$. Cano (1982) utilisa une valeur intermédiaire, soit :

$$K_c = 0,8 \cdot (\sin(\psi))^{0,15}$$

Cano a obtenu de la sorte un modèle de traversée du rayonnement solaire dans l'atmosphère par ciel clair. Il détermine l'intensité lumineuse du rayonnement réfléchi par le sol (L) :

$$L = \rho_g \cdot I_0 \cdot f_j \cdot \sin(\psi) \cdot 0,8 \cdot (\sin(\psi))^{0,15}$$

Selon Cano, l'intensité mesurée par le radiomètre est proportionnelle à l'intensité réfléchie. Mais ce modèle ne tient pas compte explicitement de la traversée de l'atmosphère du rayonnement réfléchi vers le capteur satellitaire. Cano détermine l'albédo des sols par la formule suivante :

$$\rho_g = L / (I_0 \cdot f_j \cdot \sin(\psi) \cdot 0,8 \cdot (\sin(\psi))^{0,15})$$

et par analogie entre la valeur fournie par le capteur (CN) et l'intensité du rayonnement réfléchi par le sol, il obtient l'albédo apparent des sols en compte numérique.

$$\rho_g = CN / (\sin(\psi) \cdot (\sin(\psi))^{0,15})$$

Modifications de la méthode utilisée par Cano, proposées par Moussu *et al.* (1989) pour prendre en compte l'atténuation sur le trajet sol-satellite, d'un rayonnement réfléchi global

Moussu *et al.* (1989) fondent leur analyse sur l'estimation de l'albédo des sols par ciel clair. Cet albédo est le rapport de l'énergie réfléchie (considérant la réflexion lambertienne) sur l'énergie incidente. Par ciel clair, le rayonnement réfléchi par l'atmosphère est considéré comme constant. Ainsi ils obtiennent la formulation suivante :

$$\rho_g = (\pi \cdot L_{\text{sat}}(\varphi) / (K_c(\varphi) \cdot f_g(\varphi))) / (K_c(\psi) \cdot I_0 \cdot \sin(\psi) \cdot f_j)$$

$L_{\text{sat}}(\varphi)$ est la luminance mesurée par le capteur du satellite.

φ est l'élévation (hauteur angulaire) du satellite pour le point considéré.

ψ est l'élévation du soleil pour le point considéré.

K_c est le facteur de transmission globale de l'atmosphère par ciel clair. Il est dépendant de l'angle de traversée de l'atmosphère par le rayonnement incident ou réfléchi. Les deux facteurs de transmission globaux ont été considérés comme identiques, ainsi :

$$Kc(\varphi) = a'(\sin(\varphi))^{0,15},$$

$$Kc(\psi) = b'(\sin(\psi))^{0,15}.$$

I_0 est la constante solaire.

f_j est le facteur de correction de la distance terre-soleil qui dépend du jour de l'année.

f_g est le facteur de dépendance du rayonnement réfléchi par rapport à l'angle de réflexion. Ce facteur permet de corriger partiellement l'effet de l'aspect non lambertien des surfaces observées. Moussu *et al.* ont déterminé statistiquement la valeur de f_g , qui répond à une loi sinusoïdale fonction de l'angle (φ), et prend la forme suivante :

$$f_g(\varphi) = c' \cdot \sin(\varphi).$$

a' , b' , c' sont des constantes.

La réponse du capteur du satellite est linéaire en fonction du rayonnement qui l'atteint, ainsi :

$$L_{\text{sat}} = c/\pi \cdot (CN - CN_0).$$

c est le coefficient de proportionnalité, CN le compte numérique fourni par le capteur observant le pixel considéré et CN_0 est la valeur obtenue lorsque le capteur observe l'espace interplanétaire, il représente le "zéro" du capteur.

L'albédo du sol est obtenu par le modèle suivant :

$$\rho_g = c(CN - CN_0) / (a(\sin(\varphi))^{1,15} \cdot b(\sin(\psi))^{1,15} \cdot I_0 \cdot f_j).$$

a , b , c sont des constantes.

Modifications de la méthode utilisée par Cano, proposées pour prendre en compte l'atténuation sur le trajet sol-satellite, d'un rayonnement réfléchi direct. Modèle atmosphérique, dit de "réflexion directe"

Contrairement à la méthode précédente, on considère ici que le capteur du satellite ne peut percevoir que le rayonnement direct réfléchi par la surface observée, étant donné la très infime dimension de l'angle solide de mesure existant entre le capteur et le pixel observé.

Kasten (1980) et Perrin de Brichambaut (1987) déterminent l'atténuation du rayonnement solaire direct statistiquement et obtiennent la formule suivante :

$$I/I_0 = \exp(-Tl / (0,9 + 0,95(\sin(\psi))^{0,83})).$$

I_0 est le rayonnement hors atmosphère, I est le rayonnement direct arrivant au sol par ciel clair, Tl est le coefficient de trouble atmosphérique de Linke et ψ est la hauteur du soleil.

Par analogie, en direction du satellite, on peut écrire :

$$L_{\text{sat}}/L_{\text{sol}} = \exp(-Tl/(0,9 + 0,95(\sin(\varphi))^{0,83})).$$

L_{sol} représente la luminance réfléchie au niveau du sol en direction du satellite, L_{sat} la luminance directe arrivant au capteur. Ce modèle considère toujours que nous avons affaire à un ciel clair, où Tl le trouble atmosphérique a été choisi comme constant et égal à une valeur moyenne de 3. L'atténuation déterminée ici correspond au facteur de transmission en direction du satellite. Ainsi, la détermination de l'albédo des sols, comparable au modèle de Moussu *et al.* (1989), prend la forme suivante :

$$\rho_g = c(CN - CN_0)/(\sin(\varphi) \cdot \exp(-3/(0,9+0,95(\sin(\varphi_{ij}))^{0,83})) \cdot b(\sin(\psi))^{1,15} \cdot I_0 \cdot f_j).$$

Modification de la méthode utilisée par Cano, par introduction de la réflexion atmosphérique .

Les méthodes précédentes tiennent compte de l'atténuation des signaux incidents et réfléchis en utilisant différents coefficients de transmission atmosphérique. En revanche, elles ne tiennent pas compte du signal arrivant au satellite et issu de la réflexion du rayonnement par l'atmosphère. Cet albédo atmosphérique est directement lié à la quantité de particules rencontrées avant que le rayonnement n'atteigne une surface réfléchissante, sol ou nuages. Il est possible d'utiliser ce paramètre de réflexion atmosphérique dans des modèles assez complexes comme celui de Tanre *et al.* (1979). La méthode que je propose est un prolongement de celle établie par Cano (1982), dans laquelle je fais intervenir cet aspect atmosphérique.

Donc, une partie du rayonnement, atténuée par l'atmosphère en direction du sol est restituée au capteur du satellite, ceci proportionnellement à la masse atmosphérique ($m = 1/(\sin(\psi))$) parcourue par le rayonnement. La masse atmosphérique unité correspond à une couche d'air uniforme d'épaisseur 8 km environ et homogène en toutes ses propriétés de pression et de température considérées comme normales (Perrin de Brichambaut 1987). Le trajet optique unité correspond à la traversée verticale de cette masse d'atmosphère réalisée lorsque le soleil est au zénith et que le point considéré est situé au niveau de la mer.

Sur la figure 1.1. est signalée symboliquement l'influence des rayonnements réfléchis par l'atmosphère (L2) et par le sol (L1). Le modèle qui découle de l'influence de la masse atmosphérique (*via* la quantité de particules rencontrées) peut s'écrire sous la forme suivante en s'appuyant sur le modèle de Cano (1982).

La luminance issue de la réflexion du rayonnement sur le sol est :

$$L1 = \rho_g \cdot I_0 \cdot f_j \cdot \sin(\psi) \cdot 0,8 \cdot (\sin(\psi))^{0,15},$$

$$\text{soit } L1 = A \cdot \rho_g \cdot I_0 \cdot (\sin(\psi))^{1,15},$$

où A est un facteur de proportionnalité.

La luminance issue de la réflexion du rayonnement par l'atmosphère en direction du satellite, est de la forme :

$$L_2 = b \cdot I_0 \cdot f_j \cdot \sin(\psi) \cdot (1/\sin(\varphi)),$$

$$L_2 = B \cdot I_0 \cdot \sin(\psi) \cdot (1/\sin(\varphi)),$$

où B est un facteur de proportionnalité et φ l'élévation du satellite pour le point de mesure considéré.

La luminance totale arrivant au satellite peut donc s'écrire :

$$L_{\text{sat}} = L_1 + L_2,$$

$$L_{\text{sat}} = (\rho_g \cdot I_0 \cdot A \cdot \sin(\psi) \cdot \sin(\psi)^{0,15}) + (B \cdot I_0 \cdot \sin(\psi) \cdot (1/\sin(\varphi))),$$

$$L_{\text{sat}} = I_0 \cdot \sin(\psi) [A \cdot \rho_g \cdot (\sin(\psi))^{0,15} + B \cdot (1/\sin(\varphi))].$$

Cette luminance est proportionnelle au compte numérique issu des données images : $L_{\text{sat}} = C \cdot \text{CN}$.

Ainsi :

$$(C \cdot \text{CN}/I_0 \cdot \sin(\psi)) = [(B/\sin(\varphi))] + [A \cdot \rho_g \cdot \sin(\psi)^{0,15}],$$

$$\rho_g = (1/(A \cdot \sin(\psi)^{0,15})) \cdot [(C \cdot \text{CN}/I_0 \cdot \sin(\psi)) - (B/\sin(\varphi))].$$

En posant $B = B' \cdot (C/I_0)$ nous obtenons :

$$\rho_g = (1/\sin(\psi)^{0,15}) \cdot (C/A \cdot I_0) \cdot [(CN/\sin(\psi)) - (B'/\sin(\varphi))].$$

Au niveau de la mer, le seul signal arrivant au satellite dans sa bande visible, en ce qui concerne Météosat et pour des latitudes supérieures à 20°, est issu de la réflexion du rayonnement dans l'atmosphère car, dans ces conditions, l'albédo de la mer est nul. Ainsi nous pouvons écrire :

$$L_{\text{sat}} = L_2.$$

$$L_{\text{sat}} = I_0 \cdot \sin(\psi) \cdot [B \cdot (1/\sin(\varphi))] = C \cdot \text{CN}.$$

$$C \cdot \text{CN} = I_0 \cdot \sin(\psi) \cdot [B \cdot (1/\sin(\varphi))].$$

$$\text{CN} = (B') \cdot \sin(\psi) / (\sin(\varphi)).$$

$$B' = \text{CN} \cdot (\sin(\varphi) / \sin(\psi)).$$

L'intervention de la réflexion atmosphérique peut aussi être introduite dans le modèle de Moussu *et al.*, et dans ce cas nous déterminons l'albédo des sols avec l'équation suivante :

$$\rho_g = (1/\sin(\psi)^{0,15}) \cdot (C/A \cdot I_0) \cdot [((CN/\sin(\psi)) \cdot (\sin(\varphi))^{1,15}) - (B'/\sin(\varphi))].$$

3.2. ANALYSE DE LA METHODE DE CANO ET DE SES MODIFICATIONS

Nous n'étudierons ici que trois des différentes méthodes présentées dans le paragraphe 3.1. Elles sont issues du même principe de base lié à l'évaluation de l'albédo des sols par ciel clair. De complexité croissante, elles sont appliquées à des images visibles de l'ouest de l'Europe du mois de juillet 1986 issues de Météosat. elles sont étudiées individuellement, comparées entre elles et comparées aux images brutes initiales sur lesquelles elles ont été appliquées. Les trois méthodes sont : la méthode dite de Cano (1982), la méthode dite de Moussu *et al.* (1989) et la méthode dite de réflexion directe. Ultérieurement elles seront respectivement notées : Modèle C, Modèle M et Modèle D. Ces modèles ont pour but de normaliser les comptes numériques quantifiant les luminances. C'est-à-dire de transformer les valeurs de luminance (dépendantes du lieu du jour et de l'heure) en valeur de réflectance (indépendantes du lieu du jour et de l'heure). Les valeurs de réflectance, obtenues par les méthodes appliquées, représentent des albédos relatifs proportionnels aux albédos réels.

Pour observer l'efficacité d'un modèle, il convient d'observer ses résultats sur une zone d'albédo connu et de quantifier ses variations suivant les latitudes et les longitudes de mesures et suivant les différentes heures d'application, c'est-à-dire d'acquisition d'images. Pour le cas échéant, il a été étudié trois heures d'acquisition soient : 9 heures, 12 heures, 15 heures (les slots 19, 25 et 31, selon la nomenclature utilisée pour Météosat).

Dans une première approche, les résultats obtenus sur le milieu marin ont été analysés dans le temps et dans l'espace. Le milieu marin a l'albédo le plus constant et donc le plus sûr. Au niveau où se situe le satellite Météosat, il n'y a aucune réflexion spéculaire des mers d'Europe dans la direction du satellite ou alors de façon très faible lorsque la mer est très agitée comme l'ont montrée Wald et Monget (1983). La mer apparaît donc comme un corps non réfléchissant, c'est-à-dire d'albédo nul.

Dans un deuxième temps, les résultats obtenus sur des parcelles de terrains, considérées comme homogènes sur les images visibles de Météosat, ont été analysés sur la France et l'Espagne. Ces parcelles représentent la gamme des albédos observés sur l'Europe de l'ouest. Pour que les zones de mesures, marines ou terrestres, puissent être observées par ciel clair, j'ai utilisé des images *a priori* sans nuage. Dans le chapitre concernant l'obtention d'images sans nuage, nous reviendrons précisément sur cette notion de ciel clair.

Le dernier cas étudié concerne les résultats des modèles de ciel clair appliqués à des images de maximum de réflectance, c'est-à-dire avec un maximum de nuage. Il n'y a pas là d'antagonisme car il est nécessaire d'observer l'efficacité des modèles sur les nuages, puisque ces modèles sont appliqués sur l'ensemble des images qu'elles soient peu ou très ennuagées.

C'est à la suite de l'étude comparative de ces différentes méthodes qu'il a été appliqué à la meilleure, la notion de réflexion de l'atmosphère ("albédo atmosphérique"). Cette amélioration a aussi été analysée suivant l'aspect spatial et temporel.

LES ZONES DE MESURE SATELLITAIRE

Les zones de mesure sont choisies pour leur situation géographique pertinente pour l'analyse de l'influence des modèles sur la mer aux latitudes élevées, et pour leur aspect homogène vis-à-vis des images visibles de Météosat en ce qui concerne les zones continentales. Les zones sont de dimension très variable mais suffisante pour leur accorder une validité statistique. Elles sont déterminées par la latitude et la longitude de leur pixel central respectif.

L'angle (ψ) est formé par la direction centre de la terre (O_c), zone de mesure (Z_m) et la direction centre de la terre, point au nadir du satellite. L'ordre dans lequel sont classées les zones est celui de l'angle (ψ) décroissant. Les zones terrestres sont présentées dans le tableau 3.1. et sur la figure 3.1., les zones marines dans le tableau 3.2. et sur la figure 3.2.

L'angle (ψ) est donné par son cosinus, calculé comme suit :

$$\text{Cos}(\psi) = \text{Cos}(\text{lati}) \cdot \text{Cos}(\text{longi}).$$

Nous constatons que les angles (ψ) sont identiques pour tout cercle centré au nadir du satellite Météosat.

Remarque : lorsque les latitudes augmentent, leur influence s'accroît sur le signal reçu par le satellite. Ainsi, pour rendre compte de façon plus fine de cette influence, les zones marines, des estimations satellitaires, sont de dimension réduite pour les latitudes les plus élevées. La disposition des zones de mesure sur la mer a été choisie pour éviter toutes les régions où l'absence de nuage n'était pas certaine. Pour les zones terrestres d'estimation satellitaire, leur forme et leur dimension ont été choisies pour qu'elles recouvrent des régions spectralement homogènes.

Tab. 3.1. : liste des 18 zones marines et leurs coordonnées en latitude, longitude et en angle (psi).

Zone	Latitude	Longitude	psi
(01)	63,4	-22,2	65,5
(02)	61,8	-17,3	63,2
(03)	60,6	-14,9	61,7
(04)	60,5	-12,5	61,3
(05)	59,8	-12,7	60,6
(06)	59,9	0,9	59,9
(07)	59,7	4,0	59,8
(08)	58,6	4,2	58,7
(09)	57,3	5,9	57,5
(10)	55,4	3,6	55,5
(11)	52,7	2,4	52,7
(12)	50,1	-0,6	50,1
(13)	44,3	8,8	44,9
(14)	42,5	-11,4	43,7
(15)	42,1	-9,4	42,9
(16)	41,4	10,4	42,6
(17)	38,9	-12,9	40,6
(18)	36,3	-8,1	37,1

Fig. 3.1. : localisation des 18 zones marines sur la carte représentant les mers de la partie de l'Europe étudiée.



Tab. 3.2 : liste des 20 zones terrestres et leurs coordonnées en latitude, longitude et en angle (psi).

Zone	Latitude	Longitude	psi
(01)	50,1	2,8	50,2
(02)	48,9	-1,0	48,9
(03)	48,4	7,1	48,8
(04)	48,2	8,0	48,7
(05)	48,4	5,5	48,6
(06)	48,3	1,6	48,3
(07)	46,8	-0,9	46,8
(08)	45,3	0,8	45,4
(09)	44,5	4,1	44,6
(10)	44,5	-0,6	44,5
(11)	43,7	6,3	44,1
(12)	43,7	-0,5	43,7
(13)	42,2	8,8	42,9
(14)	42,3	1,4	42,3
(15)	42,1	-5,1	42,3
(16)	41,1	-7,3	41,7
(17)	39,8	8,8	40,6
(18)	40,1	-0,8	40,1
(19)	39,7	-2,1	39,8
(20)	38,6	-4,7	38,8

Fig. 3.2. : localisation des 20 zones terrestre sur la carte représentant la partie de l'Europe étudiée.



3.2.1. RESULTATS POUR LE CAS D'UN CIEL CLAIR

Le ciel clair est obtenu sur une image de minimum de réflectance. L'obtention de cette image et sa qualité seront décrites dans un chapitre ultérieur. Je signalerai seulement que cette image est une image composite où chaque point prend la valeur minimale rencontrée sur toute la série d'images du mois et de l'heure considérée.

Sur les trois images de minimum correspondant aux trois heures étudiées, j'ai appliqué les modèles décrits dans le chapitre (3.1) en admettant que l'image correspond au 15^{ème} jour du mois étudié.

Sur les pages suivantes : nous trouverons successivement les données brutes et les résultats obtenus par l'application des modèles. Ainsi nous aurons : le tableau des valeurs moyennes obtenues sur chaque zone pour les différents slots (heures d'acquisition de l'image), le graphique correspondant et l'image d'où proviennent ces résultats bruts ou modélisés. Successivement nous verrons :

Pour les zones marines :

Les données brutes avec le tableau 3.3. des résultats, leur représentation graphique (fig. 3.4.) et l'image d'origine d'où sont tirés les résultats (fig. 3.5.).

Les données du modèle C avec le tableau 3.4. des résultats, leur représentation graphique (fig. 3.6.) et l'image d'où sont tirés ces résultats (fig. 3.7.).

Les données du modèle M avec le tableau 3.5. des résultats, leur représentation graphique (fig. 3.8.) et l'image d'où sont tirés ces résultats (fig. 3.9.).

Les données du modèle D avec le tableau 3.6. des résultats, leur représentation graphique (fig. 3.10.) et l'image d'où sont tirés ces résultats (fig. 3.11.).

Pour les zones terrestres :

Les données brutes avec le tableau 3.7. des résultats, leur représentation graphique (fig. 3.12.) et l'image d'origine d'où sont tirés les résultats (fig. 3.5.).

Les données du modèle C avec le tableau 3.8. des résultats, leur représentation graphique (fig. 3.13.) et l'image d'où sont tirés ces résultats (fig. 3.7.).

Les données du modèle M avec le tableau 3.9. des résultats, leur représentation graphique (fig. 3.14.) et l'image d'où sont tirés ces résultats (fig. 3.9.).

Les données du modèle D avec le tableau 3.10. des résultats, leur représentation graphique (fig. 3.15.) et l'image d'où sont tirés ces résultats (fig. 3.11.).

Explication des légendes : pour les graphiques du paragraphe 3.2.1.

Pour comprendre les légendes des courbes à venir, nous allons prendre quelques exemples :

"mi25bt" signifie :

mi : image de zone marine et de minimum, c'est-à-dire par ciel clair,
25 : du slot 25 soit 12h00,
bt : image brute sans modélisation, les comptes numériques sont proportionnels aux luminances.

"ti19n1" signifie :

ti : image de zone continentale (terrestre) et de minimum,
19 : slot 19 soit 9h00,
n1 : image modélisée selon la méthode de Cano (1982), les comptes numériques sont proportionnels aux réflectances.

"ti25n2" signifie :

ti : image de zone continentale (terrestre) et de minimum,
25 : slot 25 soit 12h00,
n2 : image modélisée selon la méthode de Moussu *et al.* (1989), les comptes numériques sont proportionnels aux réflectances.

"ta31n3" signifie :

ta : image de zone continentale (terrestre) et de maximum d'enneigement,
31 : slot 31 soit 15h00,
n3 : image modélisée selon la méthode dite de réflexion directe, les comptes numériques sont proportionnels aux réflectances.

Tab. 3.3. : moyennes sur chaque zone marine, pour les images de ciel clair issues des données brutes (luminances relatives) d'Europe en juillet 1986.

Station	09h00	12h00	15h00
(01) exclue	55,6	81,5	80,8
(02)	16,1	16,3	13,3
(03)	14,2	17,2	14,3
(04)	12,8	16,2	12,2
(05)	12,2	16,1	12,7
(06)	12,0	15,1	13,5
(07)	12,0	14,5	12,0
(08)	12,0	13,2	12,0
(09)	12,0	12,6	12,0
(10)	11,9	12,4	11,6
(11)	12,0	12,1	11,2
(12)	11,2	12,0	8,6
(13)	8,1	10,5	8,0
(14)	8,0	9,3	8,0
(15)	8,0	9,7	8,0
(16)	8,0	10,3	8,0
(17)	8,0	8,5	8,0
(18)	8,4	11,9	8,0
Somme	186,9	217,9	181,4
Moyenne	11	12,8	10,7

Fig. 3.4. : graphique des valeurs en moyennes par zone de mesure en fonction du slot pour les données initiales brutes (luminances relatives) (cf. tab. 3.3.).

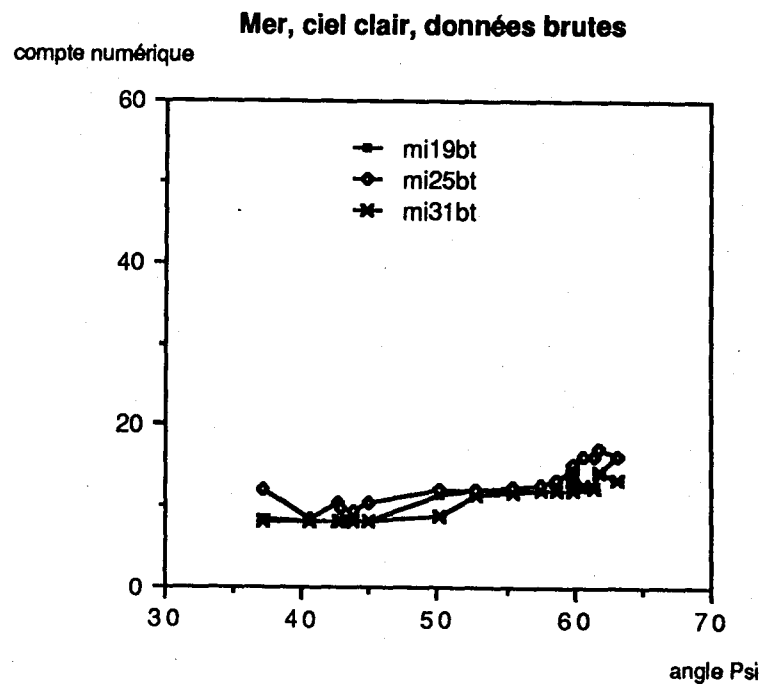
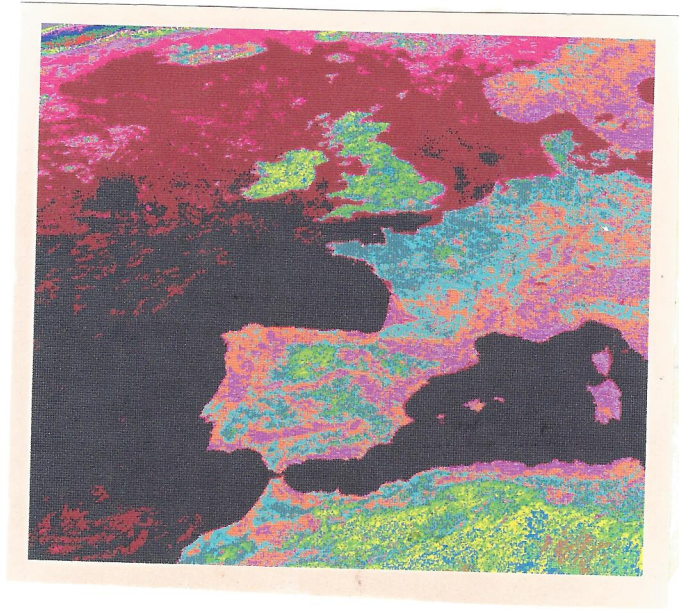


Fig. 3.5. : image brute composite de ciel clair de l'ouest de l'Europe à 15h00 du mois de juillet 1986. Les couleurs utilisées sont issues d'une table aléatoire, c'est-à-dire non ordonnée, qui met en relief l'hétérogénéité du signal. Il y a une couleur par compte numérique.



Tab. 3.4. : moyennes sur chaque zone marine, pour les images de ciel clair obtenues après application du modèle C (albédo relatif), sur les données d'Europe en juillet 1986.

Station	09h00	12h00	15h00
(01) exclue	105,0	97,6	95,6
(02)	27,9	18,4	15,6
(03)	23,7	19,3	16,8
(04)	20,3	18,2	14,2
(05)	19,3	17,5	14,9
(06)	16,0	16,2	17,9
(07)	16,0	15,5	16,1
(08)	15,0	14,2	16,0
(09)	15,0	12,7	16,2
(10)	14,9	12,4	15,2
(11)	15,0	12,1	13,9
(12)	14,0	11,0	10,1
(13)	9,0	9,5	10,1
(14)	11,1	8,3	8,0
(15)	10,0	8,7	8,0
(16)	8,0	8,9	10,3
(17)	11,8	7,5	8,0
(18)	11,2	7,0	8,0
Somme	258,2	217,0	219,3
Moyenne	15,2	12,8	12,9

Fig. 3.6 : graphique des valeurs moyennes par zone de mesure en fonction du slot pour les données issues du modèle C (albédo relatif) (cf. tab. 3.4.).

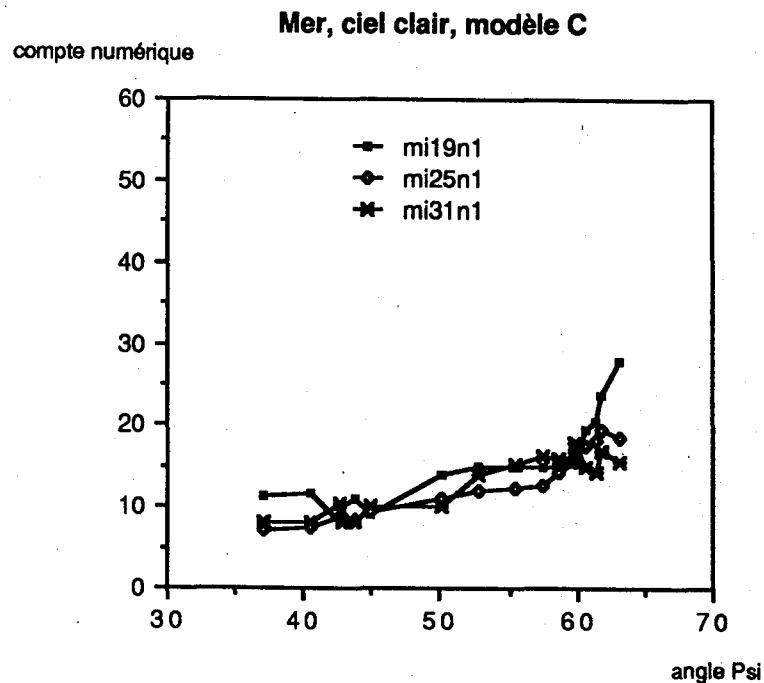
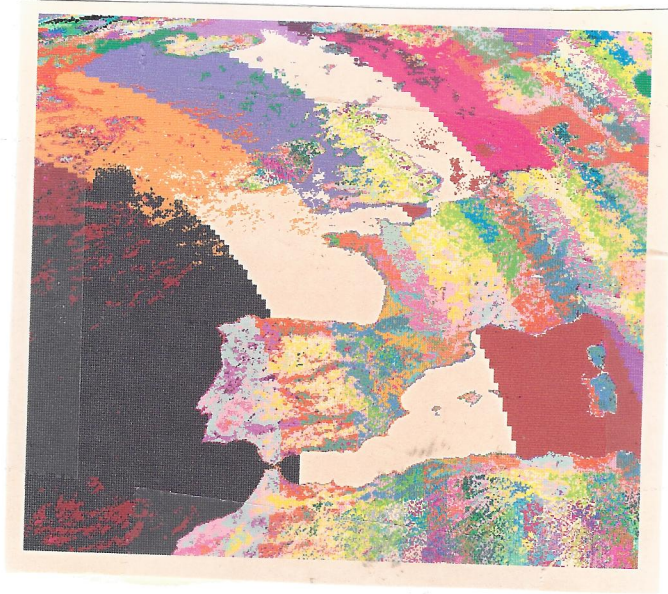


Fig. 3.7. : image issue du modèle C, après application sur l'image brute composite de ciel clair à 15h00 du mois de juillet 1986. La table de couleur utilisée est identique à celle de la figure 3.5.



Tab. 3.5. : moyennes sur chaque zone marine, pour les images de ciel clair obtenues après application du modèle M (albédo relatif), sur les données d'Europe en juillet 1986.

Station	09h00	12h00	15h00
(01) exclue	248,0	247,0	240,0
(02)	35,7	24,8	17,2
(03)	25,5	24,7	19,0
(04)	18,9	21,1	12,7
(05)	16,5	20,1	13,7
(06)	13,5	17,5	17,0
(07)	12,7	15,5	13,3
(08)	11,6	12,0	12,3
(09)	10,6	10,0	11,8
(10)	9,9	8,7	9,5
(11)	8,8	7,2	7,5
(12)	6,8	6,0	2,7
(13)	1,2	3,5	1,0
(14)	1,5	2,3	1,0
(15)	1,0	2,6	1,0
(16)	1,0	2,8	1,0
(17)	1,0	1,4	1,0
(18)	1,5	3,9	1,0
Somme	177,7	184,0	142,7
Moyenne	10,5	10,8	8,4

Fig. 3.8 : graphique des valeurs moyennes par zone de mesure en fonction du slot pour les données issues du modèle M (albédo relatif) (cf. tab. 3.5.).

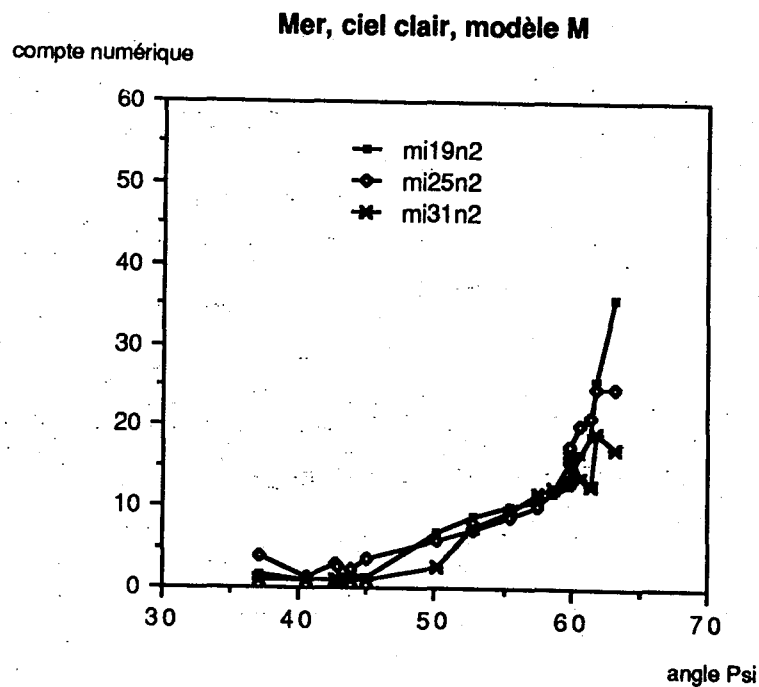
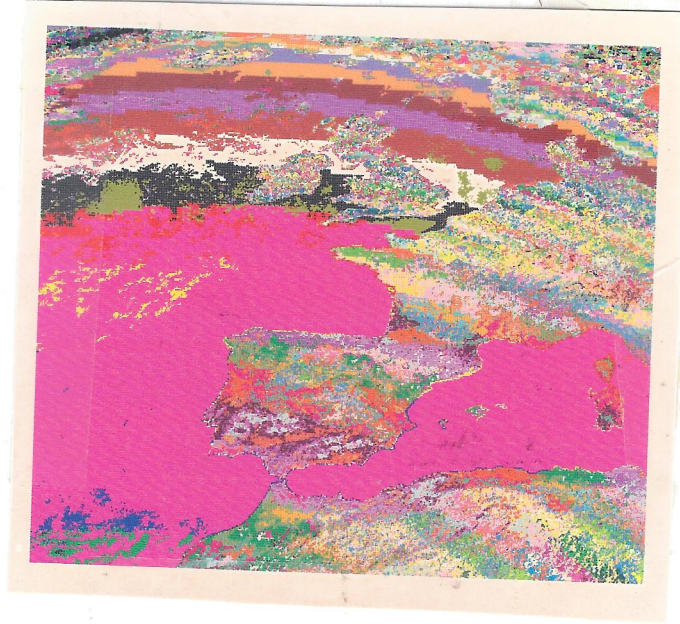


Fig. 3.9. : image issue du modèle M, après application sur l'image brute composite de ciel clair à 15h00 du mois de juillet 1986. La table de couleur utilisée est identique à celle de la figure 3.5.



Tab. 3.6. : moyennes sur chaque zone marine, pour les images de ciel clair obtenues après application du modèle D (albédo relatif), sur les données d'Europe en juillet 1986.

Station	09h00	12h00	15h00
(01) exclue	248,0	247,6	246,5
(02)	59,3	39,8	25,7
(03)	45,6	37,2	32,6
(04)	37,5	33,1	26,9
(05)	33,9	31,0	26,4
(06)	27,4	27,3	30,1
(07)	25,7	25,4	27,0
(08)	23,3	21,2	24,8
(09)	20,1	18,2	22,8
(10)	18,5	15,5	18,8
(11)	15,9	12,7	15,0
(12)	12,9	10,4	9,7
(13)	6,1	6,6	7,2
(14)	8,0	6,0	6,0
(15)	7,2	5,9	5,5
(16)	5,2	5,8	6,8
(17)	7,0	4,4	5,0
(18)	6,3	5,9	4,2
Somme	359,9	306,4	294,5
Moyenne	21,2	18,0	17,3

Fig. 3.10. : graphique des valeurs moyennes par zone de mesure en fonction du slot pour les données issues du modèle D (albédo relatif) (cf. tab 3.6.).

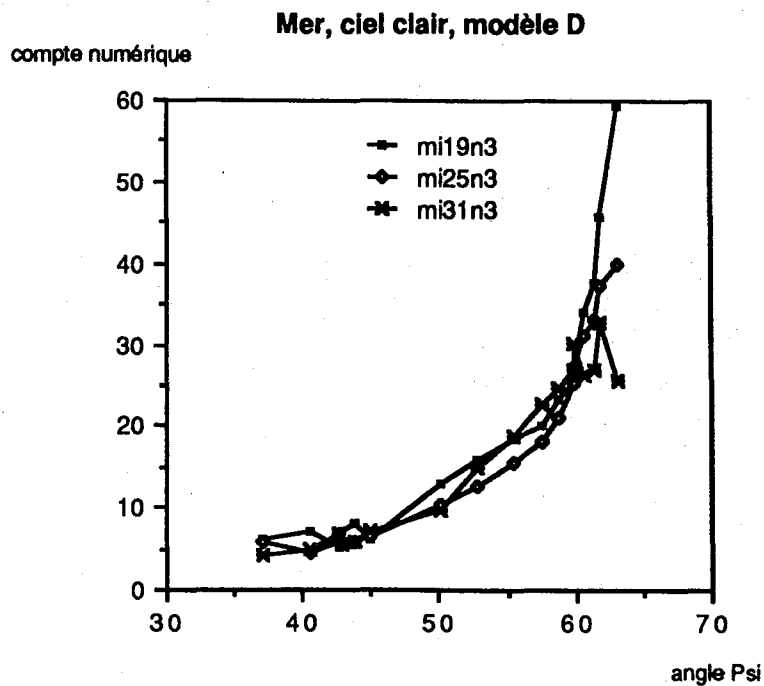
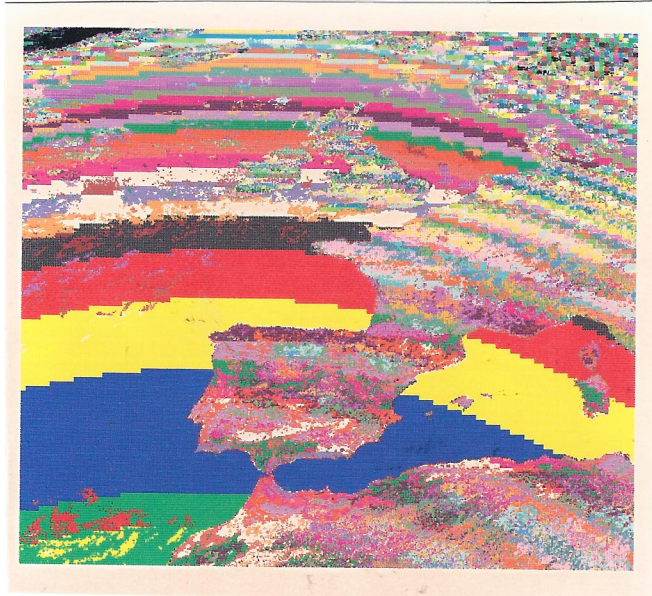


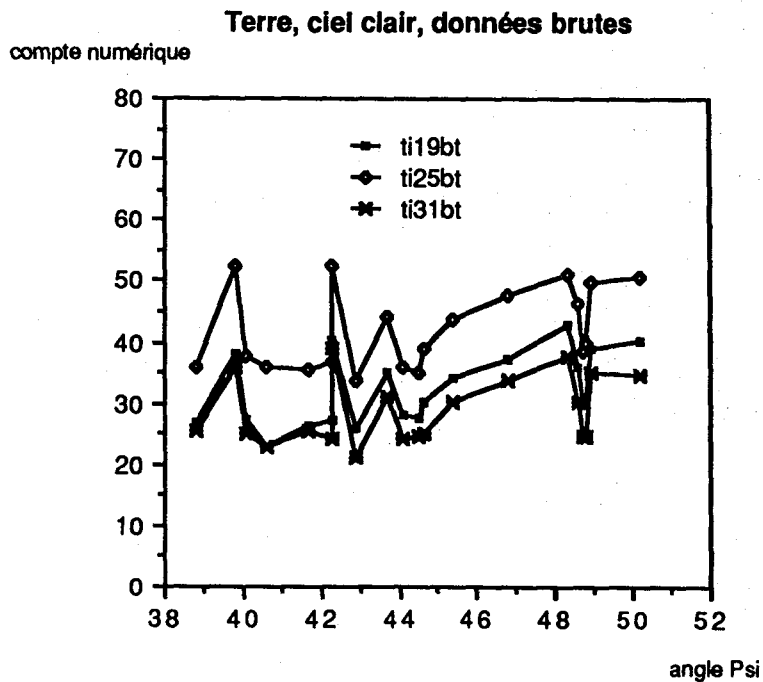
Fig. 3.11. : image issue du modèle D, après application sur l'image brute composite de ciel clair à 15h00 du mois de juillet 1986. La table de couleur utilisée est identique à celle de la figure 3.5.



Tab. 3.7. : moyennes sur chaque zone terrestre, pour l'image composite de ciel clair issue des données brutes d'Europe en juillet 1986, présentée en fig. 3.5.

Station	09h00	12h00	15h00
(01)	40,3	50,5	34,5
(02)	39,1	49,7	35,1
(03)	30,8	39,6	24,6
(04)	30,0	38,4	24,7
(05)	35,7	46,4	30,3
(06)	42,7	51,2	37,5
(07)	37,4	47,4	33,9
(08)	34,2	43,5	30,1
(09)	30,1	38,8	25,1
(10)	27,6	34,9	24,5
(11)	28,1	36,1	24,0
(12)	35,1	44,3	31,0
(13)	26,1	33,6	21,2
(14)	27,3	36,6	24,2
(15)	40,1	52,5	39,0
(16)	26,5	35,5	25,6
(17)	22,8	35,7	22,8
(18)	27,2	37,5	25,1
(19)	38,0	52,5	35,7
(20)	26,6	35,9	25,4
Somme	645,7	840,6	574,0
Moyenne	32,3	42,0	28,7

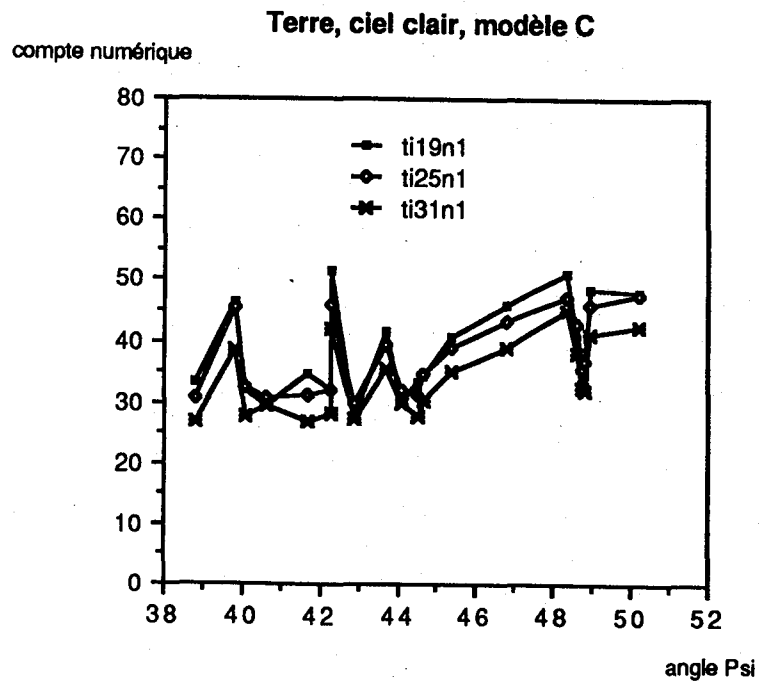
Fig. 3.11. : graphique des valeurs moyennes par zone de mesure en fonction du slot pour les données initiales brutes (cf. tab. 3.7.).



Tab. 3.8. : moyennes sur chaque zone terrestre, pour l'image composite du modèle C (fig. 3.7.).

Station	09h00	12h00	15h00
(01)	48,2	47,5	42,5
(02)	48,5	46,0	41,1
(03)	34,6	36,7	31,8
(04)	33,4	35,6	32,3
(05)	40,8	42,8	38,0
(06)	51,1	47,2	45,0
(07)	45,8	43,3	39,0
(08)	40,6	39,1	35,2
(09)	34,2	34,4	30,2
(10)	33,3	31,0	27,8
(11)	30,1	31,9	29,8
(12)	41,7	39,2	35,3
(13)	27,6	29,7	27,4
(14)	31,8	32,0	27,9
(15)	51,3	45,9	41,9
(16)	34,8	31,1	26,6
(17)	29,3	30,8	29,3
(18)	32,2	32,3	27,8
(19)	46,1	45,2	38,7
(20)	33,1	30,7	26,8
Somme	768,5	752,0	674,0
Moyenne	38,4	37,6	33,7

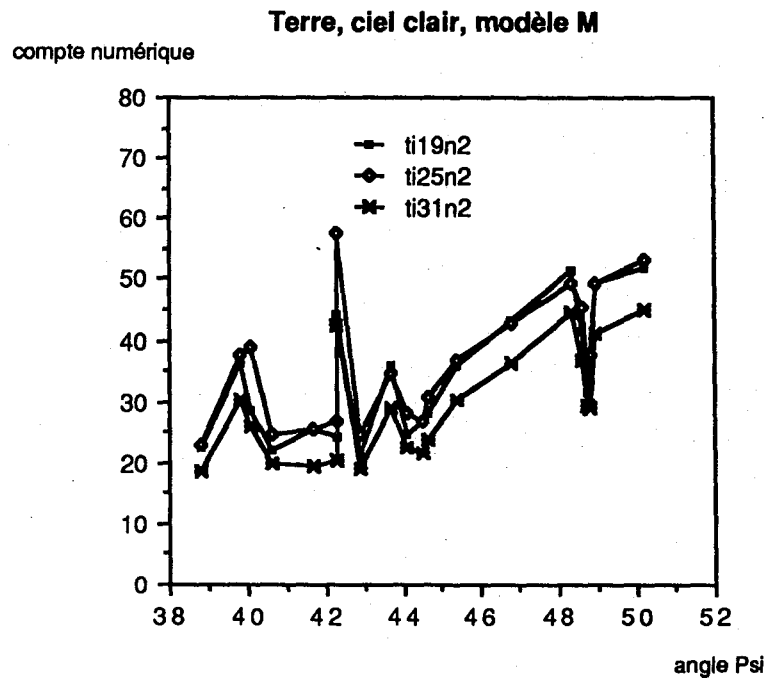
Fig. 3.13. : graphique des valeurs moyennes par zone de mesure en fonction du slot pour les données issues du modèle C (cf. tab. 3.7.).



Tab. 3.9. : moyennes sur chaque zone terrestre, pour l'image composite du modèle M (fig. 3.9).

Station	09h00	12h00	15h00
(01)	52,1	53,3	45,0
(02)	49,5	49,4	41,1
(03)	33,3	37,7	28,8
(04)	31,6	36,1	29,3
(05)	41,7	45,2	36,7
(06)	51,3	49,4	44,7
(07)	43,2	42,8	36,3
(08)	36,0	36,8	30,4
(09)	28,3	30,6	23,6
(10)	26,6	26,9	21,7
(11)	24,7	27,9	22,7
(12)	35,8	34,8	28,9
(13)	21,0	24,5	19,1
(14)	24,2	26,7	20,5
(15)	44,1	57,7	42,2
(16)	25,5	25,3	19,6
(17)	21,9	24,6	20,1
(18)	28,5	39,1	26,1
(19)	36,4	37,8	30,3
(20)	22,7	23,0	18,4
Somme	678,0	730,0	585,0
Moyenne	33,9	36,5	29,3

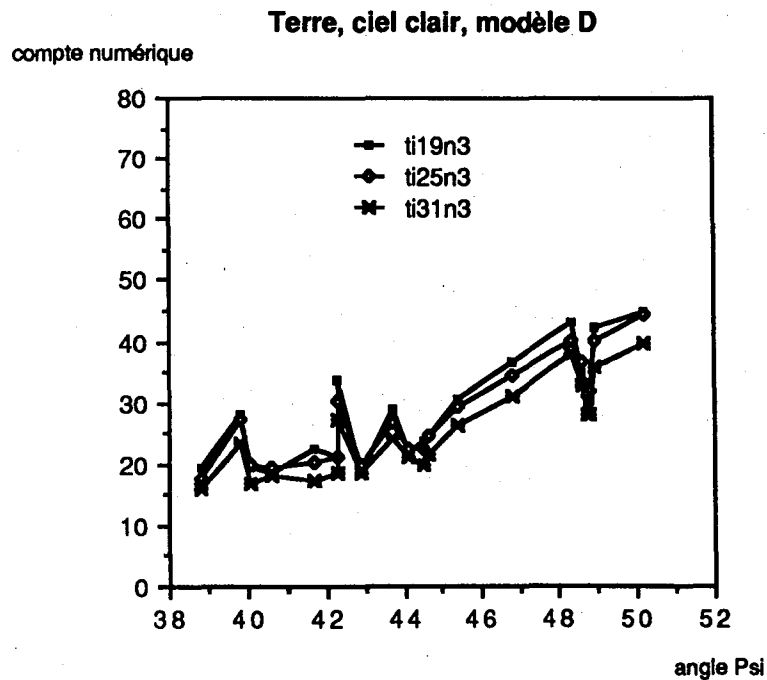
Fig. 3.14. : graphique des valeurs moyennes par zone de mesure en fonction du slot pour les données issues du modèle M (cf. tab. 3.9).



Tab. 3.10. : moyennes sur chaque zone terrestre, pour l'image composite du modèle D (fig. 3.11.)

Station	09h00	12h00	15h00
(01)	45,1	44,4	39,7
(02)	42,4	40,2	35,8
(03)	30,4	32,1	27,9
(04)	29,2	31,1	28,3
(05)	35,2	36,8	32,8
(06)	43,3	40,2	38,2
(07)	36,6	34,6	31,2
(08)	30,5	29,3	26,4
(09)	24,5	24,7	21,6
(10)	23,9	22,3	20,0
(11)	22,0	22,7	21,2
(12)	28,9	27,0	24,4
(13)	18,7	20,0	18,5
(14)	21,1	21,3	18,4
(15)	33,7	30,1	27,4
(16)	22,7	20,2	17,3
(17)	18,5	19,4	18,2
(18)	19,6	19,7	17,0
(19)	27,9	27,4	23,5
(20)	19,3	17,9	15,8
Somme	573,0	561,0	504,0
Moyenne	28,7	28,0	25,2

Fig. 3.15. : graphique des valeurs moyennes par zone de mesure en fonction du slot pour les données issues du modèle D (cf. tab. 3.10).



3.2.2. RESULTATS POUR LE CAS D'UN CIEL NUAGEUX

Un ciel entièrement nuageux est obtenu par le cumul, sur une image composite, des maxima de réflectance observés sur l'ensemble du mois.

La notion de zone maritime ou de zone continentale n'a plus d'importance ici, si l'on admet que la couverture nuageuse est suffisamment opaque pour ne pas laisser discerner le sol ou la mer. Les résultats suivants reposent sur les mêmes zones terrestres que pour l'étude précédente. Mais il faudra faire attention à l'importance de l'ennuage de la zone étudiée car il influence très nettement les résultats. A analyser donc avec circonspection.

Les mêmes modèles que précédemment ont été utilisés bien qu'ils aient été conçus initialement pour un cas de ciel clair. Les résultats n'en demeurent pas moins intéressants.

Sur les pages suivantes : nous trouverons successivement les données brutes et les résultats obtenus par l'application des modèles à un milieu très nuageux. Successivement nous verrons :

Pour les zones terrestres :

Les données brutes avec le tableau 3.11. des résultats, leur représentation graphique (fig. 3.16.) et l'image d'origine d'où sont tirés les résultats (fig. 3.17.).

Les données du modèle C avec le tableau 3.12. des résultats, leur représentation graphique (fig. 3.18.) et l'image d'où sont tirés ces résultats (fig. 3.19.).

Les données du modèle M avec le tableau 3.13. des résultats, leur représentation graphique (fig. 3.20.) et l'image d'où sont tirés ces résultats (fig. 3.21.).

Les données du modèle D avec le tableau 3.14. des résultats, leur représentation graphique (fig. 3.22.) et l'image d'où sont tirés ces résultats (fig. 3.23.).

Tab. 3.11. : moyennes sur chaque zone terrestre, pour les images brutes initiales de ciel très nuageux de l'ouest de l'Europe en juillet 1986.

Station	09h00	12h00	15h00
(01)	118,7	144,0	100,3
(02)	117,1	147,0	119,8
(03)	135,2	152,7	99,4
(04)	139,7	151,7	101,0
(05)	145,2	157,0	100,9
(06)	109,2	139,6	102,7
(07)	109,2	133,0	99,5
(08)	111,0	126,0	98,2
(09)	114,0	144,0	103,6
(10)	105,9	133,6	107,4
(11)	118,2	151,3	121,2
(12)	123,3	153,9	115,9
(13)	119,2	159,6	103,4
(14)	126,7	155,8	118,9
(15)	72,1	103,5	105,5
(16)	88,7	114,3	62,9
(17)	119,6	157,3	110,5
(18)	127,9	152,9	126,1
(19)	115,1	145,1	113,0
(20)	85,8	117,0	82,5
Somme	2302	2839	2093
Moyenne	115	142	105

Fig. 3.16. : graphique des valeurs moyennes par zone de mesure en fonction du slot pour les données brutes de ciel très nuageux (cf. tab. 3.11.).

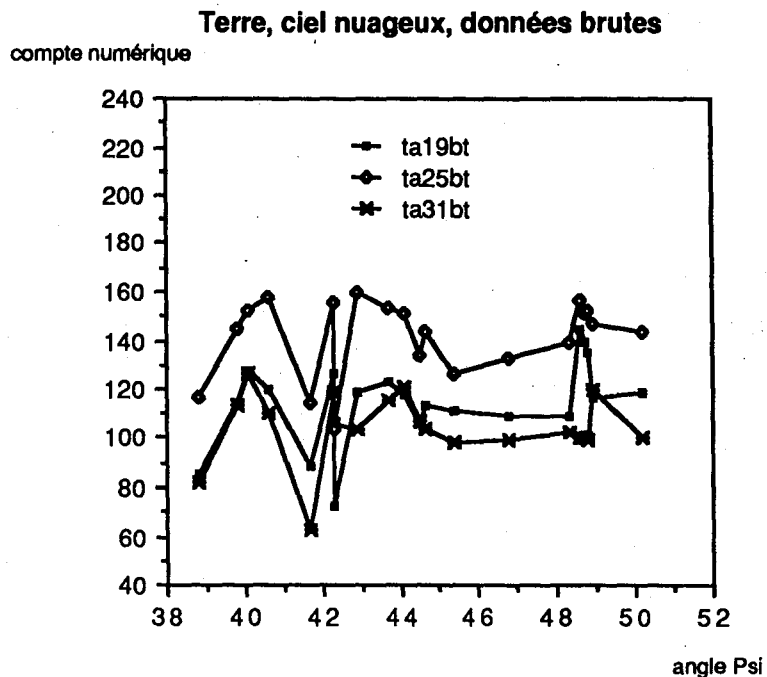
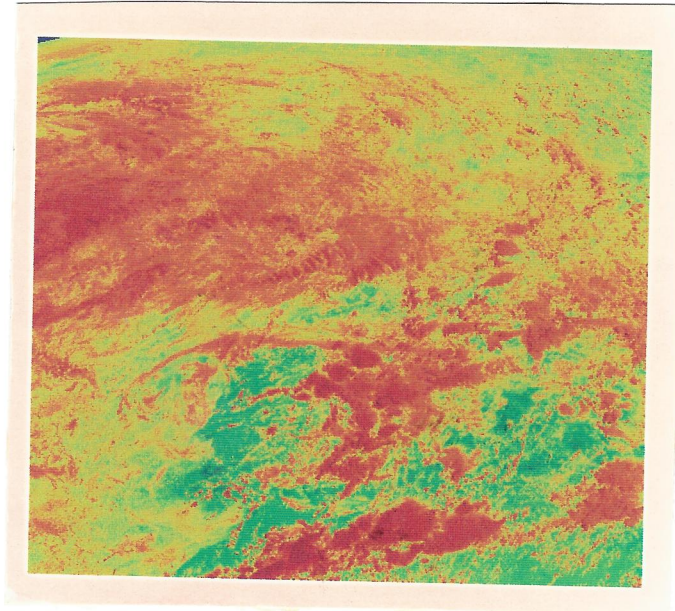


Fig. 3.17. : image composite de données brutes à 15h00 pour un ciel très couvert de l'ouest de l'Europe du mois de juillet 1986. La table de couleur utilisée traduit la progression des comptes numériques par une augmentation de luminosité (valeurs faibles : teinte sombre ; valeurs élevées : teinte claire).



Tab. 3.12. : moyennes sur chaque zone terrestre, pour les images de ciel très couvert obtenues après application du modèle C sur les données de l'Europe en juillet 1986.

Station	09h00	12h00	15h00
(01)	90,9	86,9	79,1
(02)	92,8	87,2	89,5
(03)	97,3	90,7	82,3
(04)	99,2	90,1	84,8
(05)	106,3	92,8	81,2
(06)	83,4	82,4	78,8
(07)	85,6	77,6	73,3
(08)	84,0	72,3	73,5
(09)	82,7	81,9	79,8
(10)	81,4	76,0	78,1
(11)	83,1	85,9	96,5
(12)	93,8	86,9	84,4
(13)	80,6	89,8	85,3
(14)	94,0	87,2	87,6
(15)	57,8	57,9	72,6
(16)	74,6	64,1	41,7
(17)	80,1	87,1	90,3
(18)	96,8	84,2	89,5
(19)	89,2	79,9	78,5
(20)	68,1	64,0	55,8
Somme	1722	1625	1583
Moyenne	86	81	79

Fig. 3.18. : graphique des valeurs moyennes par zone de mesure en fonction du slot pour les données de ciel très nuageux issues du modèle C.

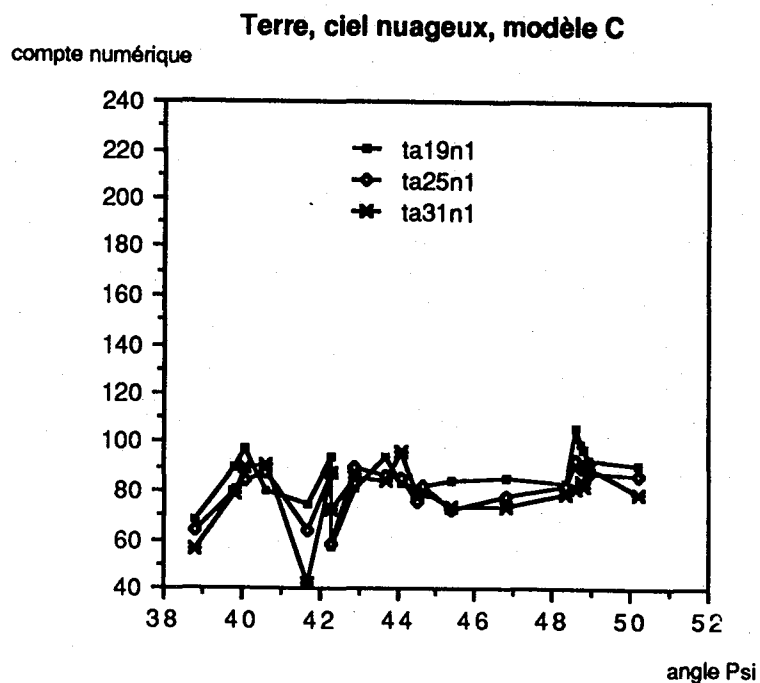
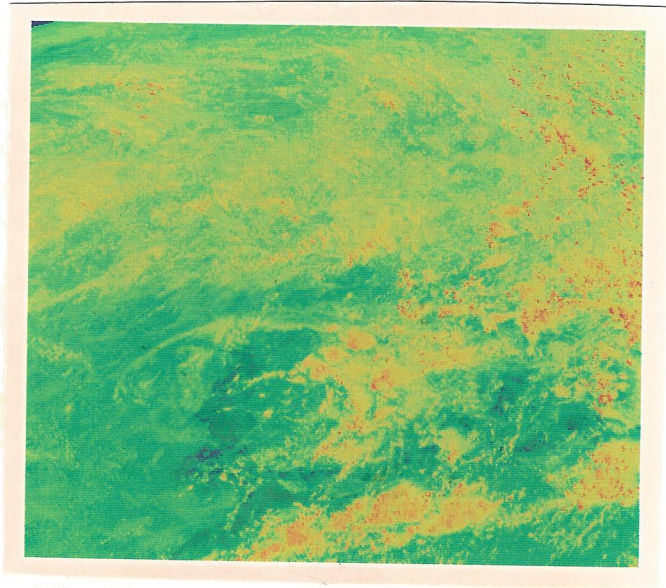


Fig. 3.19. : image composite issue du modèle C, pour un ciel très nuageux de l'ouest de l'Europe du mois de juillet 1986. La table de couleur utilisée est identique à celle de la figure 3.17.



Tab. 3.13. : moyennes sur chaque zone terrestre, pour les images de ciel très couvert obtenues après application du modèle M sur des données de l'ouest de l'Europe en juillet 1986.

Station	09h00	12h00	15h00
(01)	187,0	178,0	163,0
(02)	182,0	171,0	175,0
(03)	191,0	178,0	162,0
(04)	194,0	176,0	166,0
(05)	206,0	180,0	157,0
(06)	160,0	158,0	152,0
(07)	158,0	143,0	135,0
(08)	148,0	128,0	130,0
(09)	141,0	140,0	136,0
(10)	139,0	130,0	133,0
(11)	141,1	145,9	163,9
(12)	156,5	144,9	140,7
(13)	132,6	147,7	140,3
(14)	152,6	141,6	142,2
(15)	92,9	93,0	116,5
(16)	119,1	102,6	66,7
(17)	125,0	135,0	140,8
(18)	148,5	129,3	137,4
(19)	135,9	121,5	119,4
(20)	101,0	94,9	82,8
Somme	3011	2838	2760
Moyenne	151	142	138

Fig. 3.20. : graphique des valeurs moyennes par zone de mesure en fonction du slot pour les données de ciel très nuageux issues du modèle M (cf. 3.13.).

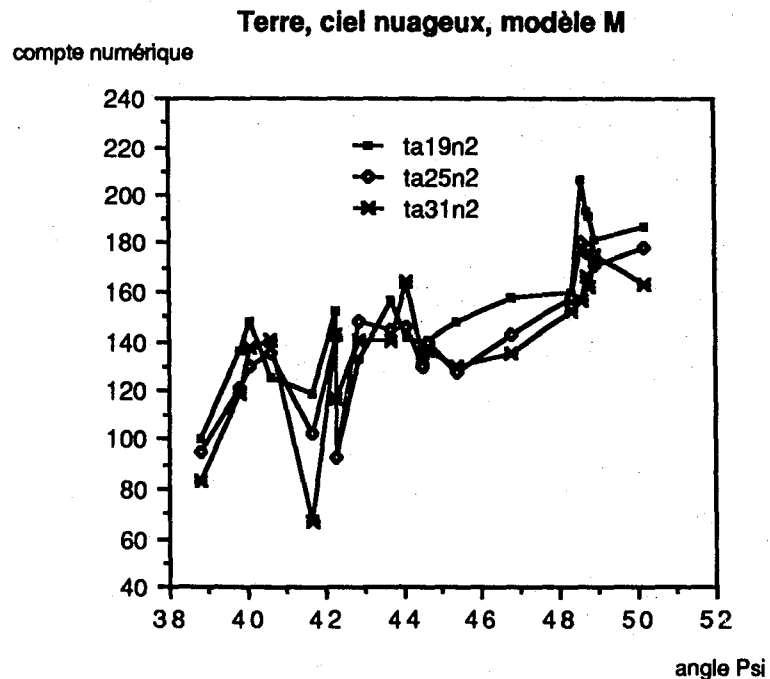
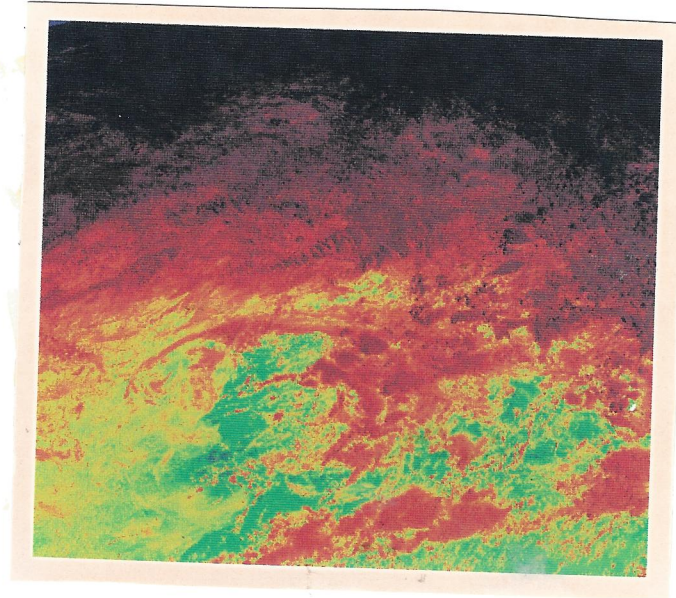


Fig. 3.21. : image composite issue du modèle M, pour un ciel très nuageux de l'ouest de l'Europe du mois de juillet 1986. La table de couleur utilisée est identique à celle de la figure 3.17.



Tab. 3.14. : moyennes sur chaque zone terrestre, pour les images de ciel très couvert obtenues après application du modèle D sur des données de l'ouest de l'Europe en juillet 1986.

Station	09h00	12h00	15h00
(01)	132,9	127,1	115,7
(02)	126,6	118,9	122,2
(03)	133,1	124,2	112,8
(04)	135,5	123,0	115,8
(05)	143,0	125,0	109,2
(06)	110,7	109,3	104,7
(07)	106,9	96,8	91,5
(08)	98,7	85,1	86,5
(09)	92,6	91,9	89,4
(10)	91,3	85,2	87,4
(11)	92,2	95,4	107,1
(12)	101,4	93,9	91,2
(13)	85,4	95,1	90,4
(14)	97,7	90,6	91,1
(15)	59,2	59,3	74,2
(16)	75,7	65,2	42,4
(17)	78,5	85,4	88,5
(18)	92,6	80,7	85,7
(19)	84,5	75,5	74,2
(20)	62,1	58,3	50,9
Somme	2000	1886	1831
Moyenne	100	94	92

Fig. 3.23. : graphique des valeurs moyennes par zone de mesure en fonction du slot pour les données de ciel très nuageux issues du modèle D (cf. tab. 3.14.).

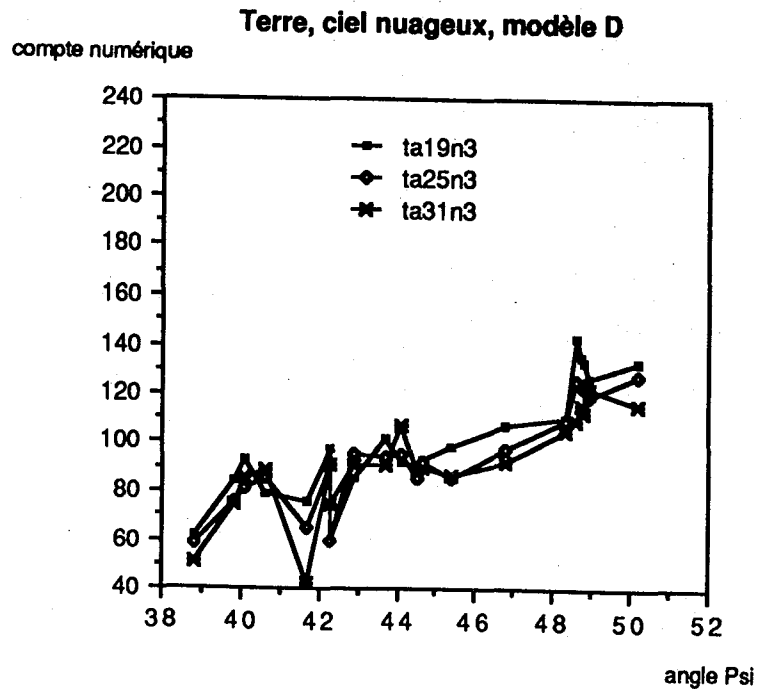
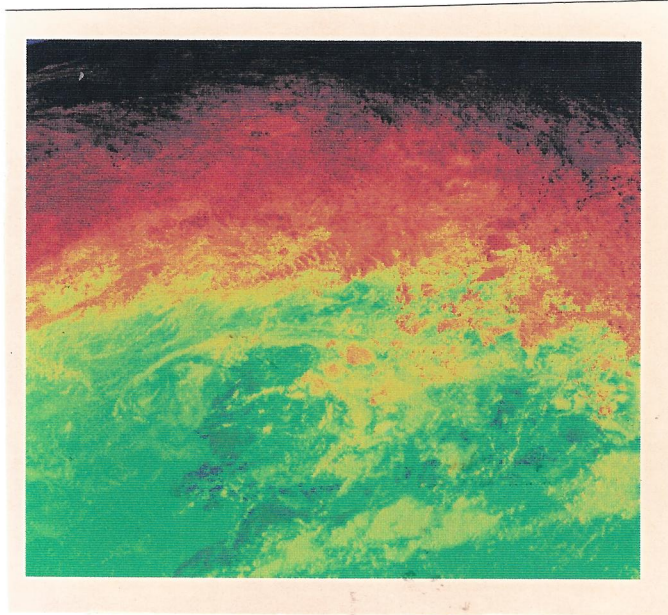


Fig. 3.23. : image composite issue du modèle D, pour un ciel très nuageux de l'ouest de l'Europe du mois de juillet 1986. La table de couleur utilisée est identique à celle de la figure 3.17.



3.2.3. ANALYSE DES RESULTATS

Les résultats obtenus précédemment, par l'application des modèles atmosphériques (C, M et D) sur les images brutes de minimum absolu des slots horaires 19, 25 et 31 du mois de juillet 1986, ont été analysés suivant deux approches complémentaires. Ces approches permettent d'aborder l'aspect temporel qui intervient de par l'application des modèles aux différentes heures de la journée, et l'aspect spatial résultant de la position respective de chaque zone de mesure.

Ces deux aspects sont *a priori* très proches, car l'heure du jour pour un point de l'image et la position géographique de ce même point sont déterminées dans les modèles utilisés par un même paramètre qui est la position relative du soleil par rapport au pixel étudié.

L'analyse temporelle va s'attacher à déterminer quel est le modèle qui permet de mieux s'affranchir de la différence de luminosité reçue puis réfléchié par un pixel de l'image au cours de la journée. Ainsi, chaque zone sera considérée individuellement pour définir la variation, sur trois heures de mesure, du signal obtenu sur les images brutes et avec les différents modèles. Les variations journalières les plus faibles indiqueront le modèle le plus approprié à la situation temporelle. Cet aspect temporel correspond approximativement aux variations possibles du signal sur une même latitude, c'est-à-dire sur un axe est-ouest.

L'analyse spatiale va considérer chaque heure de la journée individuellement afin de suivre, pour l'ensemble des zones de mesure, l'influence de la position géographique sur le signal issu des données brutes et des modèles qui lui sont appliqués. La comparaison des différents modèles pour une même heure est rendue possible en transformant les données par l'utilisation de leur pourcentage respectif. Il est obtenu par rapport à la somme calculée sur l'ensemble des zones d'une même heure et d'un même modèle. Cet aspect spatial correspond aux variations possibles du signal sur une même longitude, c'est-à-dire sur un axe nord-sud.

ASPECT TEMPOREL

Pour évaluer l'écart observable en une même zone à des heures différentes de la journée, j'ai déterminé l'écart maximal relatif en chaque zone. Cet écart correspond à la différence maximale observable entre les trois slots horaires (19, 25, 31) divisée par la moyenne des trois mesures instantanées, puis exprimée en pourcentage. Cet écart maximal relatif est un bon estimateur de l'influence maximale de l'heure de la journée sur une zone donnée, influence que l'on cherche à déterminer pour connaître l'efficacité de la modélisation. La pondération de cet écart par la moyenne des valeurs est nécessaire, en raison des différences introduites par la modélisation sur les intervalles de variations des comptes numériques résultants.

Au niveau de la mer par ciel clair :

Sur les 18 zones, seules les 17 zones situées les plus au sud furent utilisées, en raison de l'écart important qui les dissociait de la zone située à 63°N. Cette zone extrême présente souvent une saturation au niveau des comptes numériques en raison de l'épaisseur d'atmosphère traversée.

La distribution des écarts maximaux relatifs pour les trois types de modélisation est présentée dans les tableaux 3.15. et 3.16..

Tab. 3.15. : écarts maximaux relatifs (%) sur 18 zones marines, pour les images de minimum issues des données brutes d'Europe en juillet 1986 et de leur modélisation par (modèle C), (modèle M), (modèle D).

Zone	brutes	modèle C	modèle M	modèle D
(01) exclue	35,6	9,4	3,3	0,6
(02)	19,7	59,6	71,4	58,1
(03)	19,7	34,2	28,2	33,8
(04)	29,1	34,7	47,8	32,6
(05)	28,6	25,5	38,2	24,6
(06)	22,9	11,4	25,0	9,9
(07)	19,5	3,8	20,2	6,1
(08)	9,7	11,9	5,8	15,6
(09)	4,9	23,9	16,7	22,4
(10)	6,7	19,8	12,8	18,7
(11)	7,6	21,3	20,4	22,0
(12)	32,1	33,3	46,8	29,1
(13)	28,2	11,5	131,6	16,6
(14)	15,4	33,9	81,2	30,0
(15)	19,9	22,5	104,6	27,4
(16)	26,2	25,4	112,5	27,1
(17)	6,1	41,8	35,4	65,9
(18)	41,3	48,1	136,1	38,5

Tab. 3.16. : moyennes et écart-types des distributions des écarts maximaux relatifs (%) sur 17 zones, issues des données brutes d'Europe en juillet 1986 et des modélisations (C), (M), (D).

	brutes	modèle C	modèle M	modèle D
moyenne	19,9	27,2	55,0	28,1
écart-type	10,5 (53%)	13,9 (51%)	41,8 (76%)	14,9 (53%)

Nous constatons la très grande hétérogénéité des écarts maximaux pour chaque type de donnée, leur écart-type étant d'environ 50% de la moyenne, et même de 76% pour le modèle M. La moyenne de ces écarts maximaux est plus faible pour les images brutes non modélisées. Ceci peut nous permettre de dire qu'en moyenne les écarts existants pour une même zone marine à différentes heures de la journée sont plus faibles lorsque les images sont brutes que lorsqu'elles sont modélisées. Les modélisations C et D (et *a fortiori* M) n'apportent donc rien et ne permettent pas de s'affranchir de la variation de la hauteur du soleil en un même point.

Ce résultat était prévisible en raison même du comportement de la mer vis-à-vis du rayonnement visible et en raison de la position de Météosat. La mer vue par Météosat peut être admise comme ayant une surface lisse qui se comporte comme un corps ayant une seule possibilité de réflexion, dans la direction opposée au rayonnement incident. De ce fait, le satellite Météosat ne pourra pas recevoir, des océans situés aux latitudes étudiées, de signal propre. Ainsi, quelle que soit l'heure de la journée, les océans apparaîtront, pour les capteurs visibles de Météosat, comme des corps non réfléchissants, c'est-à-dire de réflectance nulle (0). Seule l'atmosphère sera responsable des valeurs de luminance mesurées sur la mer. Aussi, la modélisation devra s'attacher à déterminer la réflectance issue de l'atmosphère et perçue par Météosat dans le cas maritime qui nous intéresse.

Les modèles utilisés ne prennent pas en compte l'augmentation du signal qui se produit lorsque les rayons du soleil traversent une plus grande épaisseur d'atmosphère. Ainsi, pour le matin (slot 19) et le soir (slot 31) l'albédo de l'atmosphère en un point donné apparaît plus élevé qu'à midi (slot 25). Comme la quantité de rayonnement arrivant le matin ou le soir en ce point est plus faible qu'à midi, la luminance mesurée peut apparaître constante. C'est ce que nous observons sur les données brutes (cf. tab. 3.3.) où les luminances d'un même point sont à peu près identiques aux trois heures de mesure. Les modèles utilisés visaient à augmenter les valeurs obtenues le matin et le soir sur la mer par rapport aux valeurs obtenues à midi. Ainsi pour être réaliste, il est nécessaire de tenir compte de l'effet compensateur de la réflectance de l'atmosphère au niveau de la mer. C'est ce que réalise le modèle (A) dit d'albédo atmosphérique (cf. paragraphe 3.1.) et discuté ultérieurement.

Au niveau du continent par ciel clair :

Les 20 parcelles de France et d'Espagne ont permis d'évaluer des écarts maximaux relatifs, présentés dans les tableaux 3.17. et 3.18..

Tab. 3.17. : écarts maximaux relatifs (%) sur 20 zones terrestres, pour les images de minimum issues des données brutes d'Europe en juillet 1986 et de leur modélisation (modèles C, M et D).

Zone	brutes	modèle C	modèle M	modèle D
(01)	38,3	12,4	16,6	12,5
(02)	35,4	16,4	14,8	16,7
(03)	47,4	14,3	26,7	13,9
(04)	44,1	9,8	21,0	9,5
(05)	43,0	11,8	20,6	11,5
(06)	31,3	12,8	13,6	12,6
(07)	34,1	15,9	16,9	15,8
(08)	37,3	14,1	18,6	14,3
(09)	43,7	12,7	25,9	13,7
(10)	35,9	17,9	20,7	17,7
(11)	41,2	6,9	20,7	6,8
(12)	36,1	16,5	18,5	16,8
(13)	46,0	8,1	25,0	7,9
(14)	42,2	13,4	26,0	14,3
(15)	30,8	20,3	13,4	20,7
(16)	33,9	26,6	25,1	26,9
(17)	47,6	5,0	20,3	6,4
(18)	41,4	14,6	26,4	14,4
(19)	39,9	17,1	21,5	16,8
(20)	35,8	20,9	21,5	19,8

Tab. 3.18. : moyennes et écart-types des distributions des écarts maximaux relatifs (%) sur 20 zones terrestres issues des données brutes d'Europe en juillet 1986 et des modélisations (C), (M), (D).

	brutes	modèle C	modèle M	modèle D
moyenne	39,3	14,4	20,6	14,4
écart-type	5,0 (13%)	4,9 (34%)	4,1 (20%)	4,8 (33%)

Contrairement aux zones marines, nous constatons sur les parcelles de terrains des écart-types de distribution sur les écarts maximaux assez faibles de 13% à 34%. Les plus faibles moyennes des écarts maximaux sont observées lorsque sont appliqués les modèles (C) et (D) que nous avons déduits du rayonnement direct réfléchi en direction du satellite.

Les images brutes sont en revanche celles qui présentent la plus grande variabilité de signal au cours de la journée. Ceci tend à placer les milieux marins et terrestres en opposition au niveau des modélisations employées. Comme je l'ai déjà signalé, la mer présente un albédo que l'on peut considérer comme nul (pour les latitudes européennes et le satellite Météosat). Ainsi, quelle que soit l'heure de la journée et l'intensité lumineuse reçue, la réflexion restera nulle et la modélisation du trajet du rayonnement dans l'atmosphère, en direction ou provenant de la mer, nécessite de considérer la réflectivité de l'atmosphère. Dans ce cas, l'albédo de l'atmosphère augmente le signal issu des zones marines.

En revanche, les sols d'albédo non négligeable auront une intensité de réflexion en accord plus étroit avec leur albédo et avec le rayonnement incident. De ce fait, la modélisation prend là toute sa signification et permet de diminuer les écarts temporels d'intensité de réflexion uniquement dûs à la position du soleil. L'influence de l'atmosphère existe toujours mais elle est relativement moins importante.

Les effets de réflexion et d'absorption des particules et des aérosols provoquent au niveau de l'atmosphère claire deux phénomènes antagonistes en fonction de l'albédo des surfaces rencontrées par le rayonnement solaire comme l'ont montré Tanré (1983) et Courel (1985). La présence d'aérosols va provoquer une augmentation de la luminance mesurée par le satellite au niveau de très faibles albédos, comme ceux des mers et des lacs. En revanche, ces mêmes aérosols induisent une diminution de la luminance qui est captée par le satellite au niveau des sols d'albédo non négligeable.

Prenons, par exemple, un cas extrême et simple : une atmosphère uniquement réfléchissante qui réfléchit vers l'espace ou vers le sol 10% du rayonnement qui l'atteint. On observe au travers de cette atmosphère deux corps dont les albédos sont 0 et 1.

Si l'éclairement incident est égal à une valeur unité, alors, pour un corps observé d'albédo réel égale à 0, la luminance perçue hors atmosphère vaut : $0,1 + (0 \times 0,9 \times 0,9) = 0,1$. L'albédo mesuré est donc $0,1/1$. Il y a bien surestimation de la valeur de réflectance.

Pour un corps observé d'albédo réel égal à 1, la luminance perçue hors atmosphère vaut : $0,1 + (1 \times 0,9 \times 0,9) = 0,91$. L'albédo mesuré est donc $0,91/1$. Il y a bien sous-estimation de la valeur de réflectance.

Ces effets antagonistes de l'atmosphère claire vont nous contraindre à modéliser de façon plus fine et plus stricte. Il sera nécessaire de prendre en compte à la fois l'albédo de l'atmosphère et l'albédo des zones observées. Ainsi, une différenciation des modèles serait utile suivant la nature de la surface observée au travers de l'atmosphère.

Au niveau du continent par ciel nuageux :

Bien que les modèles soient conçus dans le cas de ciel clair, il est intéressant de voir leur comportement vis-à-vis des nuages, car ces modèles s'appliquent sur l'intégralité des images, qu'elles soient dégagées ou couvertes de nuages.

Les 20 zones étudiées, de France et d'Espagne, sont uniquement situées sur le continent. Mais lorsqu'elles sont entièrement couvertes de nuages très épais, ces zones ne sont pas dissociables des zones marines en ce qui concerne leur luminance. Les résultats des écarts maximaux sont regroupés dans les tableaux 3.19. et 3.20.

Tab. 3.19. : écarts maximaux relatifs (%) sur 20 zones terrestres, pour les images de maximum issues des données brutes d'Europe en juillet 1986 et de leur modélisations par (modèle C), (modèle M), (modèle D).

Zone	brutes	modèle C	modèle M	modèle D
(01)	36,1	13,8	13,6	13,8
(02)	23,4	6,2	6,3	6,3
(03)	41,3	16,7	16,4	16,5
(04)	38,8	15,8	15,7	15,8
(05)	42,2	26,9	27,1	26,9
(06)	31,5	5,6	5,1	5,5
(07)	29,4	15,6	15,8	15,7
(08)	24,9	15,3	14,8	15,1
(09)	33,5	3,6	3,6	3,5
(10)	24,0	6,9	4,5	6,9
(11)	25,4	15,1	15,2	15,2
(12)	29,0	10,6	10,7	10,7
(13)	41,3	10,8	10,8	10,7
(14)	27,6	7,6	7,6	7,6
(15)	35,7	23,6	23,4	23,4
(16)	58,0	54,7	54,5	54,5
(17)	36,2	11,9	11,8	11,9
(18)	19,8	18,4	13,9	13,8
(19)	25,8	13,0	13,1	13,2
(20)	36,3	19,6	19,6	19,6

Tab. 3.20. : moyennes et écart-types des distributions des écarts maximaux relatifs (%) sur 20 zones terrestres issues des données brutes d'Europe et des modélisations (C), (M), (D) des images de maximum d'enneuagement de juillet 1986.

	brutes	modèle C	modèle M	modèle D
moyenne	33,0	15,6	15,2	15,3
écart-type	8,7 (26%)	10,7 (69%)	10,8 (71%)	10,6 (69%)

Dans ce cas, il apparaît une très nette identité entre les trois modélisations. Les écarts maximaux relatifs sont pratiquement identiques quel que soit le modèle appliqué aux données. De plus, ces écarts sont en moyenne deux fois plus faibles que ceux obtenus sur les données brutes.

Ceci semble montrer que les nuages très réfléchissants présentent un signal principalement lié à la position du soleil et donc à la quantité de rayonnement incident. Ces résultats établissent une très grande similarité entre les trois modèles. Ceci provient du fait que ces trois modèles sont basés sur le même concept de ciel clair et de variation de rayonnement incident liée à la hauteur du soleil.

L'influence de la réflectivité de l'atmosphère ne présente plus dans ce cas une grande importance. Effectivement, le sommet des nuages brillants et élevés est observé par le satellite au travers d'une très faible épaisseur d'atmosphère. Ainsi, la quantité réfléchie par une surface nuageuse de très fort albédo est très proche de la quantité de rayonnement incident. En effet, les pertes de rayonnement par absorption et diffusion dans une couche d'atmosphère fine et pure sont faibles. Ainsi, les modèles réalisent une bonne approche de la situation.

En revanche, la dissemblance des modèles au niveau du trajet optique du rayonnement réfléchi ne se répercute pas sur les résultats. Cet aspect semble donc inadéquat pour expliquer la réflexion du rayonnement en direction du satellite.

En conclusion d'un point de vue temporel :

Au niveau des zones maritimes, les modèles analysés ne prennent pas en compte l'influence de l'atmosphère. Ainsi, la réflexion du rayonnement par les aérosols s'accroît lorsque le trajet optique augmente, c'est-à-dire quand le soleil s'éloigne de sa position zénithale. Les modèles C, M et D en négligeant cet effet augmentent le signal reçu de la mer. L'observation temporelle de la luminance de la mer nous a montré qu'il est nécessaire de faire intervenir l'influence de la réflexion des aérosols d'un ciel clair. Ceci est pris en compte dans le modèle (A) dit d'albédo atmosphérique (cf. 3.1.).

En zone continentale par ciel clair, le modèle C et le modèle D sont ceux qui offrent le plus de satisfaction, en réduisant au mieux les écarts de brillance observés au cours de la journée en un même point. Dans le cas continental, l'influence de "l'albédo" de l'atmosphère est beaucoup plus réduite. En effet, l'aspect prédominant de l'atmosphère réside alors dans l'absorption et la diffusion du rayonnement par les aérosols. Ceci a pour effet de diminuer le rayonnement arrivant au sol, diminuant par la même la quantité réfléchie vers le satellite. Ce phénomène est effectivement partiellement pris en compte dans les modèles où est introduit un coefficient de transmission atmosphérique. Mais comme précédemment, il serait intéressant de prendre en compte l'aspect réflectivité de l'atmosphère même s'il apparaît négligeable vis-à-vis de l'albédo des sols.

Lorsque l'enneuagement est maximal, il est intéressant de constater la similarité des résultats des trois modèles. Au-dessus des nuages très réfléchissants et souvent de haute altitude, l'atmosphère est d'une faible épaisseur et peu concentrée en aérosol. Ainsi les effets de réflexion, d'absorption et de diffusion provoqués par l'atmosphère peuvent être négligés par rapport à l'albédo des nuages. Les modèles ne prenant en compte que la quantité de rayonnement incident et des effets mineurs d'atténuation donneront des résultats similaires comme nous pouvons le constater.

ASPECT SPATIAL

L'aspect spatial est analysé suivant les mêmes conditions que précédemment, c'est-à-dire au niveau de la mer et du continent par ciel clair et au niveau du continent par condition nuageuse extrême. Les moyennes de chaque zone de mesure ont été transformées en pourcentage par rapport à la somme des valeurs obtenues pour le slot et le modèle considéré. Les résultats sont présentés sur les graphiques des pages suivantes.

Au niveau de la mer dans le cas d'un ciel clair :

Les différents modèles ont permis d'obtenir les graphiques suivants, correspondant aux valeurs des tableaux 3.3., 3.4., 3.5. et 3.6., exprimées en pourcentage. Les courbes issues de ces données indiquent les effets de la modélisation de chaque slot horaire en fonction de la latitude.

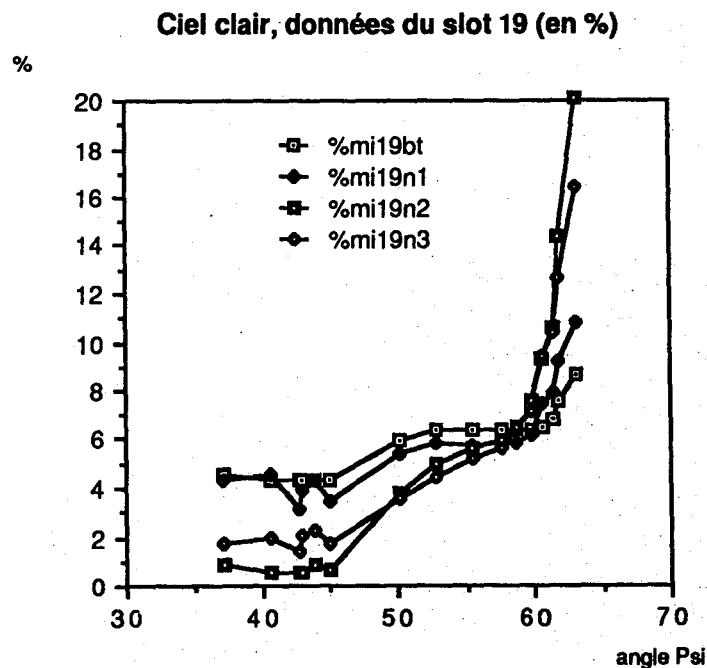


Fig. 3.24. : graphique des valeurs moyennes en pourcentage obtenues pour un ciel clair au niveau des zones marines de mesure en fonction du type de données brutes ou modélisées, de l'Ouest de l'Europe en juillet 1986 pour le slot 19.

Ciel clair, données slot 25 (en %)

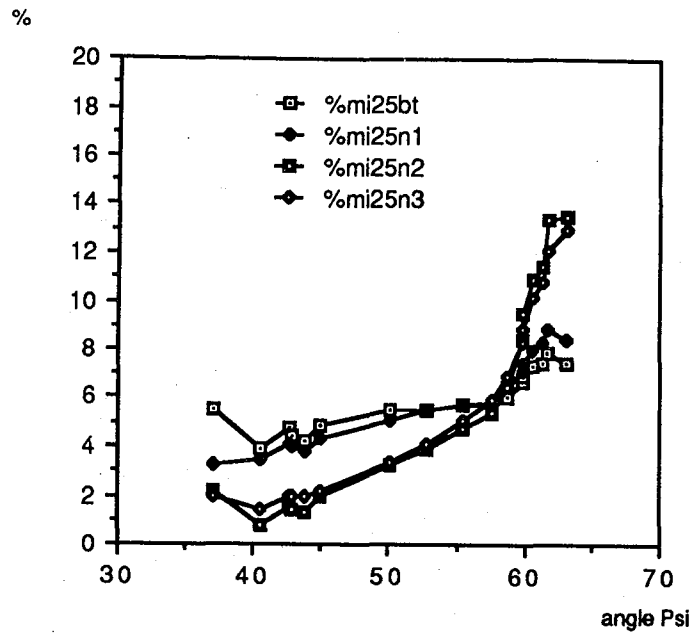


Fig. 3.25. : même légende que la figure 3.24., mais pour le slot 25.

Ciel clair, données slot 31 (en%)

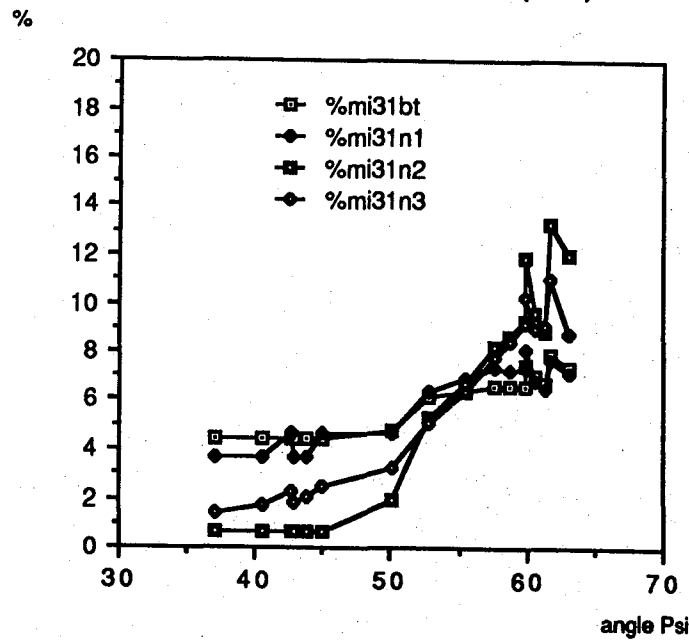


Fig. 3.26. : même légende que la figure 3.24., mais pour le slot 31.

Dans les trois slots présentés, il existe un alignement général des données suivant une pente où les zones de hautes latitudes présentent des valeurs plus élevées et les zones de plus basses latitudes des valeurs plus faibles. Cette pente est plus faible pour les données brutes et le modèle C.

Les résultats issus des deux autres modèles présentent une pente encore plus accentuée. Cette influence excessive de la latitude provient de l'utilisation dans ces modèles de l'élévation () du satellite pour chaque point de l'image. Cet angle varie de façon plus importante que celui de l'élévation () du soleil, et de ce fait les images traitées par ces modèles présentent une accentuation importante du gradient constaté sur les zones marines.

Cet aspect pentu de la répartition des données en fonction des latitudes existe pour les données brutes. Cette pente est inversée par rapport aux hypothèses de base des modèles qui cherchent à accentuer le signal reçu lorsque les latitudes s'élèvent, c'est-à-dire lorsque les hauteurs du soleil diminuent. En l'occurrence, l'atténuation prévue du signal incident puis réfléchi au cours de la traversée de l'atmosphère n'existe pas au niveau de la mer lorsque l'élévation du soleil diminue. Au-dessus de la mer, le signal reçu par les capteurs dits visibles du satellite provient exclusivement de l'atmosphère claire ou nuageuse. Dans le cas présent d'un ciel clair, il apparaît une augmentation du signal reçu par le satellite en coïncidence avec l'augmentation de l'épaisseur d'atmosphère traversée et de la diminution de l'angle sous lequel les rayonnements, incident et réfléchi, parcourent cette atmosphère.

L'atmosphère joue un rôle de réflecteur non négligeable, dès qu'elle est traversée suivant un angle assez faible et donc sur une assez forte épaisseur. Ce phénomène, que je nommerai ultérieurement "albédo atmosphérique", a déjà été signalé précédemment lorsque l'on considérait l'épaisseur d'atmosphère traversée par les rayons du soleil aux différentes heures de la journée. C'est l'augmentation du nombre des particules atmosphériques rencontrées par le rayonnement solaire incident qui accroît le signal reçu par le satellite lorsque les latitudes des points maritimes observés augmentent. Cet effet a déjà largement été constaté (voir par exemple Tanre *et al.*, 1979 et 1983 et Tanre, 1983).

Cet "albédo atmosphérique" n'est pas pris en compte par les modèles précédents qui ont tendance à augmenter le signal reçu lorsque l'épaisseur d'atmosphère traversée par le rayonnement augmente.

Ceci conduit à rejeter les modèles trop simples qui voudraient systématiquement augmenter le signal reçu lorsque les zones de mesures voient les rayonnements incidents au travers d'une plus grande couche d'atmosphère.

Cette rétrodiffusion du rayonnement par l'atmosphère terrestre, constatée au-dessus de la mer, atténue bien sûr le rayonnement arrivant à la surface du globe, mais elle a aussi pour effet, comme nous venons de le constater, d'augmenter le signal arrivant au satellite. Des modèles plus élaborés devraient permettre de tenir compte de cet antagonisme issu du comportement de l'atmosphère dans la réflexion du signal.

Au niveau des continents par ciel clair ou nuageux :

Les résultats des différentes zones de mesure sont exprimés en pourcentage dans les graphiques des pages suivantes.

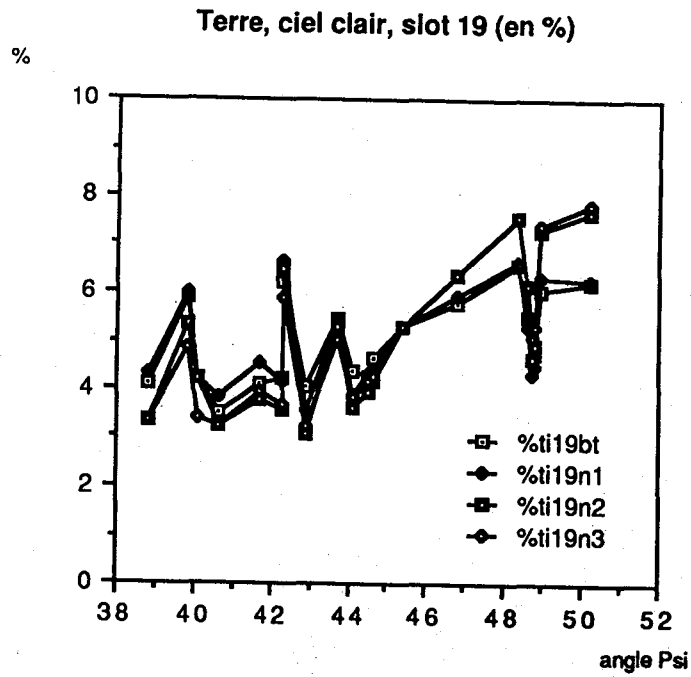


Fig. 3.27. : graphique des valeurs moyennes en pourcentage obtenues pour un ciel clair au niveau des zones terrestres de mesure en fonction de type de données, brutes ou modélisées, d'Europe en juillet 1986 pour le slot 19.

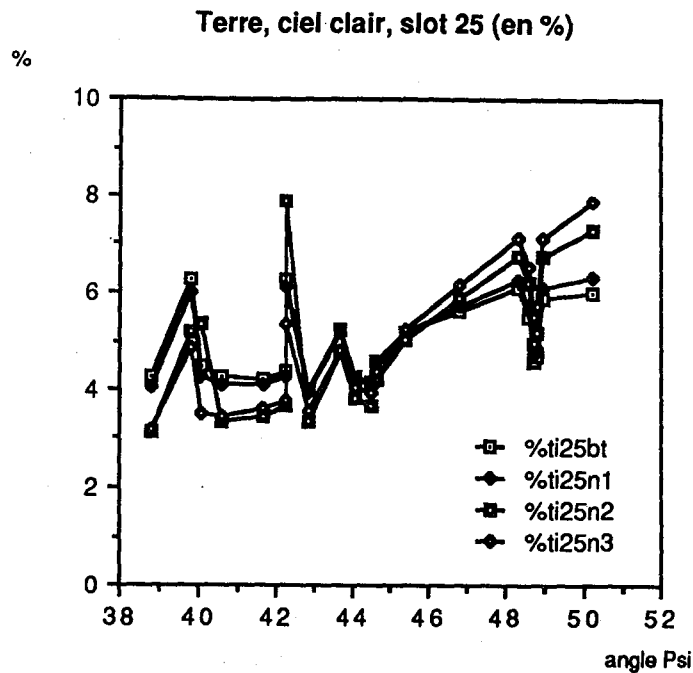


Fig. 3.28. : graphique des valeurs moyennes en pourcentage obtenues pour un ciel clair au niveau des zones terrestres de mesure en fonction de type de données, brutes ou modélisées, d'Europe en juillet 1986 pour le slot 25.

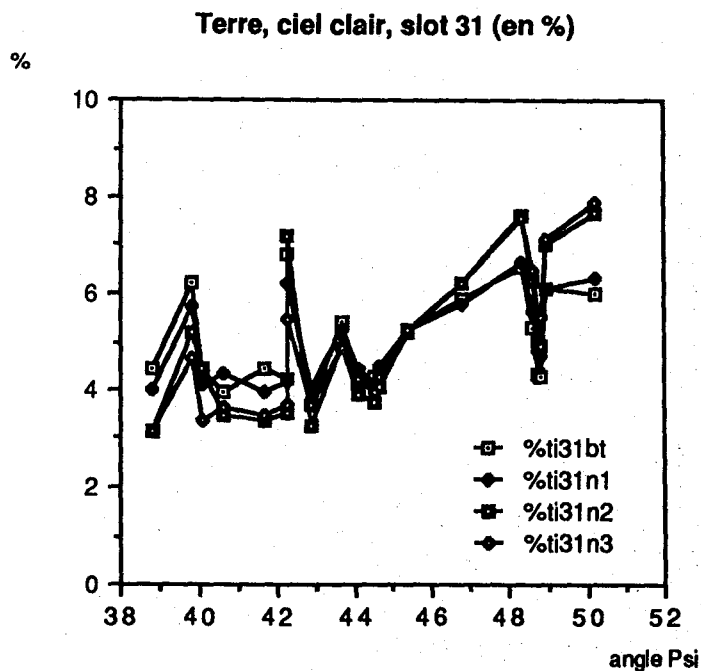


Fig. 3.29. : graphique des valeurs moyennes en pourcentage obtenues pour un ciel clair au niveau des zones terrestres de mesure en fonction de type de données, brutes ou modélisées, d'Europe en juillet 1986 pour le slot 31.

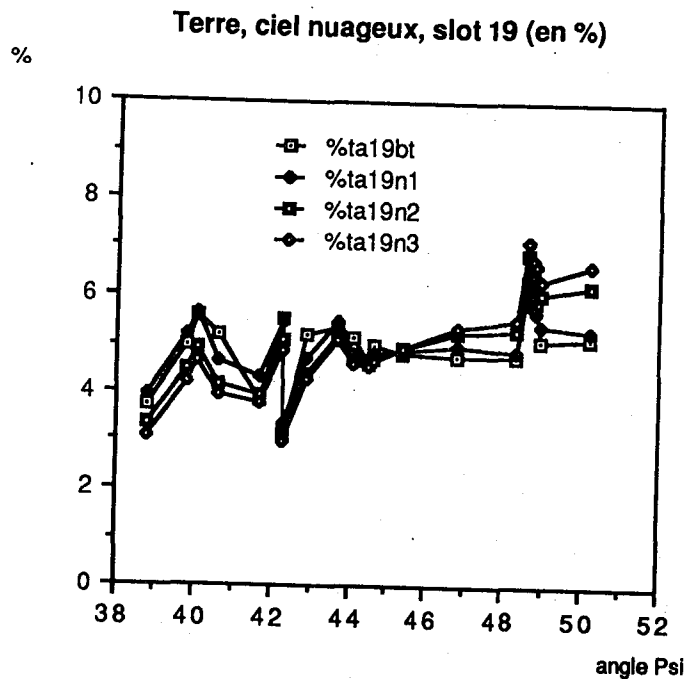


Fig. 3.30. : graphique des valeurs moyennes en pourcentage obtenues pour un ciel couvert au niveau des zones terrestres de mesure en fonction de type de données, brute ou modélisées, d'Europe en juillet 1986 pour le slot 19.

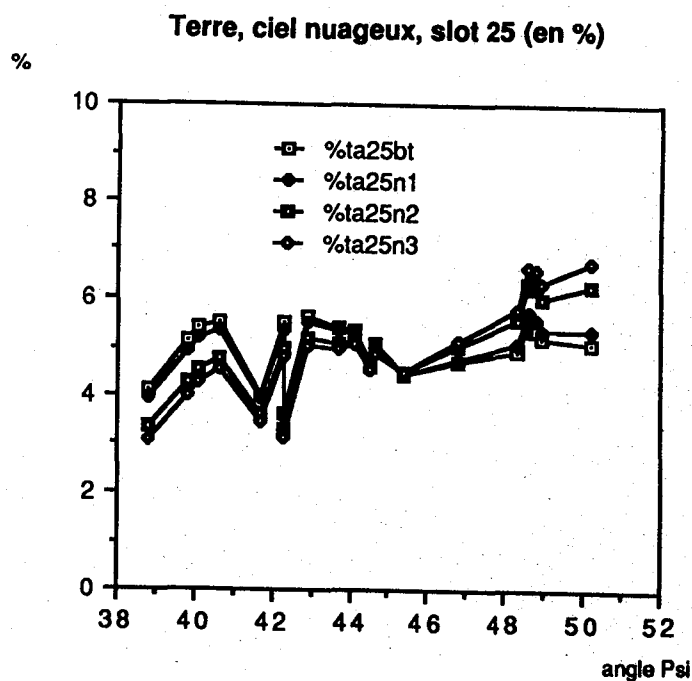


Fig. 3.31. : graphique des valeurs moyennes en pourcentage obtenues pour un ciel couvert au niveau des zones terrestres de mesure en fonction de type de données, brutes ou modélisées, d'Europe en juillet 1986 pour le slot 25.

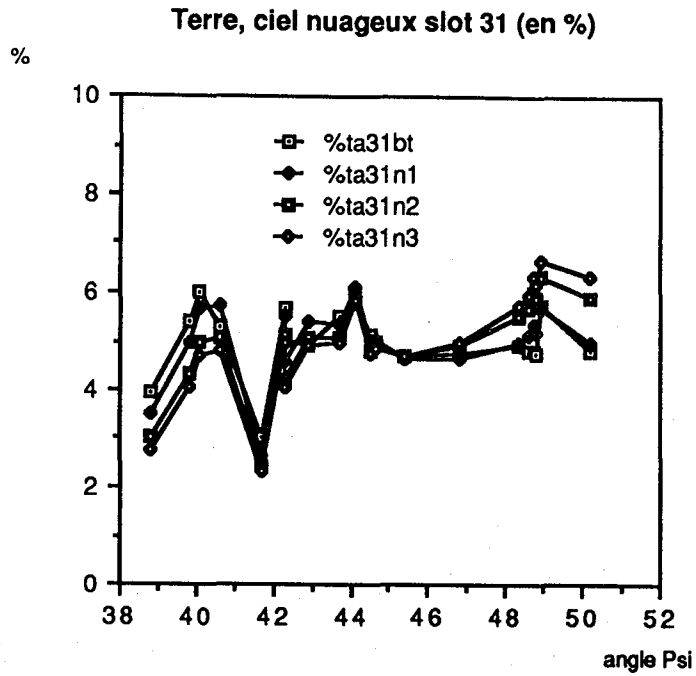


Fig. 3.32. : graphique des valeurs moyennes en pourcentage obtenues pour un ciel couvert au niveau des zones terrestres de mesure en fonction de type de données, brutes ou modélisées, d'Europe en juillet 1986 pour le slot 31.

Sur ces différents graphiques présentant les résultats au niveau continental, il est possible de voir une tendance générale, où les données brutes sont plus faibles que celles issues des modèles au niveau des latitudes élevées, et inversement au niveau des latitudes faibles.

L'aspect de pentes plus accentuées pour certains modèles n'est plus discernable, étant donné la grande variabilité des albédos rencontrés au sol dans le cas d'un ciel clair. Mais l'agencement des données brutes et modélisées se rapproche de celui qui existait au niveau des zones marines.

L'intervention de l'atmosphère signalée précédemment, dans l'aspect temporel de l'étude et dans l'aspect spatial au niveau de la mer, existe toujours mais de façon très négligeable par rapport à la réflectivité des sols. Si les écarts entre les données brutes et les données modélisées sont aussi faibles, c'est en raison de l'effet d'atténuation du rayonnement par les particules atmosphériques. Cette atténuation est prévue dans les modèles, elle est aussi largement utilisée par de nombreux auteurs tels que Perrin de Brichambaut (1987), Amado (1982), Kasten (1980), Gauthier *et al.* (1980), Tanre (1983), Courel (1985) et Dedieu (1984).

Dans le cas de ciel couvert, l'aspect nuageux est incontestable pour la douzaine de zones le plus au nord, mais il ne peut pas être considéré comme identique sur ces zones ni même constant pour les différentes heures étudiées. Ces zones ne présentent pas de pente marquée dans l'ordonnement des données brutes. Mais, contrairement aux résultats obtenus sur les zones marines par ciel clair, il est possible de percevoir une tendance, en accord cette fois-ci avec les hypothèses, d'une diminution du signal perçu par le satellite lorsque l'élévation du soleil diminue. Cette absence de gradient net est peut-être due à la situation géographique des zones qui sont réparties sur le territoire français et donc suivant des latitudes assez peu différentes. Au niveau des zones de mesure, elle peut aussi s'expliquer par la faible variabilité des qualités d'atmosphère traversée. Effectivement, au sommet des nuages de très forte réflectance, l'épaisseur d'atmosphère qui reste est faible et pure en comparaison de celle existant près du sol.

Dans ces conditions du point de vue spatial :

Les différents modèles semblent peu adéquats pour comprendre les multiples modalités de réflexion du rayonnement solaire. Il apparaît important d'introduire le rayonnement diffus atmosphérique.

3.3. CONCLUSION SUR LES MODELES SANS REFLEXION ATMOSPHERIQUE

Temporellement :

Au niveau de la mer, les modélisations utilisées provoquent une accentuation des écarts de luminance observée à des heures différentes sur les images brutes. Ce phénomène tend à se réduire pour des latitudes plus faibles. Comme cela fut signalé, c'est en raison de la négligence, par nos modèles, de la réflectivité de l'atmosphère qui augmente quand s'accroît la quantité de particules rencontrées par les rayonnements solaires (Tanre 1983). Ces augmentations de réflexion du rayonnement par une atmosphère claire aux heures où le rayonnement est le plus faible (le soir et le matin), tendent à uniformiser le signal reçu par le satellite et provenant de l'observation de la mer aux différentes heures de la journée.

Au niveau continental, la modélisation initiale introduite par Cano apparaît la plus cohérente. Elle permet de diminuer de façon la plus nette les écarts de luminance provoqués par les écarts horaires de prises de vues. Dans ce cas, la réflectivité de l'atmosphère n'apparaît plus jouer le rôle qu'elle avait au niveau de la mer car son influence devient négligeable par rapport à la réflectivité des sols. En revanche, l'aspect de l'atténuation atmosphérique qui est pris en compte dans nos modèles est bien présent et important.

Spatialement :

Au niveau de la mer, les résultats montrent une augmentation du gradient existant dans les images brutes. Ce gradient se traduit par de très fortes valeurs de luminance pour les latitudes élevées. Théoriquement, en raison des facteurs de modélisation liés aux élévations (θ) du soleil et (ϕ) du satellite, cette accentuation du signal était recherchée pour des angles (θ) et (ϕ) de plus en plus faibles. Ces modélisations visaient à prendre en compte la différence des trajets optiques parcourus et donc l'atténuation probable du signal. Mais celle-ci, pour les images brutes, est contre-balancée par la réflectivité non négligeable de l'atmosphère par rapport à celle de la mer. Ainsi, les images brutes présentent au contraire une augmentation faible mais perceptible du signal lorsque les élévations du soleil et du satellite diminuent vers le nord de l'Europe.

Au niveau continental, pour la France et l'Espagne, il n'est pas observé de gradient net sur les images brutes. La modélisation fait naître sur les images des zonations concentriques moins accentuées que sur la mer, mais introduisant aussi un gradient. C'est seulement au niveau des images d'ennuagement maximum que l'on peut discerner une diminution du signal reçu lorsque l'élévation du soleil diminue. Les ennuagements maxima sont caractérisés par des nuages très brillants et très élevés en altitude. Cette situation annule les influences de l'atmosphère qui apparaît en quantité négligeable.

En conclusion, les modélisations appliquées sur des images visibles de Météosat apparaissant incomplètes, cela avait conduit à séparer l'aspect spatial, où aucune des modélisations ne semblait satisfaisante, de l'aspect temporel, où la modélisation de Cano semblait judicieuse. Or, cette dissociation des objectifs est purement arbitraire puisque les aspects temporel et spatial ne font qu'un et ne sont définis que par la hauteur du soleil à un instant donné et en un point, pour les modèles utilisés.

Ces différentes modélisations sont basées sur des modèles statistiques d'atténuation et sur des hypothèses de trajets optiques simples dans un milieu atmosphérique homogène pour des ciels dits clairs. Ces différents modèles n'ont pas considéré la réflectivité de l'atmosphère au niveau de la mer.

Il est donc nécessaire de prendre en considération cette réflectivité des aérosols. C'est ce que nous proposons avec le modèle suivant dit "d'albédo atmosphérique" qui est décrit dans le paragraphe 3.1. Nous l'avons associé au modèle de Cano car c'est celui qui offrait les meilleurs résultats.

3.4. APPLICATION ET ANALYSE DE L'EFFET "D'ALBEDO ATMOSPHERIQUE" ASSOCIE A LA METHODE DE CANO

Le modèle utilisé "d'albédo atmosphérique" dit modèle (A), qui est présenté dans le paragraphe 3.1., a été appliqué sur les images sans nuage d'Europe de l'Ouest du mois de juillet 1986 et aux slots horaires 19, 25 et 31.

La formulation de ce modèle (A) est la suivante :

$$\rho_g = (1/\sin(\psi))^{0,15} \cdot (C/A \cdot I_0) \cdot [(CN/\sin(\psi)) - (B'/(\sin(\phi)))]$$

où,

$B' = CN \cdot (\sin(\phi))$ lorsque le capteur vise la mer. B' a donc été déterminé en prenant des valeurs ponctuelles au niveau de la mer sur les images brutes et en considérant l'élévation (ϕ) du satellite pour le point choisi. Nous avons obtenu pour B' une valeur de 8 en compte numérique.

Comme pour les modèles précédents, l'élévation (ψ) du soleil a été déterminée comme si l'image en question était issue du 15^{ème} jour du mois, les slots 19, 25 et 31 correspondant respectivement à 9h, 12h et 15h.

3.4.1. RESULTATS INITIAUX :

Explication des légendes rencontrées dans ce paragraphe. Prenons quelques exemples.

M19i15h00 :

M19 = stations marines observées lors du slot 19,

h00 = l'heure utilisée, pour l'estimation de l'élévation du soleil, est l'heure entière soit 19h00.

T25i15h20 :

T25 = stations terrestres observées lors du slot 25,

h20 = l'heure utilisée, pour l'estimation de l'élévation du soleil, est l'heure entière + 20 minutes soit 12h20.

T31i15h30 :

T31 = stations terrestres observées lors du slot 31,

h30 = l'heure utilisée, pour l'estimation de l'élévation du soleil, est l'heure entière + 30 minutes soit 15h30.

i15 = utilisation dans le modèle d'un coefficient d'atténuation atmosphérique proportionnel à $(\sin(\psi))^{0,15}$.

Pour les titres des graphiques nous avons les mêmes abréviations soit :

(i=0,15) : utilisation dans le modèle d'un coefficient d'atténuation atmosphérique proportionnel à $(\sin(\psi))^{0,15}$.

(h=20) : heure utilisée pour l'estimation de l'élévation du soleil est l'heure entière + 20 minutes.

Au niveau de la mer :

Nous utilisons les mêmes zones marines que précédemment. Les résultats sont présentés dans le tableau 3.21. et sur les figures 3.33. et 3.34.

Tab. 3.21. : moyennes sur chaque station marine, pour les images de ciel clair obtenues après application du modèle A, sur les données d'Europe en juillet 1986.

Station	slot 19	slot 25	slot 31
(01) exclue			
(02)	0	-5	-5
(03)	-3	-2	-4
(04)	-3	0	-5
(05)	-2	0	-3
(06)	-2	-1	-5
(07)	-2	-1	-1
(08)	-1	-2	0
(09)	-1	-2	1
(10)	-0	-2	1
(11)	1	-1	-2
(12)	3	0	-2
(13)	1	-2	-2
(14)	-2	0	0
(15)	1	-2	-2
(16)	-1	0	1
(17)	3	-2	-2
(18)	3	-2	-1

Fig. 3.33. : graphique des valeurs moyennes par station de mesure en fonction du slot pour les données issues du modèle A (cf. tab. 3.21.).

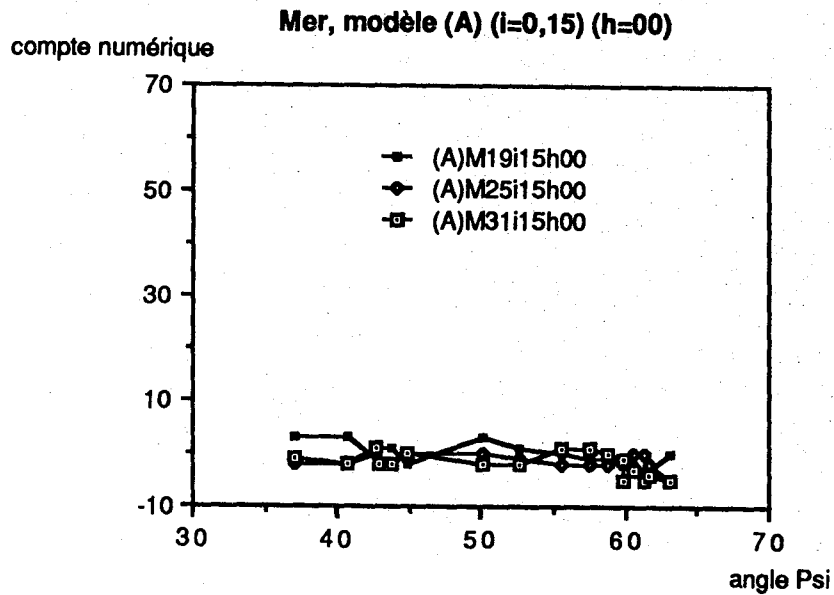


Fig. 3.34. : image issue du modèle A, après application sur les images brutes de l'Ouest de l'Europe du slot 31 pour un ciel clair du mois de juillet 1986.



Remarque : nous avons conservé les valeurs négatives d'albédo calculé au-dessus de la mer, pour ne pas avoir à effectuer de translation sur l'ensemble des valeurs d'albédo obtenues par l'application du modèle (A), afin que ces valeurs (marines ou terrestres) soient directement comparables aux modèles initiaux et notamment celui de Cano.

Nous pouvons constater sur les données précédentes l'absence du gradient au niveau de la mer qui produisait une augmentation des comptes numériques vers les hautes latitudes. Il apparaît seulement une légère diminution de l'albédo de la mer vers les hautes latitudes. Pour les latitudes plus faibles, on constate une succession périodique de valeurs élevées et de valeurs faibles et ceci concentriquement à la position du satellite. Cet aspect périodique provient des arrondis de calcul issus de la discrétisation d'un phénomène continu, induite par le modèle. Les valeurs obtenues sont toutes proches de zéro, voire négatives, ce qui confirme l'influence de l'atmosphère et son estimation cohérente dans ce modèle (A).

Il apparaît que dans ce modèle, nous avons surestimé légèrement la réflectivité de l'atmosphère. Les modèles (A) et (C) ne diffèrent que par l'intervention de la réflectivité de l'atmosphère, et il est donc possible de comparer directement ces deux modèles entre eux. Cette comparaison directe est aussi possible avec les images brutes car aucun coefficient de réajustement des données aux bornes de codage des images (0-255) n'a été effectué. Ainsi, il est possible pour un même slot horaire de comparer l'écart maximal qui existe entre les différentes stations, avec les mêmes écarts observés sur les images brutes et les images modélisées. Sur le tableau suivant 3.22. sont regroupés les résultats obtenus.

Tableau 3.22. : écarts maxima observés sur l'ensemble des stations marines et pour chaque heure de mesure.

	slot 19	slot 25	slot 31
Données			
brutes	8	9	6
modèle C	20	11	10
modèle A	6	5	6

Ces résultats nous montrent que le modèle A a permis de réduire nettement l'amplitude des écarts produits par l'application du modèle C. Le faible gradient observé est similaire en amplitude à celui des images brutes. Le modèle A a permis de réduire fortement le gradient spatial d'albédo de la mer. Il fournit par ailleurs une meilleure estimation de l'albédo de la mer qui est voisin de 0.

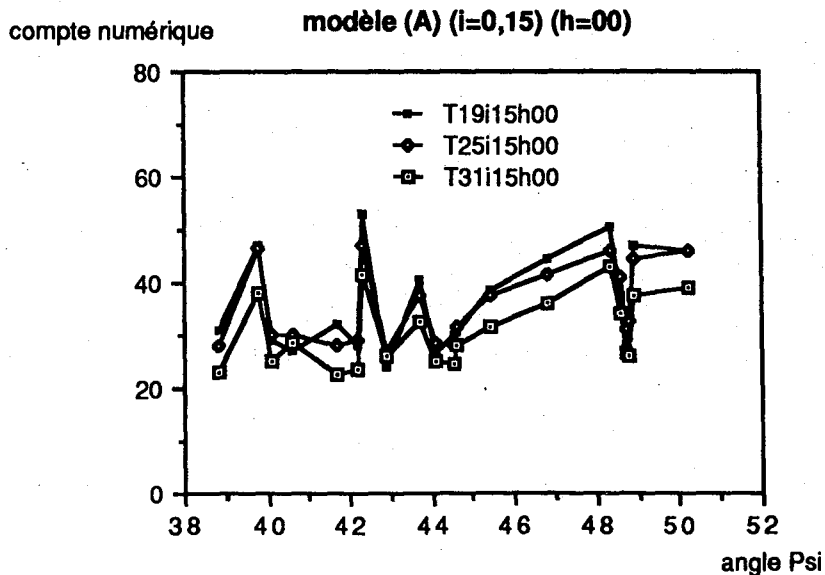
Au niveau du continent :

Les résultats obtenus sur les images brutes après application du modèle A sont représentés sur l'image de la figure 3.34.. Les moyennes calculées sur les stations terrestres sont présentées dans le tableau 3.23. et le graphique correspondant est fourni par la figure 3.35.

Tab. 3.23. : moyennes sur chaque station terrestre, pour les images de ciel clair obtenues après application du modèle A sur les données d'Europe en juillet 1986 (fig. 3.34.).

Station	slot 19	slot 25	slot 31
(01)	46,1	46,1	38,9
(02)	47,1	44,7	37,7
(03)	29,6	32,5	25,9
(04)	28,0	32,1	26,5
(05)	37,6	40,9	34,1
(06)	50,7	46,2	43,1
(07)	44,5	41,5	36,0
(08)	38,3	37,3	31,5
(09)	30,7	31,4	27,9
(10)	30,2	27,8	24,4
(11)	26,5	28,3	25,0
(12)	40,5	37,5	32,4
(13)	24,0	26,9	26,0
(14)	28,1	28,9	23,5
(15)	53,0	46,8	41,4
(16)	32,0	28,2	22,5
(17)	27,2	29,9	28,4
(18)	29,2	29,9	25,0
(19)	47,0	46,4	37,9
(20)	31,0	28,0	23,1

Fig. 3.35. : graphique des valeurs moyennes par station de mesure en fonction du slot pour les données issues du modèle A (cf. tab. 3.23.).



Le calcul de l'écart maximum relatif qui existe au niveau de chaque station pour les trois slots étudiés, montre que l'écart moyen obtenu finalement est supérieur à celui que nous avons trouvé à l'issue de l'étude de l'aspect temporel au niveau des résultats du modèle C. Ces moyennes des écarts maxima relatifs sont présentés dans le tableau suivant 3.24. :

Tableau 3.24. : moyennes des écarts maxima relatifs obtenues entre les trois heures de mesure et pour les données brutes et les modèles C et A.

	Brutes	Modèle C	Modèle A
Moyenne	39,3	14,4	19,3
Ecart type	5,0	4,9	5,8

Cette augmentation de l'écart maximal relatif est principalement provoquée par les faibles valeurs rencontrées pour le slot 31, comme si nous avions, pour ce slot, surévalué l'importance de l'épaisseur d'atmosphère traversée. Cela s'explique très simplement par l'étude de l'heure réelle de prise de vue pour un point donné de l'image. Le décalage qui existe entre cette heure réelle d'observation du point et l'heure utilisée pour modéliser le phénomène atmosphérique peut être important et augmenter l'écart existant entre les slots du matin et ceux de l'après-midi et ceci de façon d'autant plus flagrante que ces slots sont éloignés du midi solaire.

Une image totale du globe terrestre vu par Météosat correspond à 2500 lignes sur 2500 colonnes. Pour acquérir ces 2500 lignes, il faut environ 25 minutes, soit 1 minute pour 100 lignes. Si l'acquisition, qui s'effectue du sud vers le nord, commence à une heure entière précise (par exemple 9h00), alors la France sera observée à peu près vers 9 heures 20 minutes. Si nous approchons cette heure de prise de vue par l'heure entière du départ de l'acquisition de l'image, nous commettons une erreur importante lors de la modélisation de l'épaisseur d'atmosphère traversée. Par exemple, si la France est observée à 9h20 et que la normalisation considère qu'elle a été observée à 9h00, cela produit une surestimation du signal. En revanche, si la France est observée à 15h20 et que la normalisation considère qu'elle a été observée à 15h00, cela conduit à une sous-estimation du signal. Ainsi, ces deux images normalisées vont se trouver très dissemblables par le seul fait d'une mauvaise estimation de l'heure d'observation.

Cette sous-estimation des images du slot 31 est nettement observable sur le graphique de la figure 3.35. du modèle (A). Ce même phénomène, mais moins flagrant, était aussi observable sur les précédentes modélisations. C'est l'intervention dans le modèle A de l'effet de réflexion atmosphérique qui a accentué cette tendance d'amointrissement du signal pour le slot 31.

Il est donc important de connaître l'influence de l'heure de modélisation pour les modèles A et C.

3.4.2. INFLUENCE DE L'HEURE D'ACQUISITION SUR LA MODELISATION DES IMAGES :

Comme nous venons de le signaler, une image du globe terrestre n'est pas une photographie instantanée de l'état de brillance du système sol-atmosphère. Chaque point d'image correspond à une heure précise d'acquisition. Il serait inutile de vouloir connaître l'heure précise d'observation d'un point afin de modéliser correctement l'épaisseur d'atmosphère qui existe entre ce point et le sommet de l'atmosphère en direction du soleil. Mais il est toutefois nécessaire de ne pas faire une approximation trop grossière de cette heure qui régit quand même la quantité d'ensoleillement reçue en ce point.

Au niveau du continent :

Les résultats présentés sont issus du modèle (A) appliqué aux images brutes centrées sur la France. Les heures utilisées pour les différentes modélisations sont :

9h00, 12h00 et 15h00 dites (heure + 00),

9h20, 12h20 et 15h20 dites (heure + 20),

9h30, 12h30 et 15h30 dites (heure + 30).

Les stations de mesures sont les stations terrestres utilisées précédemment. En ce qui concerne les heures (00), les résultats ont été présentés dans le paragraphe précédent. Nous trouverons donc sur les pages suivantes les résultats des heures (20) dans le tableau 3.25., le graphique correspondant sur la figure 3.36. et l'image sur la figure 3.37. Les résultats des heures (30) dans le tableau 3.26. et le graphique correspondant sur la figure 3.38.

Tab. 3.25. : moyennes sur chaque station terrestre, pour les images de ciel clair obtenues après application du modèle A sur les données d'Europe en juillet 1986 et pour une heure moyenne de + 20 minutes après le début de l'acquisition soit : 9h20, 12h20 et 15h20.

Station	slot 19	slot 25	slot 31
(01)	43,3	46,1	42,1
(02)	43,7	44,7	40,7
(03)	27,8	33,2	28,5
(04)	26,4	31,8	29,4
(05)	35,5	41,0	37,2
(06)	47,4	46,2	46,4
(07)	41,3	41,4	38,7
(08)	35,6	37,3	34,2
(09)	28,6	31,8	30,2
(10)	27,9	27,8	26,4
(11)	24,8	28,9	27,8
(12)	37,6	37,5	35,1
(13)	22,9	27,4	25,0
(14)	25,9	28,9	25,7
(15)	48,9	46,7	44,3
(16)	28,9	27,7	24,1
(17)	25,5	30,6	29,2
(18)	26,9	29,9	27,2
(19)	43,4	46,3	40,8
(20)	28,4	28,0	24,9

Fig. 3.36. : graphique des valeurs moyennes par station de mesure en fonction du slot (+ 20 minutes) pour les données issues du modèle A (cf. tab. 3.25.).

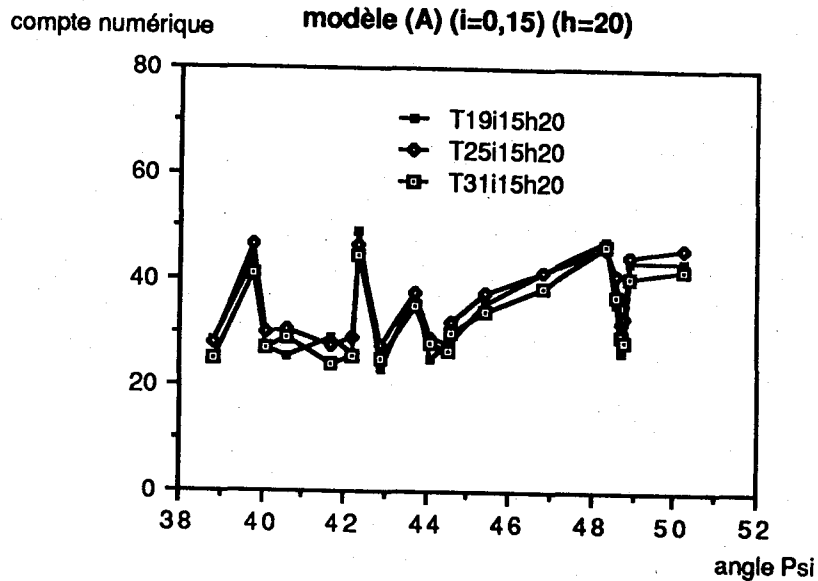


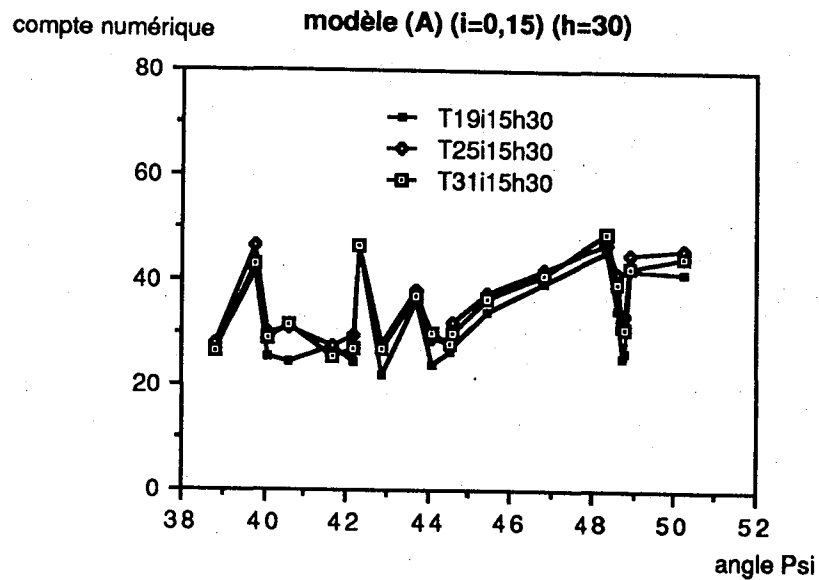
Fig. 3.37. : image issue du modèle A (heure + 20), après application sur les images brutes de l'Ouest de l'Europe du slot 31 pour un ciel clair du mois de juillet 1986.



Tab. 3.26. : moyennes sur chaque station terrestre, pour les images de ciel clair obtenues après application du modèle A sur les données d'Europe en juillet 1986 et pour une heure moyenne de + 30 minutes après le début de l'acquisition soit : 9h30, 12h30 et 15h30.

Station	slot 19	slot 25	slot 31
(01)	41,7	46,2	44,6
(02)	41,9	45,1	42,7
(03)	26,7	33,4	30,8
(04)	25,4	32,0	31,7
(05)	34,3	41,4	39,7
(06)	45,7	47,0	49,1
(07)	39,6	42,1	41,0
(08)	34,1	37,4	36,4
(09)	27,5	31,8	30,0
(10)	26,4	28,2	27,9
(11)	23,9	29,1	29,9
(12)	36,0	38,1	37,1
(13)	22,0	27,9	27,1
(14)	24,7	29,3	27,2
(15)	46,6	46,7	46,5
(16)	27,4	27,7	25,4
(17)	24,5	30,9	31,7
(18)	25,5	30,0	28,8
(19)	41,1	46,4	43,1
(20)	26,8	28,0	26,4

Fig. 3.38. : graphique des valeurs moyennes par station de mesure en fonction du slot (+ 30 minutes) pour les données issues du modèle A (cf. tab. 3.26.).



L'observation des graphiques met en évidence que c'est pour le modèle (heure + 20) que nous avons les plus faibles écarts maxima relatifs. Les moyennes de ces écarts maxima relatifs calculées sur chaque modèle sont regroupées dans le tableau 3.27.

Tableau 3.27. : moyennes des écarts maxima relatifs obtenues entre les trois heures de mesure et pour les données du modèle A suivant l'heure estimée de prise de vue, soient : heure (00), heure (20) et heure (30).

Modèle A	(heure + 00)	(heure + 20)	(heure + 30)
Moyenne	19,3	11,9	12,8
Ecart type	5,8	4,6	7,1

Les moyennes des écarts maxima obtenues pour les heures (+ 20) et (+ 30) sont très proches, et statistiquement, il n'est pas possible d'affirmer que c'est le modèle (heure + 20) qui est le meilleur bien qu'il corresponde à l'heure réelle d'observation de la France.

Nous venons d'améliorer sensiblement les résultats du modèle A, en utilisant l'heure réelle d'observation pour estimer l'élévation du soleil en chaque pixel. Les résultats obtenus pour l'heure (heure + 20) sont les meilleurs. Mais pour pouvoir les comparer à ceux du modèle C, il est nécessaire d'utiliser ce modèle dans les mêmes conditions, c'est-à-dire avec l'heure réelle d'observation de la France. Les résultats obtenus au niveau du continent sont présentés dans le tableau 3.28. et sur le graphique correspondant de la figure 3.39. ainsi que sur l'image de la figure 3.40.

Tab. 3.28. : moyennes sur chaque station terrestre, pour les images de ciel clair obtenues après application du modèle C sur les données d'Europe en juillet 1986 et pour une heure moyenne de + 20 minutes après le début de l'acquisition, soit : 9h20, 12h20 et 15h20 et avec une atténuation globale du signal proportionnelle à $(\sin(\gamma))^{0,15}$.

Station	slot 19	slot 25	slot 31
(01)	58,5	60,9	57,5
(02)	58,5	59,0	55,3
(03)	42,2	47,2	43,4
(04)	40,7	45,9	44,4
(05)	49,6	55,0	51,9
(06)	61,8	60,2	61,0
(07)	55,1	55,2	52,6
(08)	48,8	50,0	47,6
(09)	41,4	44,2	41,1
(10)	39,9	39,7	37,8
(11)	37,4	41,2	40,8
(12)	50,2	50,0	47,8
(13)	33,7	38,2	37,8
(14)	38,2	40,9	37,9
(15)	61,2	58,4	56,4
(16)	41,1	39,5	35,6
(17)	36,2	39,9	40,3
(18)	38,5	41,3	37,7
(19)	55,0	57,6	52,5
(20)	39,4	39,0	36,3

Fig. 3.39. : graphique des valeurs moyennes par station de mesure en fonction du slot (+ 20 minutes) pour les données issues du modèle C (cf. tab. 3.28.).

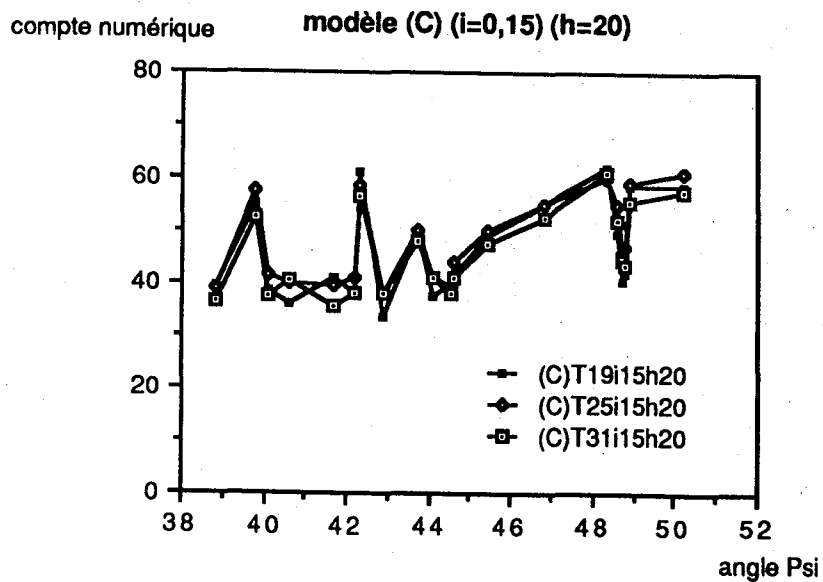


Fig. 3.40. : image issue du modèle C (heure + 20), après application sur les images brutes de l'Ouest de l'Europe du slot 31 pour un ciel clair du mois de juillet 1986.



Les résultats des écarts maxima relatifs, obtenus sur les stations terrestres, présentés dans le tableau 3.29., nous montre que le modèle C conserve sur le continent une meilleure approche de la détermination de l'albédo relatif que le modèle A.

Tableau 3.29. : moyennes des écarts maxima relatifs obtenues entre les trois heures de mesure et pour les données du modèle A et du modèle C pour (heure + 20).

(heure + 20)

	Modèle A	Modèle C
Moyenne	11,9	8,2
Ecart type	4,6	3,0

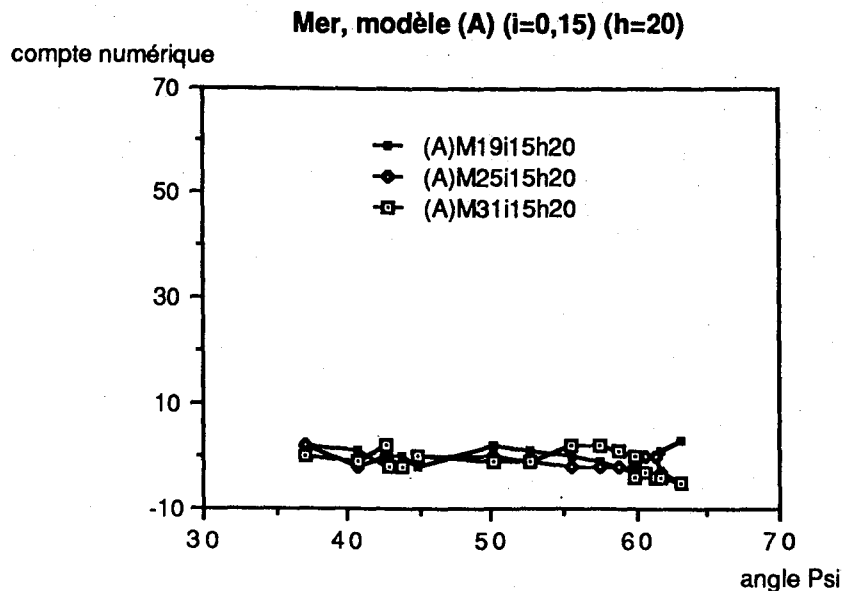
Au niveau de la mer :

Nous avons constaté une meilleure modélisation de la traversée de l'atmosphère avec le modèle A. Observons si cela se confirme lorsque l'on considère dans les modèles l'heure exacte d'observation. Les moyennes déterminées sur les stations marines sont regroupées dans le tableau 3.30. et le graphique de la figure 3.41. pour le modèle A et dans le tableau 3.31. et la figure 3.42. pour le modèle C.

Tab. 3.30. : moyennes sur chaque station marine, pour les images de ciel clair obtenues après application du modèle A (heure + 20), sur les données d'Europe en juillet 1986.

Station	slot 19	slot 25	slot 31
(01) exclue			
(02)	3	-5	-5
(03)	1	-3	-4
(04)	0	0	-4
(05)	0	0	-3
(06)	-2	-1	-4
(07)	-3	-2	0
(08)	-2	-2	1
(09)	-1	-2	2
(10)	0	-2	2
(11)	1	-1	-1
(12)	2	0	-1
(13)	-2	0	0
(14)	0	-2	-2
(15)	0	-2	-2
(16)	-2	0	2
(17)	1	-2	-1
(18)	2	2	0

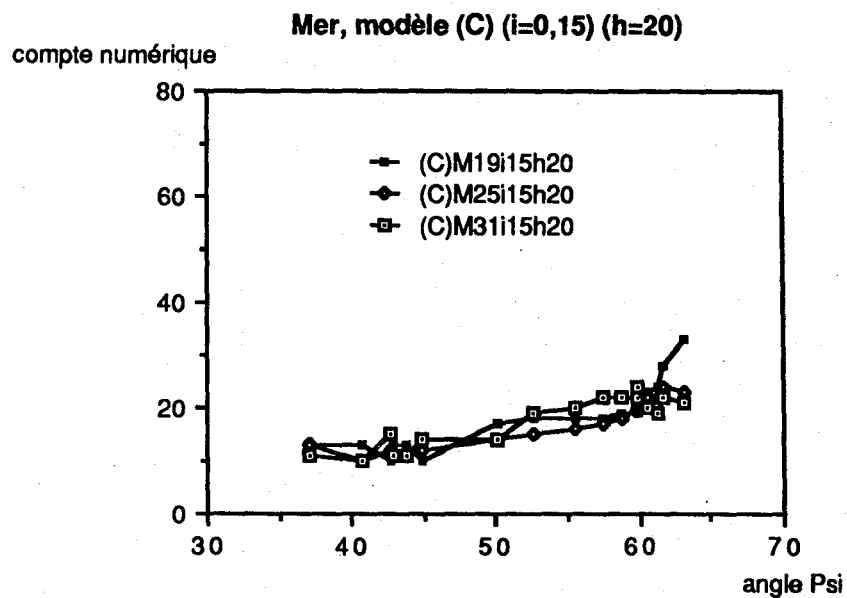
Fig. 3.41. : graphique des valeurs moyennes par station de mesure en fonction du slot pour les données issues du modèle A (heure + 20) (cf. tab. 3.30.).



Tab. 3.31. : moyennes sur chaque station marine, pour les images de ciel clair obtenues après application du modèle C (heure + 20), sur les données d'Europe en juillet 1986.

Station	slot 19	slot 25	slot 31
(01) exclue			
(02)	33	23	21
(03)	28	24	22
(04)	24	22	20
(05)	23	22	20
(06)	20	21	24
(07)	19	20	22
(08)	19	18	22
(09)	18	17	22
(10)	18	16	20
(11)	18	15	19
(12)	17	14	14
(13)	10	12	14
(14)	13	11	11
(15)	13	11	11
(16)	10	12	15
(17)	13	10	10
(18)	13	13	11

Fig. 3.42. : graphique des valeurs moyennes par station de mesure en fonction du slot pour les données issues du modèle C (heure + 20) (cf. tab. 3.31.).



Nous constatons de nouveau l'inaptitude du modèle C à rendre compte de l'albédo de la mer. En revanche, le modèle A (heure + 20) présente au niveau de la mer des résultats aussi bons que ceux trouvés initialement, comme nous le constatons sur le tableau 3.32. des écarts maxima observés sur une même tranche horaire.

Tableau 3.32. : écarts maxima observés sur l'ensemble des stations marines et pour chaque heure de mesure.

Données	slot 19	slot 25	slot 31
brutes	8	9	6
modèle C (heure + 20)	23	13	23
modèle A (heure + 20)	6	7	7

3.4.3. CONCLUSION

En introduisant l'effet "d'albédo atmosphérique" dans le modèle initialement conçu par Cano (1982), nous avons constaté une amélioration des résultats surtout au niveau de la mer. En utilisant les modèles A et C, nous avons aussi pu constater que l'heure réelle de prise de vue d'une image influait énormément sur la qualité de la modélisation, visant à obtenir l'identité entre les images prises à des heures très différentes. Ainsi, nous avons constaté qu'en juin 1986, il était nécessaire de normaliser les images de la France avec les heures suivantes : 9 heures 20 pour le slot 19, 12 heures 20 pour le slot 25 et 15 heures 20 pour le slot 31.

Au niveau du continent, le modèle C présente toujours de meilleurs résultats que le modèle A. Mais le modèle C ne peut pas s'appliquer aux zones marines pour lesquelles le signal reçu par le satellite ne provient que de l'atmosphère. Ainsi, le modèle A, bien que moins rigoureux sur les continents que le modèle C, a l'avantage d'être plus général et donc de s'appliquer à toutes les conditions de sol et de mer.

CHAPITRE 4

OBTENTION D'UNE IMAGE DE REFLECTANCE DES SOLS ET

SA REACTUALISATION PERMANENTE

4. OBTENTION D'UNE IMAGE DE REFLECTANCE DES SOLS ET SA REACTUALISATION PERMANENTE

4.1. ELABORATION D'UNE IMAGE SANS NUAGE

Afin de pouvoir discerner la présence ou l'absence de nuage en un point d'image, de nombreuses méthodes prévoient l'utilisation d'une image sans nuage. Cette image de référence d'un mois donné est comparée aux images acquises chaque jour pour y discerner d'éventuels nuages. Sur les images visibles, la réflectance des nuages est supérieure à celle des sols et de la mer. Cette affirmation n'est pas toujours vraie pour les zones enneigées et les déserts extrêmement réfléchissants.

Méthodes actuelles :

De nombreux auteurs tels que Pastre (1981), Amado (1982), Möser *et al.* (1983), Raschke, Preuss (1979), Dedieu (1984) et Raberanto (1984) affirment de façon peut-être rapide qu'une image sans nuage, assimilable à une image d'albédo des sols, peut être obtenue avec une série plus ou moins grande d'images dont on ne conserve que les luminances les plus faibles en chaque point sur une image composite. L'image obtenue représente bien la luminance minimale observée sur une série temporelle de données, mais cette image est-elle représentative en chaque point de l'albédo du sol? Une telle image de luminance minimale absolue (*min.abs*) a été réalisée à partir de 30 images de l'ouest de l'Europe acquises à une même heure au cours du mois du juillet 1986 (fig. 4.1.).

Cano (1982) a conçu une autre méthode de détermination de l'image de référence sans nuage. A partir d'une série d'images en coïncidence géographique, est élaborée en chaque point P_{ij} la moyenne M_{1ij} . De chaque série de valeurs, ayant servi à calculer la moyenne M_{1ij} , sont écartées les valeurs supérieures à $(M_{1ij} + e)$, e représentant l'écart-type maximal de l'albédo des sols. Une nouvelle moyenne M_{2ij} est calculée sur la nouvelle série de valeurs obtenue et la même discrimination entre les données restantes s'opère par élimination des valeurs considérées comme nuageuses, c'est-à-dire supérieures à $M_{2ij} + e$. Les itérations se poursuivent jusqu'à ce que l'ensemble des valeurs à écarter soit vide.

Ce processus converge vers une valeur minimale moyenne comme l'a démontré Cano. Cet algorithme a été appliqué aux mêmes images que précédemment. Le résultat, que je nommerai image de convergence vers le minimum (*Conv.min*), est observable sur la figure (4.2.). Cet algorithme fut aussi utilisé pour obtenir une image de référence sans nuage, pour une estimation du rayonnement en Afrique de l'Ouest (fig. 4.3.).

Les images présentées dans ce chapitre sont obtenues avec des niveaux de gris où les teintes les plus claires correspondent aux albédos élevés et les teintes les plus sombres aux albédos faibles, respectant ainsi l'aspect de luminosité et de réflectivité des sols.

Fig. 4.1 : image de minimum absolu (**min.abs**) de l'ouest de l'Europe, du slot 31 en juillet 1985, obtenue par l'algorithme cherchant à obtenir le minimum de réflectance en chaque point de l'image.



Fig. 4.2 : image de convergence vers le minimum de l'ouest de l'Europe, du slot 31 en juillet 1985. Elle a été réalisée par l'algorithme de Cano (1982) cherchant à obtenir la réflectance des sols sans nuage dite image (**conv.min**).

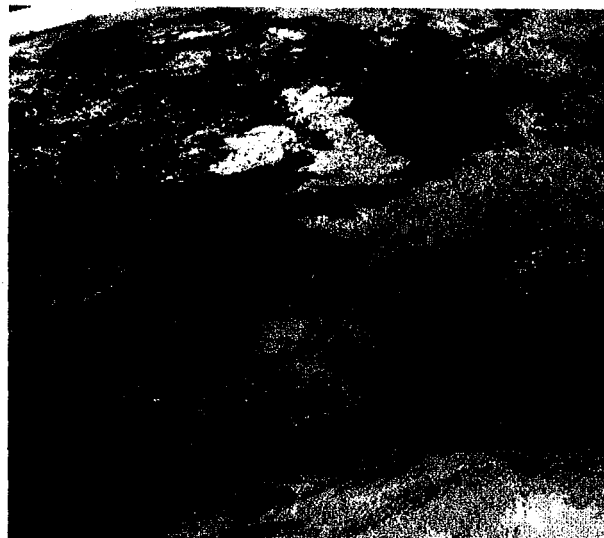
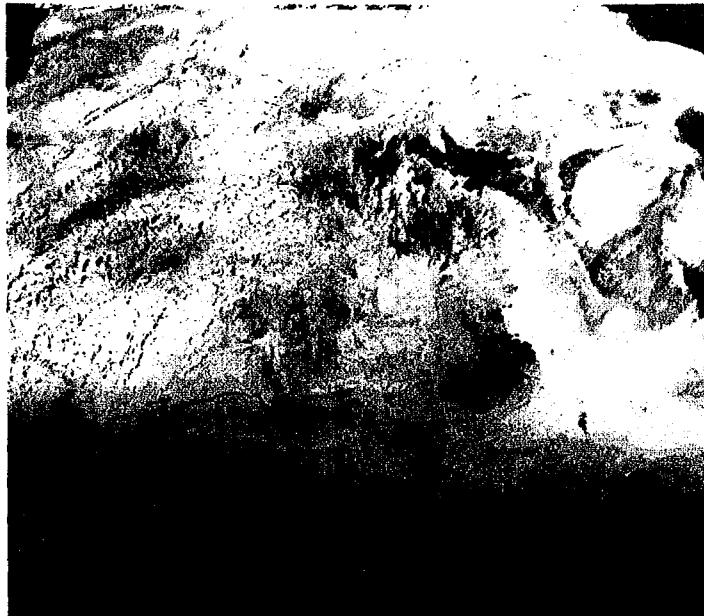


Fig. 4.3 : image d'albédo du Sud Ouest Africain réalisée avec les données des slots (19, 25, 31) du mois de décembre 1985, modélisée selon la méthode de Cano (1982). Sur cette image de convergence vers le minimum (*conv.min*), les taches sombres sont des résidus d'ombres de nuages qui ont été considérés par le calcul itératif d'albédo comme des valeurs d'albédo de sol très peu réfléchissant. C'est en observant les images d'origine et en étudiant la zone analysée que l'on peut certifier que ces taches sombres sont bien des artefacts introduits par la méthode de calcul, et non des régions de très faible albédo.



Observation des images initiales sans nuage :

La simple observation de ces images permet déjà de constater quelques problèmes concernant la réalisation d'images sans nuage. L'un des problèmes, qui apparaît sans solution, est celui de la présence permanente de nuages sur une période déterminée. Effectivement, même pour le mois de juillet 1986 en Europe, il existe sur l'Atlantique Nord des nuages qui n'ont pas pu être supprimés sur l'image de minimum absolu (fig. 4.1.). Les zones, dont les couvertures nuageuses perdurent dans le temps, restent un problème surtout pour le continent. Sur les continents, les albédos ne sont pas connus *a priori*, mais en revanche, sur la mer, même si quelques nuages persistent, il sera toujours possible de considérer l'albédo marin de cette zone en admettant sans trop d'erreur qu'il est identique aux points dégagés les plus proches. Si des nuages persistent sur l'image de minimum absolu, il va sans dire que tout autre algorithme ne les supprimerait pas, s'il est basé sur la succession temporelle des valeurs d'un point. d'image, sans se soucier de son environnement et de sa localisation géographique. L'image de convergence vers le minimum (Fig. 4.2.) présente un éclaircissement plus ou moins important, surtout visible au niveau de la mer, mais existant aussi au nord de l'Europe par rapport à l'image (min.abs).

Un autre problème réside dans la présence d'ombres de nuages. Ceci est peu flagrant sur les images d'Europe, mais apparaît évident sur la figure 4.3. concernant l'Afrique de l'Ouest. Sur l'ouest de cette image, de nombreuses taches sombres sont mises en évidence par la forte réflectivité des sols de cette région. L'algorithme qui a permis l'obtention de cette image, réalise une moyenne sur un ensemble de valeurs minimales, prenant en compte les ombres des nuages qui ne sont pourtant pas des albédos de sols, ainsi que les faibles ennuagements maritimes. Cette valeur moyenne est évidemment supérieure à la valeur de minimum si l'ensemble des valeurs minimales a plus d'un élément et que ces éléments ne sont pas identiques.

L'origine des taches, sur l'image de l'Afrique de l'Ouest, a été déterminée par l'observation des données initiales utilisées pour réaliser cette image de convergence vers le minimum. D'importants passages de nuages denses ont été constatés, bordés par des ombres très nettes. Ces ombres ont été cumulées et moyennées sur l'image résultat (Conv.min) entraînant ces taches sombres. Si l'on utilise l'algorithme visant à déterminer le minimum absolu, le nombre et l'opacité de ces taches se trouvent accrus. Ce problème des ombres, qui est accentué lorsque le soleil s'éloigne de son zénith, ira en s'aggravant lorsque la précision spatiale des capteurs satellitaires s'améliorera.

Ces deux problèmes cruciaux, que sont la persistance de nuages en mer et l'apparition d'ombres sur les continents, m'ont poussé à concevoir d'autres méthodes d'évaluation de l'image de référence sans nuage, et ceci en partant tout d'abord d'une nouvelle réflexion sur ce que peut observer un satellite.

Ainsi, on peut dire que l'albédo apparent du sol est la valeur minimale observée par le capteur dit visible du satellite, si ce point n'est pas une zone d'ombre portée de nuage et s'il n'est pas nuageux.

Nouvelles méthodes d'évaluation de l'image de référence :

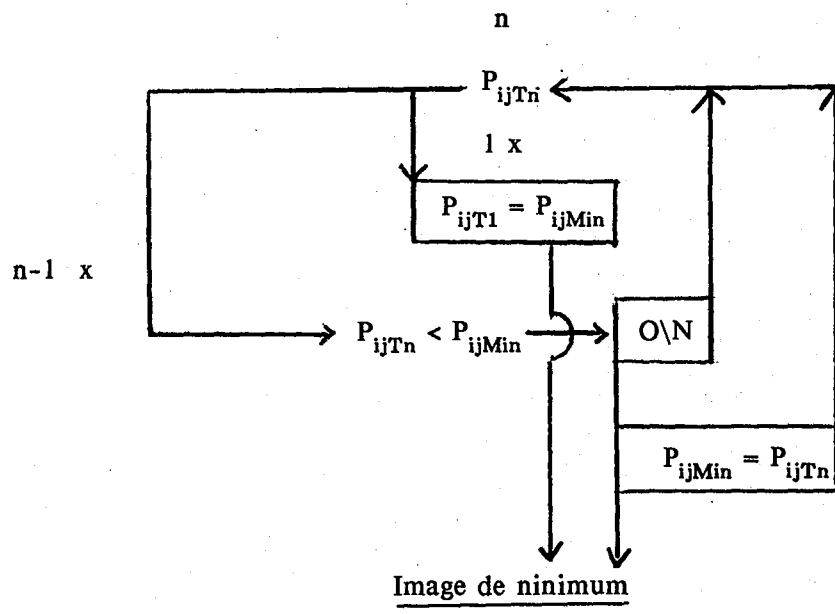
Première méthode : L'image de maximum des minima

L'algorithme utilisé est simple, mais coûteux en temps de calcul et en place mémoire. Il vise à utiliser l'ensemble des images d'une heure donnée pour un mois donné. En l'occurrence, j'ai utilisé 30 images par slot horaire pour le mois de juillet 1986 sur l'ouest de l'Europe et 15 images du slot 31 du mois de décembre 1985 pour l'Afrique de l'Ouest.

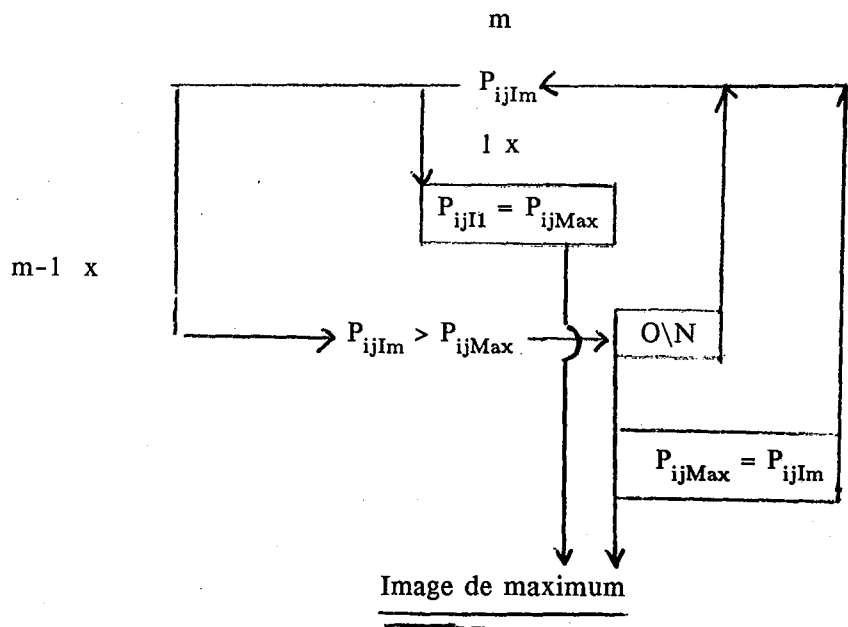
La première étape : elle consiste à élaborer, à partir de l'ensemble des images du mois étudié, une image de réflectance minimale. On y détecte les zones d'ennuage permanent impossible à éliminer *a priori* et les zones d'ombres portées des nuages surtout pour les faibles hauteurs de soleil et des zones d'albédo élevé du sol. Cette étape correspond à l'albédo minimal absolu (min.abs) observable sur la figure (4.1.).

Les étapes suivantes : elles vont chercher à éliminer les ombres des nuages qui peuvent apparaître comme des phénomènes rares et mobiles. Par lots de 12 à 15 images, il va être élaboré 5 à 15 images de minimum en changeant à chaque fois 2 à 6 images de la série afin que toutes les images du mois soient utilisées. Avec ces images de minimum, il sera réalisé une image de maximum. Ces étapes sont représentées sur l'ordinogramme suivant.

Calcul du minimum en chaque coordonnée pour un lot de n images :



Calcul de l'image de maximum avec m images :



Cette méthode a permis d'obtenir l'image d'albédo apparent observable sur la figure (4.4.) pour l'Europe de l'Ouest et nommée image de maximum des minima (maxi.min). Ceci permet d'éliminer des points d'ombre peu permanents et de les remplacer par la valeur d'albédo apparent du sol, mais on introduit parfois des résidus nuageux surtout au niveau de la mer. Il est nécessaire de corriger ces excès nuageux avec l'image de minimum absolu du mois. Cette correction consiste à conserver le minimum absolu au niveau de la mer sur l'image de maximum des minima.

Ces deux étapes de calcul sont assez longues, mais le résultat final permet de n'avoir en chaque point aucune valeur d'ombre, si ces ombres ne sont pas trop permanentes, et surtout de ne pas avoir de valeur moyenne d'albédo. Ceci est d'un intérêt non négligeable tant que le bruit de mesure reste faible. La valeur d'un point de l'image ne provient que d'une seule image origine. Le choix des séries d'images brutes et le taux de remplacement de ces dernières pour obtenir les images de minimum n'ont pas pu être déterminés. Les différents essais effectués n'ont pas permis de fixer une méthodologie précise, ainsi différents résultats ont été obtenus. L'aspect aléatoire de cette méthode m'a poussé à ne l'utiliser qu'avec circonspection. La figure (4.5.) de l'albédo de l'Afrique de l'Ouest obtenue par cette méthode met l'accent sur la faiblesse de cette technique lorsque les ombres des nuages sont importantes et plus ou moins permanentes.

Fig 4.4. : image du maximum des minima (maxi.min) de réflectance des sols sans nuage ni ombre de l'ouest de l'Europe en juillet 1985 pour le slot 31.

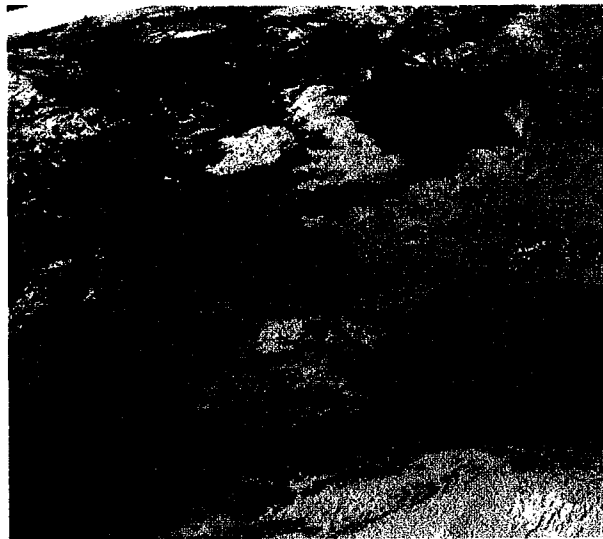


Fig 4.5. : image (maxi.min) de réflectance des sols de l'ouest de l'Afrique en décembre 1985 pour le slot 31, sans nuage mais pas sans ombre .



Deuxième méthode : Les minima successifs croissants

L'algorithme consiste dans la réalisation d'images de minima successifs croissants à partir d'images brutes. L'ensemble des images de minimum permet d'avoir un rangement, en chaque point, des comptes numériques du plus faible vers le plus élevé.

Ainsi, si on réalise 12 images de minima successifs, à partir de 12 images brutes, nous obtenons pour la première image le minimum absolu de la série initiale et sur la dernière image, dite de minimum, nous obtenons l'image du maximum absolu. Il a donc été réalisé une série d'images, où, dans chaque couple de coordonnées, les comptes numériques sont rangés suivant un ordre croissants.

De ces images de minima successifs, il est nécessaire de conserver les points dégagés de nuages et non ombragés. Cette démarche n'est pas simple *a priori*. Dans un cas très défavorable, on peut constater que si un point se trouve dégagé de nuage une seule fois, ce point d'albédo du sol se retrouvera, après le traitement, sur l'image de minimum absolu. Mais, si un point n'est dégagé des ombres de nuages qu'une seule fois sur la série, alors cette valeur d'albédo du sol se retrouvera sur l'image de maximum absolu.

Un traitement supplémentaire est nécessaire pour choisir l'image de minimum, ou différentes parties d'images qui vont permettre enfin d'obtenir l'image d'albédo des sols sans nuage ni ombre, nommée ultérieurement (*min.suc*). Dans des cas simples le choix de la bonne image est laissé à l'appréciation de l'opérateur. Cette bonne image est souvent la 2^{ième} ou la 3^{ième} dans l'ordre croissant des comptes numériques. La figure (4.6.) correspond à la 2^{ième} image des minima croissants obtenus à partir des données d'Europe de l'Ouest et la figure (4.7.) est la 3^{ième} image des minima croissants issus des données de l'Afrique de l'Ouest.

Fig. 4.6. : 2^{ième} image du traitement (min.suc), de l'ouest de l'Europe en juillet 1985 pour le slot 31, soit l'image de réflectance des sols presque sans nuage et sans ombre .



Fig. 4.7. : 3^{ième} image du traitement (min.suc), de l'ouest de l'Afrique en décembre 1985 pour le slot 31, soit l'image de réflectance des sols sans nuage ni ombre .



Présentation des résultats d'élimination des nuages sur les mers d'Europe

Les trois premières méthodes signalées précédemment ont été appliquées sur des images d'Europe de juillet 1986. Les images obtenues sont celles des figures (4.1., 4.2., 4.4.) représentant respectivement (min.abs), (conv.min), (maxi.min). Sur ces résultats sont ensuite calculées les moyennes au niveau des zones marines de mesure, les mêmes que celles utilisées précédemment dans l'analyse des modèles atmosphériques. La localisation de ces zones est présentée sur l'image de la figure (2.1).

Remarque : au niveau de la mer, si l'on applique la quatrième méthode (min.suc), on conservera la première image du classement croissant, c'est-à-dire l'image de minimum absolu (min.abs), car les ombres n'ont pas d'effet sur la mer de luminance quasi-nulle. L'image de rang 2 dans le classement croissant (figure 4.6.) présente une augmentation importante de l'ennuage au niveau de la mer. Elle ne peut donc pas être plus satisfaisante que l'image du minimum absolu du premier rang.

Sur les pages suivantes sont successivement présentés les résultats, tableaux et graphiques issus des trois images d'estimation d'albédo de surface de la mer sans nuage pour les trois heures de mesure.

Explication des légendes des graphiques du paragraphe 4.1. : prenons quelques exemples .

al19_init :

al19 : image d'albédo du sol pour le slot 19 soit 9h30,
init : selon la méthode initiale de Cano (1982) dite (conv.min).

al25_min :

al25 : image d'albédo du sol pour le slot 25 soit 12h30,
min : obtenu par le cumul sur une image des minima en chaque point de toute la série d'image, soit (min.abs).

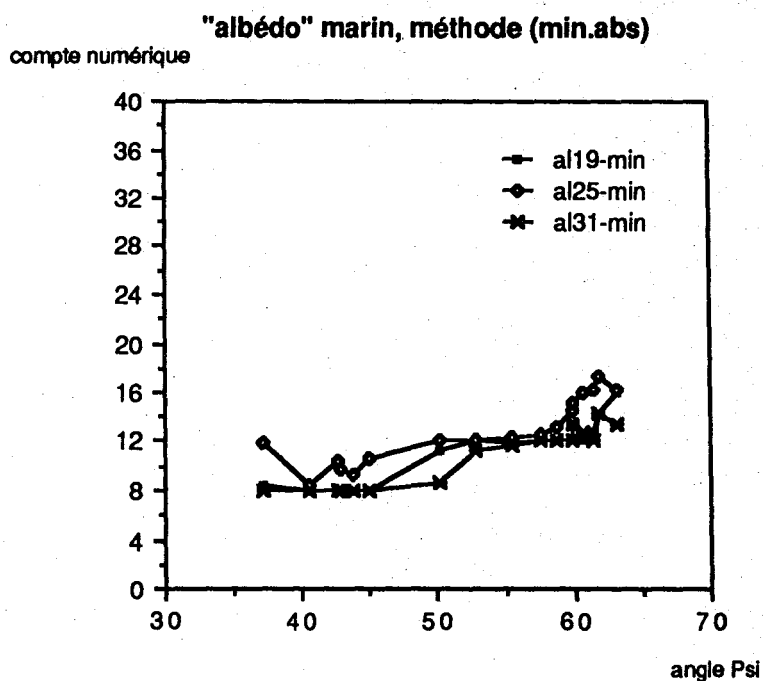
al31_max :

al31 : image d'albédo du sol pour le slot 31 soit 15h30,
max : obtenu par la réalisation d'une image de maximum découlant de 7 images différentes de minimum pour le mois étudié, soit (maxi.min).

Tab. 4.1. : valeurs moyennes sur les images de minimum absolu (min.abs) issues des données brutes. L'image min.abs est celle de la figure (4.1).

Station	slot 19	slot 25	slot 31
(01)exclue	55,6	81,5	80,8
(02)	16,1	16,3	13,3
(03)	14,2	17,2	14,3
(04)	12,8	16,2	12,2
(05)	12,2	16,1	12,7
(06)	12,0	15,1	13,5
(07)	12,0	14,5	12,0
(08)	12,0	13,2	12,0
(09)	12,0	12,6	12,0
(10)	11,9	12,4	11,6
(11)	12,0	12,1	11,2
(12)	11,2	12,0	8,6
(13)	8,1	10,5	8,0
(14)	8,0	9,3	8,0
(15)	8,0	9,7	8,0
(16)	8,0	10,3	8,0
(17)	8,0	8,5	8,0
(18)	8,4	11,9	8,0

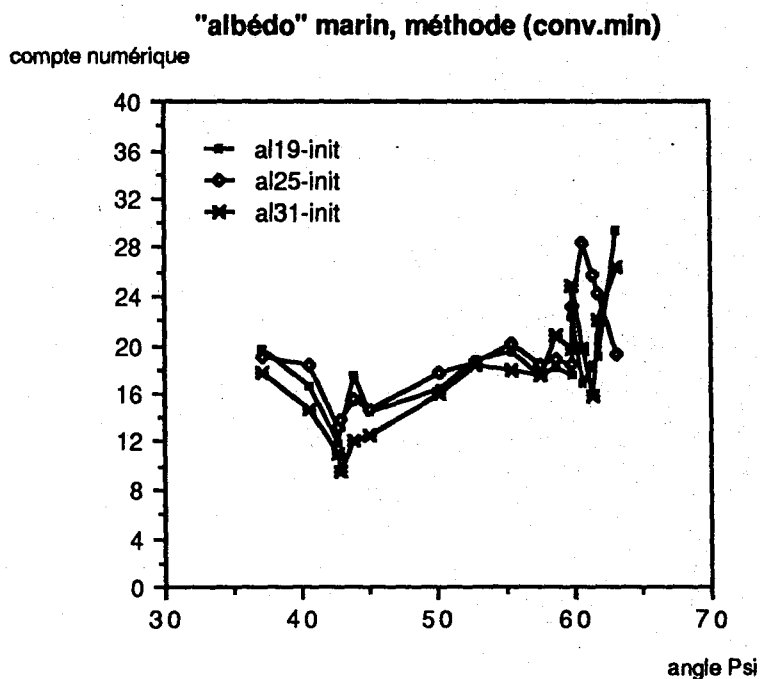
Fig. 4.8. : graphique des valeurs moyennes obtenues sur chaque zone marine, de l'image d'albédo (min.abs), pour les trois slots de mesure.



Tab. 4.2. : valeurs moyennes obtenues sur les images d'albédo issues des données brutes et obtenues par la méthode (conv.min). L'image correspondante est la figure (4.2.).

Station	slot 19	slot 25	slot 31
(01)exclue	65,7	92,1	92,1
(02)	29,4	19,2	26,3
(03)	19,0	24,3	22,1
(04)	18,4	25,8	15,7
(05)	16,9	28,3	19,7
(06)	22,3	23,1	24,9
(07)	17,5	18,3	19,7
(08)	18,1	18,9	20,8
(09)	17,5	18,4	17,6
(10)	19,5	20,2	17,9
(11)	18,9	18,6	18,3
(12)	16,4	17,7	16,1
(13)	14,5	14,6	12,5
(14)	17,5	15,5	12,0
(15)	13,1	13,9	9,5
(16)	11,9	13,1	11,0
(17)	16,7	18,3	14,8
(18)	19,7	19,1	17,8

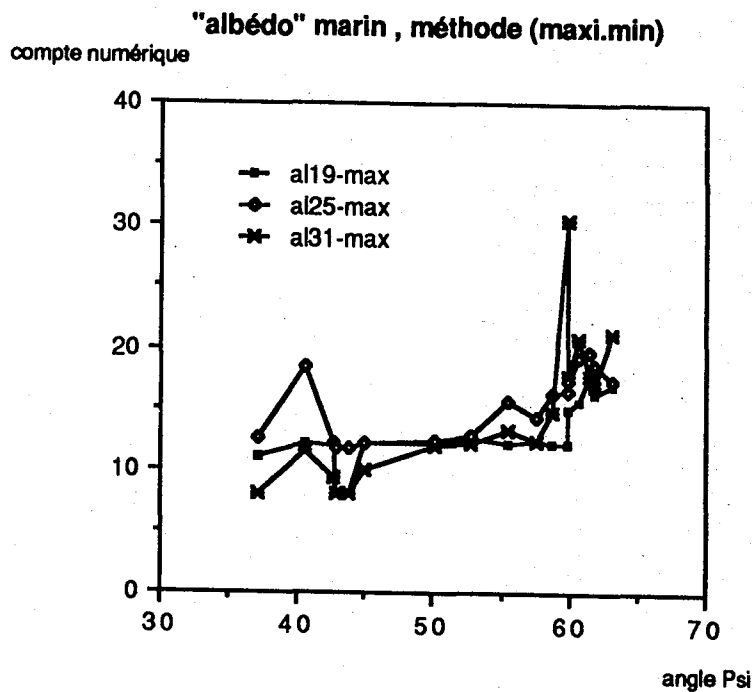
Fig 4.9. : graphique des valeurs moyennes obtenues sur chaque zone marine, de l'image d'albédo (conv.min), pour les trois slots de mesure.



Tab. 4.3. : moyennes obtenues sur les images de maximum issues des 15 images de minimum (maxi.min), obtenues sur les données brutes (fig. 4.4.).

Station	slot 19	slot 25	slot 31
(01)exclue	59,6	86,4	82,5
(02)	16,8	17,2	21,2
(03)	16,3	18,7	16,8
(04)	17,7	19,6	17,8
(05)	15,5	19,2	20,8
(06)	14,9	17,3	17,7
(07)	12,2	16,5	30,4
(08)	12,1	16,3	14,7
(09)	12,3	14,3	12,3
(10)	12,0	15,6	13,2
(11)	12,5	12,8	12,2
(12)	12,0	12,3	11,9
(13)	12,0	12,1	10,0
(14)	8,0	11,6	8,1
(15)	8,0	11,7	8,0
(16)	11,9	12,0	9,3
(17)	12,0	18,4	11,4
(18)	11,0	12,6	8,0

Fig 4.10. : graphique des valeurs moyennes obtenues sur chaque zone marine, de l'image d'albédo (maxi.min), pour les trois slots de mesure.



Comparaison et analyse des résultats

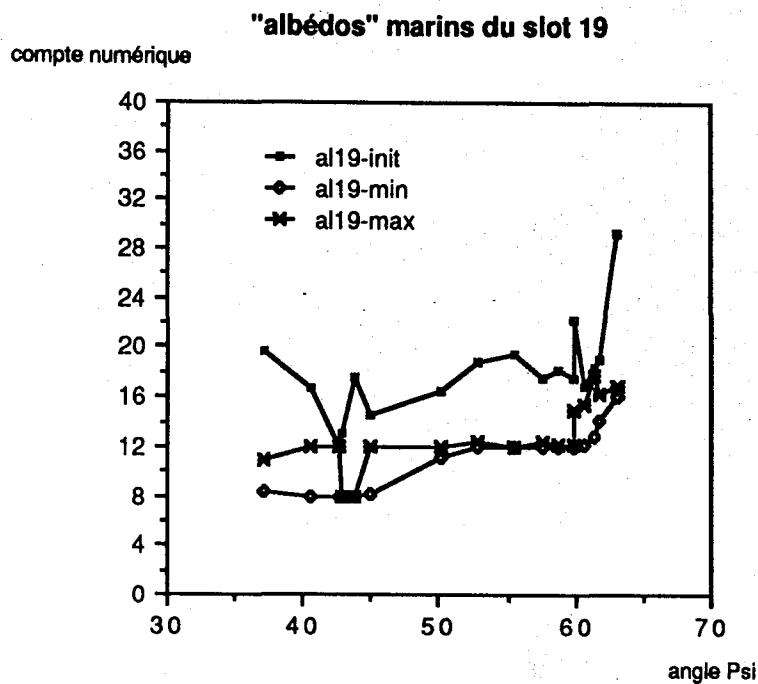
A partir des résultats précédents, il a été effectué pour chaque slot horaire les différences suivantes : (conv.min) - (min.abs) et (maxi.min) - (min.abs). Les résultats obtenus sont présentés dans les tableaux suivants :

Tab. 4.4. : différences obtenues sur les zones marines entre les valeurs issues des méthodes (conv.min) et (maxi.min) et les valeurs de la méthode (min.abs).

Pour le slot 19

Station	maxi.min	conv.min
(01)exclue	4,0	10,1
(02)	0,7	13,3
(03)	2,1	4,8
(04)	4,9	5,6
(05)	3,3	4,7
(06)	2,9	10,3
(07)	0,2	5,5
(08)	0,1	6,1
(09)	0,3	5,5
(10)	0,1	7,6
(11)	0,5	6,9
(12)	0,8	5,2
(13)	3,9	6,4
(14)	0,0	9,5
(15)	0,0	5,1
(16)	3,9	3,9
(17)	4,0	8,7
(18)	2,6	11,3

Fig. 4.11. : graphique des valeurs moyennes obtenues sur chaque zone marine pour le slot 19, suivant les différentes méthodes de calcul d'albédo.

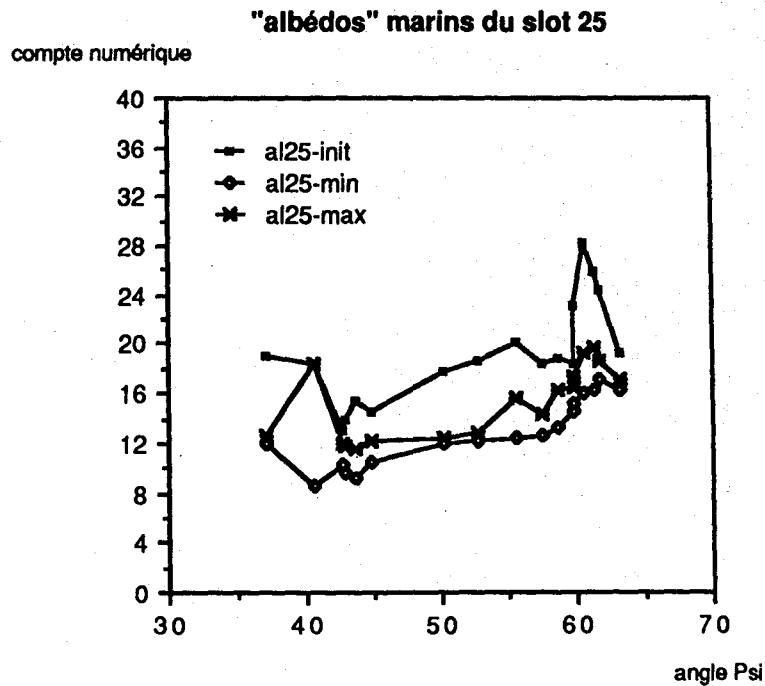


Tab. 4.5. : différences obtenues sur les zones marines entre les valeurs issues des méthodes (conv.min) et (maxi.min) et les valeurs de la méthode (mini.abs).

Pour le slot 25

Station	maxi.min	conv.min
(01)exclue	4,9	10,6
(02)	0,9	2,9
(03)	1,5	7,1
(04)	3,4	9,6
(05)	3,1	12,2
(06)	2,2	8,0
(07)	2,0	3,8
(08)	2,9	5,7
(09)	1,7	5,8
(10)	3,2	7,8
(11)	0,7	6,5
(12)	0,3	5,7
(13)	2,4	4,1
(14)	2,3	6,2
(15)	2,0	4,2
(16)	1,7	2,8
(17)	9,9	9,8
(18)	0,7	7,2

Fig. 4.12. : graphique des valeurs moyennes obtenues sur chaque zone marine pour le slot 25, suivant les différentes méthodes de calcul d'albédo.

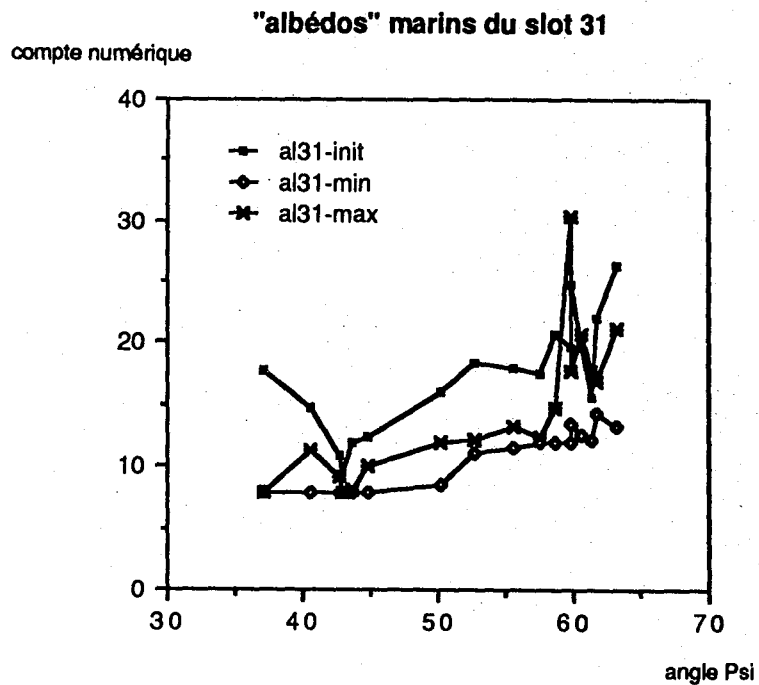


Tab. 4.6. : différences obtenues sur les zones marines entre les valeurs issues des méthodes (conv.min) et (maxi.min) et les valeurs de la méthode (mini.abs).

Pour le slot 31

Station	maxi.min	conv.min
(01)exclue	1,7	11,3
(02)	7,9	13,0
(03)	2,5	7,8
(04)	5,6	3,5
(05)	8,1	7,0
(06)	4,2	11,4
(07)	18,4	7,7
(08)	2,7	8,8
(09)	0,3	5,6
(10)	1,6	6,3
(11)	1,0	6,9
(12)	3,3	7,5
(13)	2,0	4,5
(14)	0,1	4,0
(15)	0,0	1,5
(16)	1,3	3,0
(17)	3,4	6,8
(18)	0,0	9,8

Fig. 4.13. : graphique des valeurs moyennes obtenues sur chaque zone marine pour le slot 31, suivant les différentes méthodes de calcul d'albédo.



Tab. 4.7. : moyennes et écart-types des distributions des écarts (maxi.min - min.abs) et (conv.min - mini.abs)

		maxi.min	conv.min
<u>slot 19</u>	moyenne	1,91	7,25
	écart-type	1,72	2,60
<u>slot 25</u>	moyenne	2,54	6,67
	écart-type	2,10	2,59
<u>slot 31</u>	moyenne	3,56	7,02
	écart-type	4,32	3,00

Quelle que soit l'heure de la journée, la moyenne des écarts entre les zones marines de l'image d'albédo (conv.min) et celles de l'image du minimum absolu (min.abs) est très supérieure à la moyenne des écarts observée sur l'image d'albédo (maxi.min). Si l'on admet que la distribution des écarts suit une loi normale, on peut affirmer à 99% que les images d'albédo (conv.min), sont en moyenne plus élevées au niveau de la mer de 7 comptes numériques que l'image de minimum absolu. Ceci reste encore vrai à 95% si l'on compare l'image d'albédo (conv.min) à l'image du maximum des minima (maxi.min), pour les slots 19 et 25.

On peut aussi noter que les écarts, entre les images de minimum absolu et de maximum des minima, sont en moyenne assez faibles mais présentent surtout de forts écart-types, proches de la moyenne observée. Cela prouve que ces deux types de détermination d'albédo ne sont pas très dissemblables et que les écarts, bien que toujours positifs ou nuls par définition, sont faibles.

La présence de nuages résiduels sur l'image du minimum des maxima est liée au choix des images. Effectivement, suivant la série d'images choisies dans chaque lot d'images, il peut n'y avoir aucune image dégagée. Ainsi, le minimum sera une zone ennuagée, qui se répercutera dans l'image du maximum des minima. Cet inconvénient, qui est lié à l'état d'ennuagement des images, sera bien plus flagrant lors de périodes pluvieuses. Pour pallier ce phénomène, on peut prévoir la substitution de ces points nuageux par des valeurs de l'image de minimum absolu, si la zone considérée ne présente pas d'ombre de nuage.

On peut aussi élaborer un calcul beaucoup plus long qui établirait 29 images de minimum, issues de 29 séries différentes de 30 images moins 1, à partir desquelles, on élabore l'image de maximum. Dans ce cas, la probabilité d'avoir 29 images ennuagées en un même point sera beaucoup plus faible que celle d'en avoir 15, cela diminue d'autant les risques de retrouver des valeurs nuageuses dans chaque image de minimum. Mais le risque que perdurent des traces d'ombre va s'accroître terriblement. Il apparaît peu souhaitable de chercher à obtenir un grand nombre d'images de minimum sur lesquelles les ombres de nuages s'accumulent.

Résultats de l'élimination des zones d'ombre en région africaine

Le phénomène d'ombre a été observé de façon flagrante sur des images "d'albédo" du nord-ouest de l'Afrique. Cet aspect, pourtant déterminant dans la réalisation d'une image représentative de la luminance du sol, est pratiquement absent des ouvrages et articles que j'ai pu consulter. Il était nécessaire d'éliminer ces ombres sans altérer la qualité des albédos des zones non ombragées. Alors, les trois méthodes d'évaluation d'images sans nuage ont été appliquées pour comparer leurs résultats sur des images Météosat de l'ouest de l'Afrique, pour le slot 31 du mois de décembre 1985.



Fig. 4.14 : image du minimum absolu de l'ouest africain, obtenue sur 15 images du slot 31 du mois de décembre 1985.

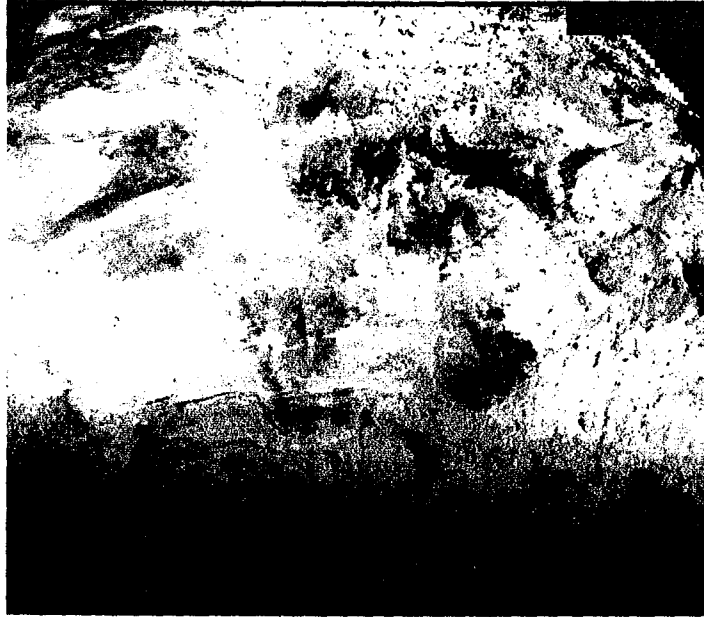


Fig. 4.15 : image de convergence vers le minimum de l'ouest africain, obtenue sur 15 images du slot 31 du mois de décembre 1985.



Fig. 4.16 : image du maximum des minima de l'ouest africain, obtenue sur 5 images de minimum, issues de 15 images du slot 31 du mois de décembre 1985.

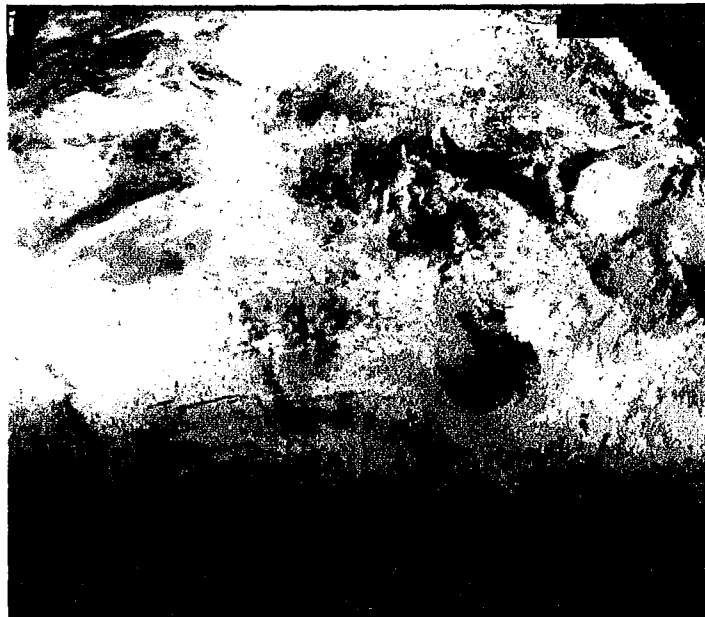


Fig. 4.17 : image de rang 3 des minima successifs de l'ouest africain, obtenue sur 15 images du slot 31 du mois de décembre 1985.

L'observation des quatre images précédentes permet de constater que l'image de minimum absolu est abondamment couverte de taches noires issues des ombres portées des nuages qui ont traversés cette zone durant le mois de décembre 1985. Certains auteurs tels que Amado (1982) et Raberento (1984) n'ont pas rencontré ce problème d'ombre sur les régions sahéliennes. Ils signalent seulement la présence de valeurs minimales "aberrantes" d'albédo. Pour Raberento (1984), certaines de ces valeurs minimales pourraient être dues à des atmosphères excessivement claires. Cette hypothèse me paraît peu justifiée devant l'influence évidente des ombres au niveau des zones d'albédo élevé.

J'ai pu constater qu'un lissage des données pouvait provoquer un masquage important de ce phénomène d'ombre lorsqu'il est assez ponctuel. Mais sur l'image présentée (fig. 4.10.), il est assez flagrant pour que personne ne puisse l'ignorer. Il faut aussi noter que les images de Météosat prises à 12 heure TU sont peu contrariées par la présence des ombres surtout en région africaine, en raison des positions relatives du soleil et du satellite dont les élévations sont les plus proches pour le centre de l'Afrique à cette heure de la journée.

L'image du maximum des minima est quant à elle à peine un peu plus dégagée d'ombre. En revanche, les images de convergence vers le minimum et du 3^{ième} rang des minima successifs sont pratiquement sans nuage. Ceci est à mettre au compte des situations climatiques et géologiques de la zone étudiée. Effectivement, lorsque les nuages sont assez peu fréquents, il y aura de nombreuses images qui présenteront une réflectance des sols par ciel clair au cours du mois. Ainsi, quelle que soit l'image dégagée choisie, nous aurons une valeur juste d'albédo du sol. De plus, dans le cas présent de sols très réfléchissants, ce sont les ombres qui deviennent le facteur limitant pour obtenir l'image de référence de luminance des sols. Ce sont donc ces ombres qu'il faut chercher à éliminer dans ce cas.

L'image (conv.min) présente un aspect lissé, les rivières et les lacs sont moins nettement marqués. Les contours des différentes structures sont flous. Cela provient de l'application, dans la méthode de convergence vers le minimum, d'une moyenne sur un ensemble de valeurs minimales. Ce lissage temporel des données provoque sur l'image un lissage spatial. Ceci est en accord avec le principe d'ergodicité selon lequel les variations temporelles d'un signal obtenu par les satellites météorologiques sont assimilables aux variations spatiales observées sur l'image. De plus, cette moyenne prend en considération l'ensemble des points du minimum absolu et donc énormément d'ombres portées de nuages, ce qui fausse, bien entendu, la validité de cette image de réflectance minimale.

L'image de rang 3 des minima successifs croissants présente quant à elle une très bonne définition au niveau des contours de rivières, de lacs et d'autres paysages. Cette image de rang 3 ne présente aucun aspect de lissage puisque chaque valeur ne correspond qu'à une seule donnée issue des images initiales. Dans le cas présent, il n'a pas été nécessaire d'élaborer une image résultat composite des images de minima successifs. Si les images servant à déterminer l'image de référence de luminance du sol ne présentaient pas d'ombre, il va sans dire que l'image de rang 2, voire de rang 1, seraient tout à fait valables pour fournir cette image d'albédo du sol. Il est donc nécessaire d'observer les images initiales et les différentes images résultats pour choisir celle qui servira de référence à l'analyse des sols ou à l'évaluation de l'enneigement.

En conclusion :

L'image de minimum absolu est à proscrire complètement, si des zones d'ombre sont à craindre et si l'on veut connaître l'albédo des sols ; mais elle peut en revanche être avantageusement utilisée pour déterminer l'albédo des milieux marins apparemment peu influencés par la présence des ombres qui ne dénaturent en rien l'albédo pratiquement nul des mers. Le calcul de l'image de maximum des minima peut permettre d'éliminer les zones d'ombres si ces dernières ne sont pas permanentes ni apparemment immobiles. Dès que ce problème se fait ressentir, l'algorithme peu rigoureux ne peut plus donner satisfaction.

Si (ρ_t) est supérieur à $(\rho_g + e)$, alors le point est nuageux, le nouvel albédo reste identique à l'ancien (ρ_g) .

Si (ρ_t) est inférieur à $(\rho_g + e)$, alors une réactualisation pondérée est réalisée :

$$\rho_g(\text{nouv.}) = ((K \cdot \rho_g) + \rho_t) / K + 1.$$

En pratique, (e) a été déterminé comme l'écart-type maximal temporel observé sur une zone dégagée de nuage d'une série d'images. La valeur obtenue par Moussu *et al.* (1989) est proche de 15 en compte numérique. K est habituellement choisi entre 12 et 15 pour des raisons de temps de calcul, de place mémoire et surtout de fiabilité de l'albédo.

Nous constatons aisément que cette réactualisation va tendre à assombrir l'image. Effectivement, si les valeurs (ρ_t) sont comprises entre $(\rho_g - K)$ et $(\rho_g + K)$, ceci ne provoque aucune modification sensible de l'albédo en raison de l'arrondi nécessaire de calcul. En revanche, toutes les valeurs de (ρ_t) inférieures à $(\rho_g - K)$ comme les ombres des nuages, vont entraîner un assombrissement erroné des cartes d'albédo. La pondération souhaitée par Cano (1982) atténue énormément la variation d'albédo et empêche toute modification rapide qui existe pourtant dans les conditions naturelles. Le seul avantage de cette pondération est le lissage que l'on obtiendrait sur des données très bruitées, mais dans ce cas, la validité des mesures satellitaires serait peut-être à remettre en cause.

Ainsi, si la réactualisation de l'albédo veut prendre en compte instantanément et complètement la variation de réflectance d'un point (supposé non bruité), il suffira de remplacer l'albédo initial ou précédemment calculé (ρ_{ij}) par l'albédo instantané (ρ_t) , si ce dernier est situé dans l'intervalle défini par l'écart-type (e) de part et d'autre de (ρ_{ij}) .

Ainsi, si ρ_t est élément de $\rho_{ij} \pm e$,

$$\text{alors } \rho_{ij} = \rho_t.$$

La pondération initialement appliquée est ici éliminée.

Les résultats obtenus en région sahélienne par Diabaté *et al.* (1989), nous ont montré qu'il existe une variabilité de l'albédo non négligeable dans le temps, surtout en période de transition climatique. La diminution des albédos des sols, lors de l'installation de la saison des pluies sur des régions africaines, est un aspect qui doit être pris en compte instantanément dans la réactualisation ; tout comme le dessèchement des savanes qui provoque une augmentation progressive des albédos.

L'albédo des sols peut varier aussi au cours de la journée. Il est donc intéressant d'élaborer une image d'albédo par slot étudié. Cela permet aussi de s'affranchir de la mobilité journalière de certaines ombres issues des montagnes et surtout des vallées profondes. Il est nécessaire de conserver ces ombres sur les images car elles sont toujours observées aux mêmes heures et aux mêmes endroits par le satellite. L'albédo apparent prend bien là toute sa signification de réflectance minimale, sans les nuages ni leur ombre observés par le satellite.

Pour les zones de montagne enneigée, l'algorithme précédent permet de conserver l'enneigement des montagnes, bien qu'il diminue partiellement cet albédo si des nuages moins réfléchissants viennent parfois masquer le pixel. En revanche, l'algorithme de réactualisation ne peut tenir compte d'un enneigement subit couvrant des milliers d'hectares en une nuit, modifiant l'albédo du sol qui peut passer de 0,2 à 0,8 (l'albédo de la neige) en quelques heures. A ce niveau, l'individu intervient pour corriger manuellement l'albédo des zones enneigées.

CHAPITRE 5

LES NOTIONS D'ENNUAGEMENT ET L'ALBEDO DES NUAGES

5. LES NOTIONS D'ENNUAGEMENT ET L'ALBEDO DES NUAGES

L'estimation de la transparence atmosphérique ou d'un paramètre qui se rapproche de la notion de couverture nuageuse est un point essentiel du traitement d'images satellitaires météorologiques. Si l'on peut définir la qualité optique de l'atmosphère au moyen de données satellitaires, il est possible de déterminer le rayonnement solaire arrivant au sol.

5.1. LES DEMARCHES ACTUELLES D'ESTIMATION DE LA COUVERTURE NUAGEUSE

Initialement, une approche élémentaire de l'analyse d'images météorologiques, consiste à établir un seuillage au niveau des comptes numériques des données satellitaires. Ce seuillage, au niveau d'images visibles, est envisageable car, en première approximation, il est admis que le signal issu des nuages est supérieur au signal des sols pour les régions tempérées non enneigées. Ce seuillage élémentaire fut utilisé par de nombreux auteurs dont Ellis et Vonder Haar (1976), Tarpley (1979), Pastre (1981) et Amado (1982) afin de déterminer si un pixel d'image est dégagé ou couvert. Cette détermination simple de l'état d'un pixel peut être utilisée pour évaluer la nébulosité en agrégeant les données selon des mailles de 5 à 20 pixels de côté et en considérant le pourcentage de points couverts sur la maille d'étude. La valeur obtenue est identifiée par rapport à la couverture nuageuse mesurée au sol en octat, ou à la fraction d'insolation, ou encore au rayonnement global mesuré sur des stations au sol.

Pastre (1981) signale que le choix du seuil est la clé de ce traitement et que le seuil doit être assez haut pour qu'il n'y ait pas de confusion avec le sol, et, assez bas pour détecter les nuages de réflectivité médiocre. Ceci montre toute la difficulté et l'ambiguïté d'un simple seuillage. Pastre considère aussi que ce seuil doit être variable en fonction de l'angle zénithal du soleil, car la réflectivité des nuages augmente lorsque le soleil descend sur l'horizon. Ainsi, plus le soleil est bas sur l'horizon, plus le seuil est grand.

Cette démarche élémentaire de seuils, unique ou multiples pour considérer des nuages plus ou moins opaques, est peu satisfaisante pour l'esprit. Si l'on observe des images de la bande visible du capteur de Météosat, on se rend compte que les nuages sont en général plus réfléchissants que les sols, mais que des nuages morcellés ou de faible opacité ne provoquent sur le pixel couvert qu'une faible augmentation du signal. Ainsi, tout élément au sol, dont l'albédo croît sensiblement sur les images satellitaires, peut être considéré comme progressivement couvert par les nuages. Il en découle une inadéquation avec le seuillage simple.

Ceci est flagrant en zone marine. Cette zone a un albédo pratiquement nul lorsque les nuages en sont absents. Mais, sur des images visibles satellitaires des zones marines, il est possible d'observer toute la gamme des comptes numériques, ce qui confirme l'existence de nuages à partir de très faibles valeurs de luminance qui sont juste supérieures au signal obtenu sur une mer sans nuage. Ces faibles valeurs sont évidemment bien inférieures aux albédos des sols dégagés.

Sur la mer, un seuillage simple, identique à celui des sols, entraînera des erreurs importantes par négligence de nombreux nuages. Dedieu (1984) précise bien qu'un seuillage de ce type ne peut s'appliquer qu'aux pixels terrestres. Ce point met l'accent sur l'influence des sols ou de la mer lorsque les nuages ne sont pas assez opaques pour que les capteurs du satellite ne perçoivent pas au travers d'eux les substrats sous-jacents.

Une amélioration de la technique de seuillage est apportée par l'augmentation de la diversité des données utilisées. Ainsi, Dedieu (1984) propose deux seuillages pour deux bandes spectrales d'observation, en l'occurrence pour les capteurs de la bande visible et de la bande infrarouge thermique. Dans ce cas, la discrimination par seuillage est double, les nuages sont à la fois déterminés par leur luminance issue du capteur visible et leur température obtenue par le capteur infrarouge. Cette température des nuages est associée à l'altitude de leur sommet, étant donné le profil de température de l'atmosphère.

Cette méthode, permettant de mieux cerner la présence de nuages par leur température beaucoup plus froide, ne tient toujours pas compte des valeurs d'albédo des sols susceptible d'influencer le signal nuage. La notion de seuil reste une entrave à la discrimination totale du phénomène nuageux et l'intervention de données supplémentaires alourdit la mise en oeuvre d'un système opérationnel. Il apparaît souhaitable de supprimer cette notion de seuil et d'obtenir ainsi en chaque pixel une variation continue du paramètre estimé.

Dedieu propose un estimateur de la transmission atmosphérique basée à la fois sur l'albédo des sols (ρ_g) et l'albédo planétaire observé à un instant t soit (ρ_{obs}). Cet estimateur est le coefficient de transmission des nuages (T_n).

$$T_n = (1 - \rho_{obs}) / (1 - \rho_g).$$

La luminance reçue par le satellite s'écrit :

$$I_{sat} = I_0(r) \cdot \cos(\xi) \cdot Tl(\xi) \cdot Tl(\psi) \cdot \rho_{obs}.$$

ξ est l'angle d'incidence solaire par rapport à la verticale du lieu observé, c'est-à-dire l'angle zénithal solaire.

ψ est l'angle d'observation du satellite pour le point considéré par rapport à la verticale du lieu.

Tl est la transmission atmosphérique par ciel clair suivant l'angle considéré. Cette transmission est calculée au moyen de la paramétrisation de Lacis et Hansen (1974).

$I_0(r)$ est la constante solaire corrigée des effets d'absorption et de diffusion provoquées par les gaz atmosphériques.

ρ_{obs} est l'albédo planétaire, c'est-à-dire du système sol-atmosphère. Au sommet de l'atmosphère, l'albédo est de la forme :

$$\rho_{obs} = I_{sat} / (I_0(r) \cdot \cos(\xi)).$$

Cet albédo est considéré par Dedieu comme la réflectance mesurée par le radiomètre du satellite. L'albédo planétaire prend donc la forme suivante :

$$\rho_{\text{obs}} = I_{\text{sat}} / (I_0(r) \cdot \cos(\xi) \cdot \text{TI}(\xi) \cdot \text{TI}(\psi)),$$

$$\rho_{\text{obs}} = \rho'_{\text{obs}} / (\text{TI}(\xi) \cdot \text{TI}(\psi)).$$

Pour évaluer le rayonnement G arrivant au sol, l'équation est la suivante :

$$G = I_0(r) \cdot \cos(\xi) \cdot \text{TI}(\xi) \cdot \text{Tn},$$

$$G = I_0(r) \cdot \cos(\xi) \cdot \text{TI}(\xi) \cdot (1 - \rho_{\text{obs}}) / (1 - \rho_g).$$

Ainsi, à partir des données satellitaires, Dedieu obtient :

$$G = I_0(r) \cdot \cos(\xi) \cdot \text{TI}(\xi) \cdot (1 - \rho'_{\text{obs}} / (\text{TI}(\xi) \cdot \text{TI}(\psi))) / (1 - \rho'_g / (\text{TI}(\xi) \cdot \text{TI}(\psi))).$$

Ce coefficient de transmission des nuages Tn a l'avantage de ne pas subir l'influence d'un quelconque seuil et d'avoir une variation continue en chaque pixel, et son utilisation dans des modèles physiques de transmission atmosphérique permet de généraliser et d'automatiser la méthode.

Une amélioration sensible de ce coefficient de transmission est à remarquer dans les propositions, pourtant antérieures, faites par Raschke et Preuss (1979) et Cano (1982) qui font intervenir l'influence de l'albédo des nuages dans un indice comparable à celui de Dedieu.

Ainsi, Raschke et Preuss proposent un index de couverture nuageuse (In) qui permet de déterminer un taux de transmission global atmosphérique. (In) est défini par le rapport suivant :

$$\text{In} = (\rho_{\text{pl}} - \rho_{\text{min}}) / (\rho_{\text{max}} - \rho_{\text{min}}).$$

ρ_{pl} est l'albédo planétaire observé de façon instantané.

ρ_{min} est l'albédo minimal observé sur une série d'images, il correspond à l'albédo des sols.

ρ_{max} est l'albédo maximal déterminé à partir d'un modèle théorique de nuages de type alto-stratus considérés comme opaques pour les capteurs visibles de Météosat.

A l'aide de cet index, le taux de transmission global atmosphérique K_t est déterminé :

$$K_t = (1 - \text{In})K_c + \text{In} \cdot K_o.$$

K_c est le taux de transmission par ciel clair.

K_o est le taux de transmission par ciel couvert.

Cano s'est inspiré du travail précédent pour définir un indice d'ennuagement (n). L'indice (n) peut être un estimateur de la fraction de luminance provenant de la réflexion sur des nuages d'albédo (ρ_{nu}). Cet indice dépend de l'albédo du sol (ρ_g), de l'albédo planétaire observé à l'instant t (ρ_t) et de l'albédo maximal moyen des nuages (ρ_{nu}).

$$n = (\rho_t - \rho_g) / (\rho_{\text{nu}} - \rho_g).$$

Comme pour la méthode de Raschke et Preuss, Cano détermine la luminance L_{sat} arrivant au satellite de la façon suivante :

$$L_{sat} = n.L_0 + (1 - n)L_c$$

L_0 est la luminance qui parviendrait au satellite si le pixel était entièrement couvert par un nuage d'albédo ρ_{nu} .

L_c est la luminance arrivant au satellite lorsque le ciel est clair.

La ressemblance entre les deux dernières méthodes est évidente. La seule différence réside dans l'estimation de l'albédo maximum des nuages ρ_{max} ou ρ_{nu} .

Il a été montré (Cano, 1982 ; Michaud-Regas, 1986 ; Diabaté, 1988 ; Diabaté *et al.*, 1988) que l'indice d'ennuagement (n) est un estimateur de la transmittance atmosphérique K mesurée au sol :

$$n = Ak + B,$$

$$K = a'n + b'.$$

Pour Raschke et Preuss (1979) et Cano (1982), l'albédo maximum est concrétisé par l'albédo caractéristique de nuages particuliers. En revanche, pour Dedieu (1984), cet albédo maximal est bien le maximum possible d'une valeur d'albédo, c'est-à-dire 1. Les albédos maxima (ρ_{max} , ρ_{nu} , 1) diffèrent seulement dans leur estimation, qu'ils soient estimés de façon plus ou moins physique par Raschke et Preuss ou de façon statistique par Cano. Cette valeur caractéristique des nuages est encore mal définie dans son contexte pratique pour le traitement d'images et l'évaluation de l'ennuagement. Ainsi, l'indice d'ennuagement, dans sa formulation actuelle, considère que le sol ou la mer, situés sous un nuage, influencent le signal reçu par le satellite quelles que soient l'opacité et l'importance du nuage. Cela conduit à obtenir des indices d'ennuagement très différents lorsque les zones couvertes par les nuages présentent des albédos très dissemblables, bien qu'un nuage d'albédo maximal et donc très épais, empêche le capteur du satellite de discerner le sol.

Il est facile de concevoir que le rayonnement réfléchi par le sol et considéré comme direct ne traverse pas les nuages épais. Cela s'observe déjà pour le rayonnement solaire direct très rapidement stoppé par la couverture nuageuse. Il apparaît donc que la définition de cet indice (n) ne peut satisfaire à la fois aux deux grands types de situations nuageuses : les nuages transparents et les nuages non transparents.

Ce problème de limite de transparence des nuages avait été évité jusqu'à présent en déterminant un indice d'ennuagement basé sur des albédos maxima très rarement rencontrés sur les images étudiées. Ainsi, l'indice d'ennuagement ne dépassait qu'exceptionnellement la valeur de 1. Mais l'observation de la réalité sur les images dites visibles de Météosat nous permet de dire qu'il existe une valeur caractéristique de limite de transparence des nuages. A cette limite effective de transparence des nuages, on doit associer une modification de la formulation de l'indice d'ennuagement. Il nous semble nécessaire de déterminer cette limite de transparence au moyen des images étudiées afin de prendre réellement en compte le signal reçu par le satellite.

5.2. DETERMINATION D'UN ALBEDO CARACTERISTIQUE DES NUAGES

Pour déterminer ρ_{nu} , Cano propose la démarche suivante : le cumul de nuages sur une séquence de 10 images permet d'obtenir un histogramme de fréquence de points nuageux dont le mode est représentatif des nuages observés. Ce mode est considéré par Cano comme la valeur recherchée de ρ_{nu} . Mais ceci reste très intimement lié aux images considérées. Ainsi, si l'on utilise 10 autres images ou alors 6 images ou encore 30 images, nous obtiendrons à chaque fois des histogrammes différents avec des modes différents. Cette estimation élémentaire de l'albédo maximal des nuages ne permet pas une utilisation de cette méthode de façon opérationnelle et automatique, le mode des histogrammes des nuages étant trop lié à la présence des dits nuages. S'il y a très peu de nuages sur la période et la zone d'étude, nous courons à l'échec par cette estimation d'une valeur caractérisant les nuages. De plus, ce mode ne peut pas être expliqué physiquement et n'a aucune signification pour un nuage à un moment donné sur une image.

Raschke et Preuss (1979) avaient proposé une démarche liant l'estimation de ρ_{max} à un modèle théorique de nuage (alto-stratus) d'épaisseur optique et d'altitude précise, ce nuage étant suffisamment opaque pour qu'on puisse négliger les effets de l'albédo des sols par rapport à l'albédo planétaire instantané. Cette détermination a l'avantage d'avoir une réalité physique en liaison directe avec le phénomène nuageux. Mais Raschke et Preuss rapprochaient cette valeur de la valeur de luminance maximale que l'on aurait pu observer sur les images étudiées. Cette démarche s'éloigne de ce que peut percevoir réellement les capteurs visibles du satellite.

Il est donc nécessaire d'évaluer ρ_{nu} en se basant comme Cano sur les images satellitaires et en considérant comme Raschke et Preuss l'opacité réelle du nuage. ρ_{nu} doit donc être la limite de transparence des nuages pour le capteur visible de Météosat. Cette définition de ρ_{nu} impose qu'au-delà d'une certaine limite, le signal sol n'est plus perceptible sous les nuages. Aussi, la définition de l'indice d'ennuagement (n) doit être modifiée après cette limite.

Détermination de la limite de la transparence des nuages par l'étude de la disparition du contour de côte

Supposons que l'on connaisse la variation du signal de surface du globe au niveau spatial. On peut observer la disparition de cette variation sous l'effet du masquage progressif de la zone étudiée. Ainsi, on peut déduire à partir de quelle valeur de nuage un gradient important sous-jacent est éliminé. L'étude présente repose sur le gradient existant entre le signal issu de la mer et celui issu du continent en zone côtière.

Moyens d'étude :

A partir d'une image entièrement dégagée, ont été choisis plusieurs points en zone côtière au niveau desquels sont centrés des polygones d'étude de 5 et 11 pixels de côté. Chaque polygone est séparé en deux parties, une marine et l'autre continentale, de dimensions comparables.

Sur l'ensemble des images du slot 25 du mois de juillet 1986, ont été mesurés sur chaque polygone la moyenne et l'écart-type des points en zone marine et des points en zone continentale. La référence de gradient maximal est déterminée par l'image sans nuage. La référence de maximum d'ennuagement est représentée par l'image de maximum qui correspond à l'absence de gradient. Les écart-types observés sont ceux d'un ensemble nuageux sans influence du sol.

L'absence de gradient est déterminée par l'identité qui peut exister entre les moyennes des zones maritimes et continentales de chaque polygone. Sur l'ensemble des images du mois, nous chercherons les images et les polygones pour lesquels le gradient entre la mer et le continent est statistiquement nul. Ceci correspond à des moyennes proches entre elles et d'écart-types minima. De cet ensemble, on ne retiendra que les valeurs minimales. En les moyennant, on obtiendra la valeur minimale du compte numérique "nuageux" qui masque les différences entre la mer et le continent, et donc pour lequel, le gradient entre les deux zones est nul.

Aspect pratique :

Le phénomène nuageux apparaît très variable dans l'espace pour l'échelle d'observation utilisée. Ainsi, sur une zone déterminée, chaque pixel peut prendre une valeur assez différente de celle de son voisin. Cette variabilité de l'enneuagement et l'hétérogénéité dans la distribution des comptes numériques qui en découle peut permettre de rencontrer sur les zones étudiées des moyennes très proches entre les échantillons mer et continent d'un même polygone. Mais cet aspect s'accompagne d'une augmentation des écart-types obtenus sur ces échantillons. Il est donc nécessaire d'établir la comparaison des moyennes en chaque polygone sur des bases d'écart-types minima. Les écart-types observés sur l'image de maximum d'enneuagement varient pratiquement entre 5% et 10% de la valeur moyenne pour des polygones de 11 pixels de côté.

Nous considérerons donc par la suite que l'enneuagement d'une zone peut être admis comme homogène si l'écart-type de la distribution des points est proche ou inférieur à 10% de la moyenne observée. C'est à cette condition que nous comparerons les moyennes entre la zone maritime et la zone continentale d'un même polygone. Les moyennes seront ensuite considérées comme identiques si elles ne s'éloignent pas l'une de l'autre de plus de 10% de la moyenne la plus faible (pour les deux obtenues sur chaque polygone).

RESULTATS ET ANALYSE :

Visuellement, il est possible d'observer sur une image la présence ou l'absence d'un contour de côte. Dans la détermination subjective visuelle, nous faisons intervenir une notion de reconnaissance d'un contour connu, ainsi que la distinction entre deux milieux très différents, la mer et le continent.

C'est ce dernier aspect de différence de brillance entre la mer et le continent que nous avons donc retenu pour étudier de façon objective la disparition des différences sous l'effet de l'ennuagement. Les mesures de moyennes et d'écart-types en certaines zones côtières européennes et à différents instants ont permis d'obtenir des résultats qui sont partiellement présentés dans le tableau 5.1. La figure (5.1.) représente l'évolution des moyennés au cours du temps sur la mer et le continent au niveau d'une même zone et la figure (5.2.) est la représentation des variations des écart-types en fonction de la moyenne établie sur une zone marine au cours du temps.

Tab. 5.1. : moyennes (resp. écart-types) obtenus sur 4 zones côtières pour 10 jours du mois de juillet 1986, pour une fenêtre de 5 pixels de côté.

	ZONE 1	ZONE 2	ZONE 3	ZONE 4
jour 1				
mer	107,7(12,2)	23,7(2,9)	47,2(15,9)	62,4(13,1)
terre	125(11,5)	48,7(6,7)	48(6,8)	56(3,3)
jour 2				
mer	32,7(21,3)	23,4(3,8)	26,7(8,0)	62,9(8,1)
terre	60,3(19,5)	47,6(5,8)	48,9(5,9)	79,6(10,7)
jour 3				
mer	89,7(11,6)	46,5(23,0)	32,0(7,4)	22,1(8,2)
terre	101(15,2)	81,4(7,7)	50,2(2,7)	49,8(8,7)
jour 4				
mer	107(5,2)	77,5(29)	98,9(7,8)	41,1(18,8)
terre	106(8,7)	91,6(15,5)	92,9(1,7)	74,7(11,6)
jour 5				
mer	134,3(9,2)	110,5(6)	45,3(14,3)	136,8(6,1)
terre	143,6(7,4)	103,3(7)	84,4(4,4)	137,3(3,3)
jour 6				
mer	125(6,8)	32(21)	36,8(14,7)	14,7(3,5)
terre	128,3(5,3)	70,5(12,1)	45,3(8,8)	49,8(10,2)
jour 7				
mer	114(7)	94,5(40,7)	66,1(15,8)	58,9(25,8)
terre	112,7(12,8)	117,1(17,6)	101(12,6)	60,4(13)
jour 8				
mer	34(16,2)	81,5(22,5)	21,9(8,7)	27,2(11,8)
terre	82,3(21,1)	90,5(16,8)	51,6(2,9)	68,4(14)
jour 9				
mer	123,6(3,8)	116,6(20,6)	22,7(12)	18,4(6,8)
terre	127,7(6)	105,1(10,8)	51,6(3,9)	44,4(8,1)
jour 10				
mer	103,3(8,6)	28,9(19,8)	15,7(4)	88,5(10,6)
terre	108,6(7,9)	66,9(18,9)	56(12,8)	111,5(9,3)
jour sans nuage				
mer	15(3,3)	15,4(2,1)	13,9(2)	13,6(2,4)
terre	43,7(14,7)	44,3(7,9)	43,1(8,4)	43,7(8,4)
maximum de nuages				
mer	141(5,2)	146(10,4)	127(10,1)	138(5,4)
terre	145(4,4)	146(5,5)	128(4,6)	140(4,4)

Fig. 5.1. : graphique des moyennes mesurées sur la mer et le continent au cours du temps pour la zone n° 1.

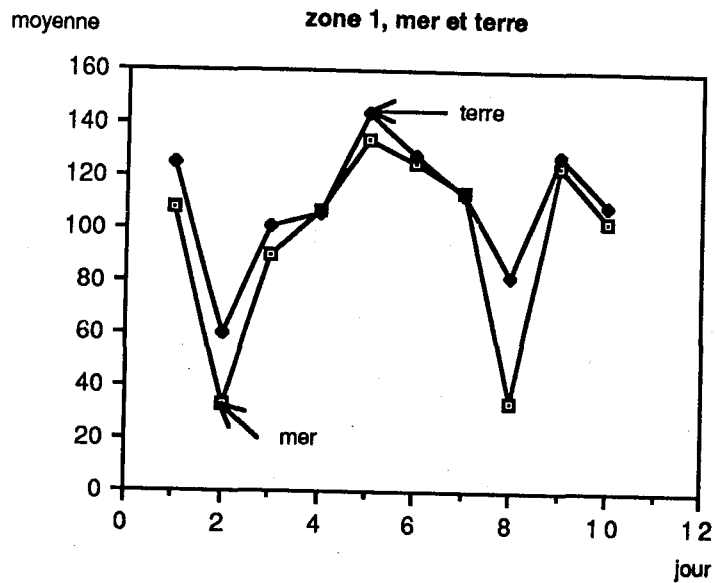
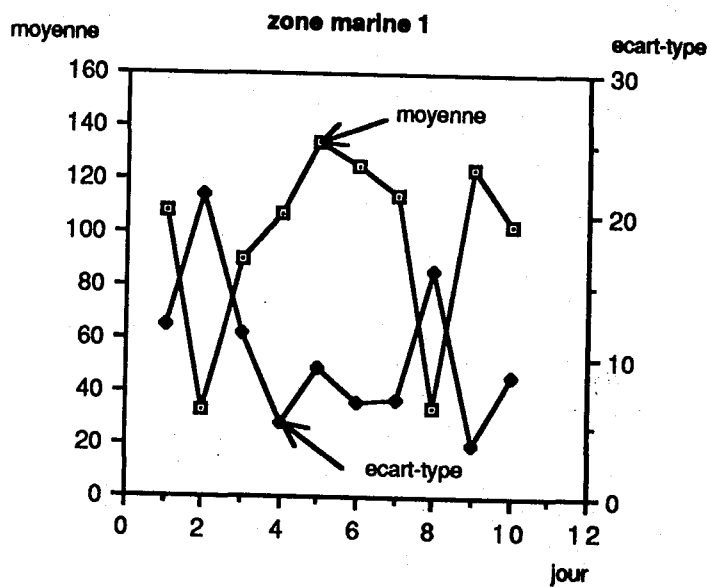


Fig. 5.2. : graphique des écart-types en fonction des moyennes mesurées sur la mer au cours du temps pour la zone n° 1.



Les courbes ci-avant représentent le cas général. Que l'étude soit menée avec des fenêtres de 5 ou 11 pixels de côté, l'allure des courbes reste toujours la même. Nous pouvons constater sur les figures (5.2. et 5.3.) que les faibles ennuagements des zones marines, qui correspondent à l'augmentation progressive du nombre de pixels couverts, entraînent une accentuation de l'hétérogénéité de la zone qui se traduit par de forts écart-types. Ensuite, plus ou moins brusquement, l'écart-type chute aussi bien en zone marine qu'en zone terrestre. Cette chute correspond à l'augmentation concomitante de la moyenne observée sur ces zones et donc à un recouvrement croissant par les nuages. L'augmentation de la moyenne sur la zone marine est plus rapide que l'augmentation existant sur la zone continentale. Ainsi, ces moyennes originellement éloignées se rapprochent progressivement. Lorsque les moyennes sont pratiquement identiques et les écart-types très faibles, on constate sur les images en question que les contours de côte ne sont plus discernables et que les zones marines et continentales semblent identiques. Aussi, cette valeur de compte numérique, correspondant aux nuages non transparents, ne permet plus de percevoir un quelconque signal du sol.

Les résultats obtenus et présentés partiellement dans le tableau 5.1., nous ont permis de sélectionner un ensemble de moyennes faibles et proches entre elles pour les zones marines et terrestres. Dans les deux cas de fenêtres de 5 et 11 pixels de côté, ce sont pour les mêmes polygones et aux mêmes jours que nous avons obtenu les moyennes les plus proches et les écart-types les plus faibles. Les résultats finaux sont un peu différents en fonction de la grandeur de la fenêtre et sont les suivants :

Pour une fenêtre de 5 pixels de côté, nous obtenons une valeur moyenne de 104, sur l'ensemble des moyennes sélectionnées, pour la limite de transparence des nuages avec un écart-type de 5.

Pour une fenêtre de 11 pixels de côté, nous obtenons une valeur de limite de transparence de 110 avec un écart-type de 5.

L'ensemble des résultats atteste de la possibilité d'une valeur de limite de transparence des nuages pour un compte numérique compris entre 105 et 110.

5.3. L'INDICE D'ENNUAGEMENT DE DEFINITION EVOLUTIVE

Comme nous l'avons signalé précédemment, cette limite de transparence des nuages nécessite, pour tenir compte de l'impossibilité de percevoir les sols à partir de ce seuil pour les capteurs de la bande visible, que la définition de l'indice d'ennuagement se transforme au-delà de cette limite.

L'indice d'ennuagement, tel que l'avaient conçu Raschke et Preuss (1979) ou Cano (1982), est déterminé par une formulation stable quels que soient l'albédo du sol (ρ_g) et l'albédo observé (ρ_{obs}).

$$n = (\rho_{obs} - \rho_g) / (\rho_{nu} - \rho_g).$$

Cet indice d'ennuagement (n) reste cohérent tant que ρ_{obs} est compris entre ρ_g et ρ_{nu} et tant que ρ_{nu} est bien supérieur à ρ_g . Si nous déterminons l'albédo des nuages comme précédemment, c'est-à-dire non plus comme un albédo maximal moyen des nuages, mais comme un albédo qui traduit la limite de transparence des nuages, nous devons établir un indice d'ennuagement qui tient compte de l'albédo du sol et de l'albédo planétaire observé. Et ceci, avec une formulation qui évolue suivant les différentes situations rencontrées.

Deux constatations s'imposent à la vue des résultats présentés dans ces tableaux. D'une part, dès que l'albédo observé devient supérieur à ρ_{nu} , nous obtenons des indices (n) qui s'accroissent quand augmente l'albédo du sol (ρ_g). Or, à ce stade d'albédo observé, nous avons des nuages qui ne laissent plus percevoir de signal venant du sol et donc (n) devrait être insensible aux variations d'albédo du sol. D'autre part, dès que l'albédo du sol devient supérieur à la valeur de ρ_{nu} , ce qui est théoriquement improbable lorsque ρ_{nu} est égal à ρ_{max} , nous obtenons avec cet indice (n) des valeurs négatives incohérentes et inutilisables. Il est donc nécessaire de déterminer des variabilités dans la formulation de l'indice d'ennuagement afin que ce dernier rende mieux compte de la non influence des sols lorsque les nuages sont trop épais et que le capteur ne peut pas voir ce qu'ils cachent.

Etudions donc différents cas d'albédo de sol et de nuage et cherchons à déterminer un indice (n) cohérent avec les observations précédentes.

Le cas où tout va bien :

$$\rho_g \ll \rho_{\text{obs}} < \rho_{\text{nu}}.$$

L'indice prend pour formulation celle déterminée par Cano soit :

$$n = (\rho_{\text{obs}} - \rho_g) / (\rho_{\text{nu}} - \rho_g); \text{ dans ce cas } n < 1.$$

Les autres cas :

$$\rho_g \ll \rho_{\text{nu}} < \rho_{\text{obs}}.$$

Dans ce cas, le sol n'a plus d'influence sur le signal arrivant au satellite, et

$$n = (\rho_{\text{obs}}) / (\rho_{\text{nu}}); \text{ alors } n > 1.$$

Si $\rho_g \ll \rho_{\text{nu}} = \rho_{\text{obs}}$, alors les 2 formulations sont identiques et $n = 1$

$$\rho_g = \rho_{\text{nu}}.$$

Dans ce cas, l'indice (n) peut prendre des valeurs excessives sans raison, il faut donc prévoir des garde-fous en fonction de la valeur de ρ_{obs} .

Si $\rho_{\text{obs}} \gg \rho_g$, alors $n = (\rho_{\text{obs}}) / (\rho_{\text{nu}})$.

Si $\rho_{\text{obs}} > \rho_g$ ou $\rho_{\text{obs}} = \rho_g$ alors il convient de tester si cet écart d'albédo est compatible avec un écart cohérent d'albédo du sol.

Si OUI, alors $n = 0$. Si NON, alors $n = (\rho_{\text{obs}}) / (\rho_{\text{nu}})$. Dans ce cas, il faut être très vigilant dans la décision à prendre, il faut considérer les points des alentours pour savoir si la région est ennuagée ou non. Ceci peut être déterminé par une probabilité d'ennuagement déduite de l'ennuagement plus ou moins important des points voisins. Notons que dans ce cas ρ_{obs} ne peut être inférieur à ρ_g , sinon il devient ρ_g s'il n'est pas une ombre de nuage. Dans ce cas, il faut tester si cette valeur ρ_{obs} ne s'éloigne pas trop d'une valeur cohérente de l'albédo du sol observé.

$$p_{nu} < p_g.$$

Dans ce cas, l'indice d'ennuagement sera calculé comme précédemment tant que $p_{obs} > p_g$; $n = p_{obs}/p_{nu}$.

Si on reprend les exemples précédents :

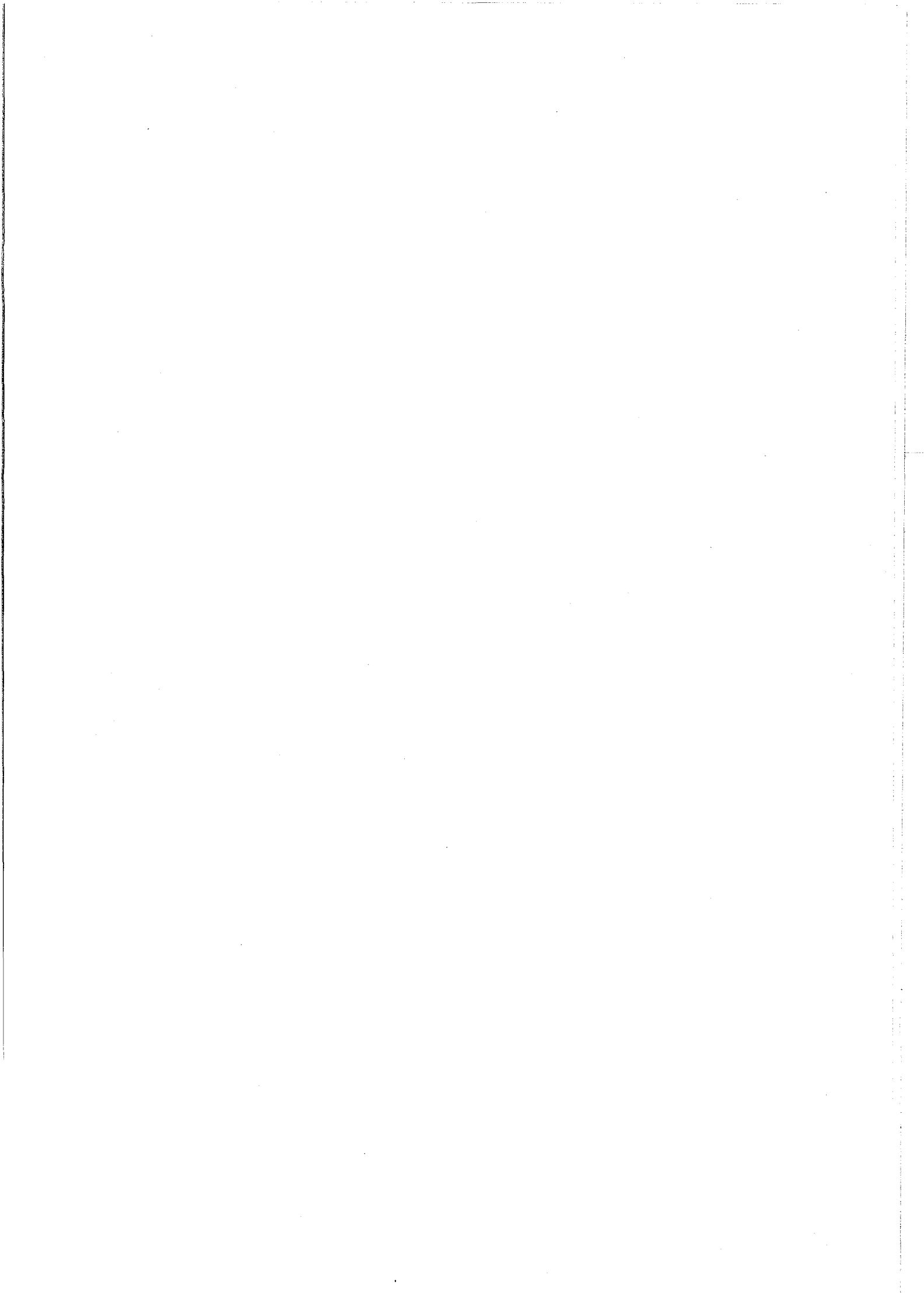
Pour un albédo de limite de transparence nu égal à 60 en compte numérique, nous obtenons avec les nouvelles formulations les résultats suivants pour l'indice d'ennuagement.

p_{obs}	0	20	40	60	80	100	120	140
p_g								
0	0	0,33	0,67	1,0	1,33	1,67	2,0	2,3
20		0	0,5	1,0	1,33	1,67	2,0	2,3
40			0	1,0	1,33	1,67	2,0	2,3
60				1 à 0	1,33	1,67	2,0	2,3
80					1 à 0	1,67	2,0	2,3
100						1 à 0	2,0	2,3
120							1 à 0	2,3
140								1 à 0

Avec $p_{nu} = 120$, nous obtenons les valeurs suivantes :

p_{obs}	0	20	40	60	80	100	120	140
p_g								
0	0	0,167	0,33	0,50	0,67	0,83	1,0	1,17
20		0	0,20	0,40	0,60	0,80	1,0	1,17
40			0	0,25	0,50	0,75	1,0	1,17
60				0	0,33	0,67	1,0	1,17
80					0	0,50	1,0	1,17
100						0	1,0	1,17
120							1 à 0	1,17
140								1 à 0

Ces tableaux nous montrent que pour une certaine valeur d'albédo observée p_{obs} supérieure à p_{nu} , il n'y a plus d'influence du sol, et donc que l'indice d'ennuagement se retrouve identique à l'indice obtenu quand l'albédo du sol était nul. Ceci est la différence essentielle par rapport aux résultats obtenus avec l'indice conçu par Cano (1982).



La dimension du pixel est primordiale dans la présence des ombres sur une image. C'est pour cela que les images d'Europe présentent peu d'ombre. Au niveau de la France, le pixel représente approximativement deux fois la surface du pixel élémentaire au nadir du satellite. Cette augmentation de taille réduit la proportion d'ombre qu'il pourrait y avoir sur un pixel s'il se situait à la limite de nuages, ainsi les signatures spectrales d'ombres sont plus rares sur l'Europe que sur l'Afrique.

Ces petits points de détail vont compliquer les algorithmes de traitement des images Météosat. La résolution spatiale que nous avons utilisée est de 5 km x 5 km au nadir du satellite. Tant que l'on restera à ce niveau de résolution spatiale, les améliorations fines ne seront pas perceptibles sur les résultats. Mais, dès que les images des satellites géostationnaires auront une résolution fine, il sera souhaitable de traiter chaque aspect de l'image par des algorithmes susceptibles de prendre en compte toutes les situations. Ainsi, le contour de nuages, qui peut être à l'ombre ou ensoleillé, sera représenté par un grand nombre de pixels et non plus par quelques rares pixels limitrophes comme c'est le cas actuellement sur les images de Météosat.

CHAPITRE 6

CONCLUSION GENERALE

6. CONCLUSION GENERALE

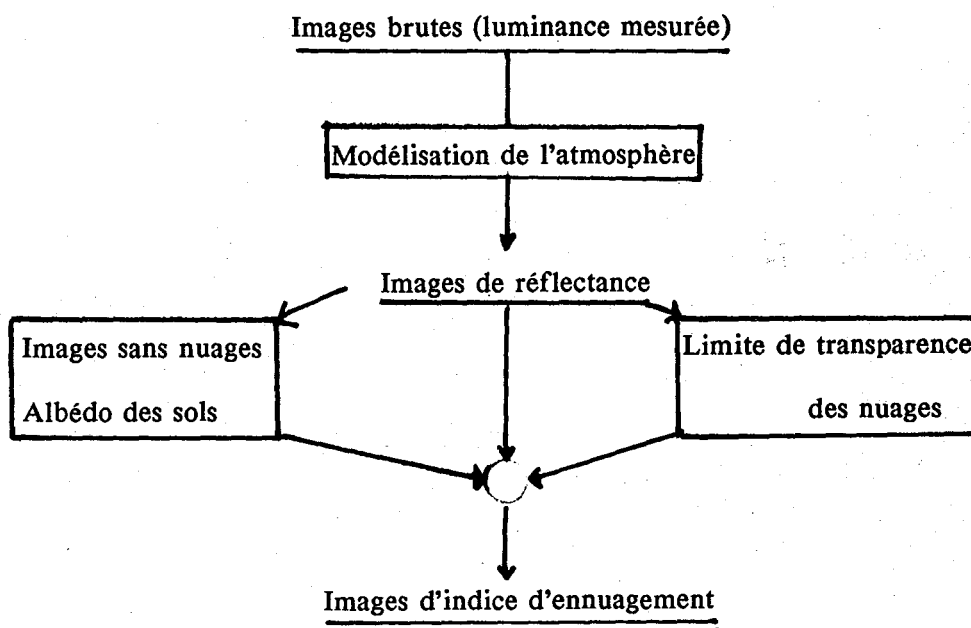
6.1. EVALUATION DU RAYONNEMENT SOLAIRE PAR LA METHODE HELIOSAT :

Cette méthode a été appliquée aux données satellitaires "visibles" de Météosat des régions de l'Afrique de l'Ouest. Les résultats obtenus et les comparaisons faites notamment avec des données au sol de 1986, nous permettent de dire que cette méthode est cohérente dans l'évaluation du rayonnement global journalier en moyenne mensuelle. Nous avons effectivement obtenu une corrélation supérieure à 90% entre nos estimations et les mesures au sol et notre modèle ne surévalue en moyenne que de 10% les mesures de rayonnement global journalier. Cette méthode a probablement un bel avenir dans son utilisation opérationnelle. Néanmoins, des améliorations sont encore nécessaires dans le traitement d'images de la méthode Heliosat. Les modifications que je propose résident dans la prise en compte du phénomène global observé par le capteur visible de Météosat. Ces apports personnels n'ont pas été appliqués de façon pratique à la méthode Heliosat, faute de temps. Mais chaque étape du traitement d'images a été soigneusement étudiée.

6.2. LES DIFFICULTES DU TRAITEMENT D'IMAGES

L'observation et l'analyse d'images visibles de Météosat en vue de l'évaluation du rayonnement solaire, ont permis de révéler la complexité du traitement des données images. Les méthodes, des plus simples aux plus complexes, ont leur place pour résoudre les différents problèmes rencontrés dans l'utilisation des images météorologiques.

La démarche utilisée pour évaluer le rayonnement solaire est simple. Elle peut se schématiser par trois étapes qui sont : la modélisation de l'atmosphère, l'évaluation d'une image sans nuage et la détermination d'images d'indice d'ennuagement.



C'est à partir des images d'indice d'enneuagement que l'on peut déterminer, à la suite d'un étalonnage avec des mesures au sol, un modèle susceptible d'évaluer le rayonnement solaire.

La simplicité des trois étapes initiales n'existe que dans leur définition, car l'exécution réaliste de ces étapes a nécessité des études approfondies pour justifier leur validité et améliorer leur efficacité.

LA MODELISATION DES IMAGES :

La modélisation des images brutes a pu être améliorée en proposant un modèle valable aussi bien au-dessus des mers que des continents. Cette modélisation est une étape primordiale. Elle permet de s'affranchir du jour, de l'année et de la position géographique de chaque point, pour rendre directement comparable les brillances en chaque point au cours du temps quelle que soit la quantité de rayonnement solaire reçu.

L'utilisation des modèles atmosphériques initiaux (C, M et D) a montré que les valeurs de l'image traitée augmentaient avec la latitude. Cette déviation systématique, produite par les modèles utilisés, est très marquée en zone marine car les modèles s'appuient seulement sur l'atténuation du rayonnement solaire par une atmosphère de ciel clair. Nous avons introduit dans le modèle élaboré par Cano (1982) l'effet de réflexion atmosphérique du rayonnement. Ceci nous a permis de concevoir un modèle dont les résultats sont en accord avec nos hypothèses, c'est-à-dire une identité de réflectivité des images modélisées prises entre 9h30 et 15h30. En introduisant la réflectivité de l'atmosphère, nous avons aussi pu observer que l'heure réelle de prise de vue influence très nettement les résultats des modèles A et C.

L'amélioration du modèle de Cano est surtout évidente sur les zones marines où seule la réflectivité de l'atmosphère est observable par Météosat. Cet "albédo atmosphérique" devient négligeable au-dessus des continents par rapport aux albédos des sols.

Nous pouvons noter que les modèles utilisés sont prévus pour des images obtenues par ciel clair. Dès que la présence de nuages transparents intervient, l'atmosphère traversée par le rayonnement solaire n'est plus claire. Si le nuage est opaque (de type cumulus), le rayonnement est réfléchi à son sommet. Ainsi, l'épaisseur d'atmosphère traversée est extrêmement faible.

Cet aspect des choses nécessiterait l'élaboration d'une modélisation basée non seulement sur la position relative du soleil mais aussi sur la qualité de l'épaisseur d'atmosphère traversée. Il serait donc intéressant d'envisager une modélisation des images brutes après l'évaluation d'une image de référence sans nuage qui permettrait de déterminer avec plus ou moins de précision la présence ou l'absence de nuages.

L'IMAGE D'ALBEDO DU SOL

Un traitement original nous a permis d'obtenir une image d'albédo des sols débarrassée des nuages et des ombres. Il est basé sur la création d'une suite d'images où, pour un couple donné de coordonnées, les valeurs des pixels sont classées par ordre croissant dans la suite. L'image de troisième rang donne de très bons résultats sur l'Afrique.

L'INDICE D'ENNUAGEMENT

Les modifications apportées au calcul de l'indice d'ennuagement résident dans l'estimation d'une limite de transparence des nuages. Cette notion permet de séparer les phénomènes nuageux en deux aspects :

Tout d'abord, le nuage est transparent. Le signal perçu par le satellite est une résultante de l'ensemble des réflectances présentes sur un pixel, c'est-à-dire provenant des nuages et des sols.

Cette influence est prise en compte par l'indice d'ennuagement de la forme :

$$n = (\rho_{\text{obs}} - \rho_{\text{sol}}) / (\rho_{\text{nu}} - \rho_{\text{sol}}).$$

Enfin, le nuage est opaque pour le discernement des structures sous-jacentes. L'influence du sol doit être ignorée et la formulation de l'indice d'ennuagement devient :

$$n = (\rho_{\text{obs}}) / (\rho_{\text{nu}}).$$

D'autres problèmes concernant les nuages et l'indice d'ennuagement ont été mis à jour et notamment les ombres des nuages. Ces dernières résultent du non alignement entre le soleil, le satellite et la zone observée, et sont donc inévitables. Pour les images de Météosat que nous avons utilisées, la résolution spatiale au nadir était de 25 km². De ce fait, les ombres apparaissent peu sur les images d'Europe. Actuellement, une ombre est considérée comme une zone d'albédo de sol extrêmement faible et donc dégagée de nuage. En réalité, cette zone est bien à l'ombre donc sous un nuage. Cette dualité existe aussi dans le cas où la zone apparaît ennuagée pour Météosat mais dégagée pour le soleil. Cet aspect conflictuel reste encore à étudier.

RECAPITULATIF DES MODIFICATIONS APPORTEES AU
TRAITEMENT D'IMAGES DE LA METHODE HELIOSAT.

Traitement	Méthode Heliosat	Modifications	Améliorations
Modélisation atmosphérique	Sans prise en compte de la réflectivité de l'atmosphère	Avec prise en compte de la réflectivité de l'atmosphère	Albédo de la mer cohérent
Image d'albédo des sols	Moyenne des minima observés sur une série d'images	Choix d'une image de minimum dans une série reconstituée	Image sans valeur moyenne sans ombre et sans nuage
L'indice d'ennuagement	Constant quelle que soit la transparence du nuage	Détermination d'une limite de transparence des nuages	L'indice d'ennuagement tient compte de la limite de transparence des nuages

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

AMADO J., 1982

Cartographie de l'albédo et du gisement solaire à partir des données du satellite Météosat. Thèse de Docteur-Ingénieur, Géophysique et Sciences Spatiales, Université Paul Sabatier Toulouse, 121 pp.

ANGSTROM A.K., 1964

The parameters of atmospheric turbidity. *Tellus*, 1964, 16, 64-75.

BERNARD R., MENGUY G., SCHWARTZ M., 1980

Le rayonnement solaire. Conversion thermique et applications. Librairie Lavoisier Technique & Documentation, Paris, 216 pp.

BOURGES B., 1980

Les courbes de fréquences cumulées de l'éclairement solaire : analyse statistique et application au calcul des installations solaires. Thèse de Docteur, Université de Paris VI, 169 pp.

BURIEZ J.C., BONNEL B., FOUQUART Y., 1986

Theoretical and experimental sensitivity study of the derivation of solar irradiance and the earth's surface from satellite data. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 59, 263-282.

CANO D., 1982

Etude de l'enneigement par analyse de séquences d'images de satellite. Application à l'évaluation du rayonnement solaire global au sol. Thèse de Docteur-Ingénieur en automatique et traitement du signal, Ecole des Mines de Paris, 194 pp.

COUREL M.F., 1985

Etude de l'évolution récente des milieux sahéliens à partir des mesures fournies par les satellites. Thèse de Docteur d'Etat es-Lettre et Sciences Humaines, Université Paris I, 409 pp.

DEDIEU G., 1984

Estimation du rayonnement solaire global au sol et de l'albédo de surface à l'aide de Météosat. Thèse de Docteur de troisième cycle, spécialité Astronomie et Techniques Spatiales. Université Paul Sabatier de Toulouse, 98 pp.

DELORME Cl., 1986

Bilan d'essais d'utilisation des images numériques de Météosat pour estimer le gisement solaire. Rapport G.D.T.A. - G.S. N° 8, 52 pp.

DELORME Cl., 1987

Rayonnement solaire utilisable. Gisement solaire. Cours, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Faculté des Sciences, Avignon, 176 pp.

DESCHAMPS P.Y., HERMAN M., TANRE D., 1983

Modeling of the atmospheric effects and its application to the remote sensing of ocean color. *Applied Optics*, Vol. 22, No. 23, p. 3751-3758.

DIABATE L., 1989

Détermination du rayonnement solaire à l'aide d'images satellitaires. Thèse de Docteur en énergétique, Ecole des Mines de Paris, 272 pp.

DIABATE L., DEMARCQ H., MICHAUD-REGAS N., WALD L., 1988

Estimating incident solar radiation at the surface from images of the earth transmitted by geostationary satellites : the Heliosat project. *Int. J. of Solar Energy*, 5, 261-278.

DIABATE L., MICHAUD-REGAS N., WALD L., 1989

Mapping the ground albedo of Western Africa using Meteosat visible data. Its time evolution during 1984 and its relation to the vegetation. *Remote Sensing of Environment*, 27, 3, 211-222.

DOGNIAUX R., GRUETER J.W., KASTEN F., PAGE J.K., PERRIN DE BRICHAMBAUT C., TREBLE F.C., PALZ W., 1984

Solar Meteorology (Units and Symbols). Recommendations by the solar energy R & D programme of the European Community. *Int. J. of Solar Energy*, Vol. 2, 249-255.

GALLE S., 1987

Analyse des champs spatiaux par utilisation de la télédétection. Estimation de la durée quotidienne d'insolation en France à l'aide d'images du satellite Météosat et de mesures sol. Thèse de Docteur de l'Institut National Polytechnique de Grenoble, 257 pp.

GAUTHIER C., DIAK G., MASSE S., 1980

A simple physical model to estimate incidence solar radiation at the surface from GOES satellite data. *J. of Clim. Appl. Meteor.*, 19, 1005-1012.

GAUTHIER C., DIAK G., MASSE S., 1984

An investigation of the effects of spatially averaging satellite brightness measurements on the calculation of insolation. *J. of Clim. Appl. Meteor.*, 23, 9, 1380-1386.

KASTEN F., 1980

A simple parametrization of the pyrhelimeter formule for determining the Linke turbidity factor. *Meteorol. Rdsch.*, 33, 124-127.

MICHAUD-REGAS N., 1986

Mise en oeuvre et validation d'une méthode opérationnelle et automatique pour l'évaluation d'atlas solaire en Europe à l'aide de mesures satellitaires Météosat (années 1983, 1984 et 1985). Thèse de Docteur en Sciences, Université Paris VII, 191 pp.

MOSER W., RASCHKE E., 1983

Mapping of global radiation and of cloudiness from Meteosat image data. *Meteorol. Rdsch.*, 36, 33-41.

MOUSSU G., 1988

Définition d'une méthodologie de détection de phénomènes dynamiques dans une chronique d'images et son application à quelques études. Thèse de Docteur en Sciences de l'Ingénieur, Université de Nice, 163 pp.

MOUSSU G., DIABATE L., OBRECHT D., WALD L., 1989

A method for the mapping of the apparent ground brightness using visible images from geostationary satellites. *Int. J. Remote Sensing*, 10, 7, 1207-1225.

PASTRE C., 1981

Développement d'une méthode de détermination du rayonnement solaire à partir des données de Météosat. *Météorologie*, 6, 24, 5-15.

PERRIN de BRICHAMBAUT Ch., 1963

Rayonnement solaire et échanges radiatifs naturels. Gauthier-Villars, Paris 301 pp.

PERRIN de BRICHAMBAUT Ch., 1987

Energie solaire, évaluation des ressources utilisables. Aspect physique, étude statistique, méthode de travail. Rapport IGACEM/*Météorologie*, 174 PP.

PERRIN de BRICHAMBAUT Ch., VAUGE Ch., 1982

Le gisement solaire évaluation de la ressource énergétique. Librairie Lavoisier Technique & Documentation, Paris, 222 pp.

RABERANTO P., 1984

Etude critique de l'albédo minimal déterminé à partir des images numériques de Météosat. Thèse de Docteur-Ingénieur, Astronomie et Techniques Spatiales, Université Paul Sabatier Toulouse, 100 pp.

RASCHKE E., PREUSS H.J., 1979

The determination of the solar radiation budget at the Earth's surface satellite measurements. *Meteorol. Rdsch*, 32, 18-28.

SFEIR A.A., GUARRACINO G., 1981

Ingénierie des systèmes solaires application à l'habitat. Librairie Lavoisier Technique & Documentation, 472 pp.

SUNSAT Project. Final Report, Contract CEC EN3S-0112-D (B), Subcontr. Univ. Cologne/Armines. Rapport CTAMN/89/R/06, 71 pp.

"SUNSAT". Solar radiation atlas of Africa. Total and diffuse fluxes at ground level derived from imaging data of the geostationary satellite Meteosat 2, version provisoire. Contract CEC EN3S-0112-D (B), 210 pp.

TANRE D., 1983

Interaction Rayonnement-Aérosols, applications à la télédétection et au calcul du bilan radiatif. Thèse de Doctorat, Université de Sciences et Techniques de Lille, 258 pp.

TANRE D., HERMAN M., DESCHAMPS P.Y., 1983

Influence of the atmosphere on space measurements of directional properties. *Applied Optics*, Vol. 22, No. 5, 733-741.

TANRE D., HERMAN M., DESCHAMPS P.Y., DE LEFFE A., 1979

Atmospheric modeling for space measurements of ground reflectance, including bidirectional properties. *Applied Optics*, Vol. 18, No. 21, 3587-3594.

TARPLEY J.D., 1979

Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data, *J. Appl. Meteor.*, 18, 1172-1183.

TAYLOR V.R., STOWE L.L., 1984

Reflectance characteristic of uniform earth and cloud surfaces derived from Nimbus-7 ERB. *Journal of Geophysical Research*, 1984, 89, 4987-4996.

WALD L., MONGET J.M., 1983

Remote sensing of the sea-state using the 0.8-1.1 um spectral band. *Int. J. Remote Sensing*, 4, 2, 433-446.

WEREM A., 1984

Contribution à l'étude du gisement solaire en Afrique de l'Ouest à l'aide de Météosat. Thèse de Docteur en Sciences, Astronomie et Techniques Spatiales, Université Paul Sabatier Toulouse, 104 pp.

YAMAMOTO G., 1962

Direct absorption of solar radiation by atmospheric water vapor, carbon dioxide and molecular oxygen. *J. Atm. Sci.*, 1962, 19, 182-188.

Météorologie solaire et images satellitaires : cartographie du rayonnement solaire, détermination de l'albédo des sols et évaluation de l'enneuagement

Résumé :

Le rayonnement solaire a des impacts biologiques, physiologiques, climatiques, économiques, politiques, sociaux, culturels, métaphysiques, etc...

L'étude du gisement solaire à l'échelle du globe terrestre nécessite notamment l'utilisation des moyens de la télédétection spatiale. Pour évaluer et quantifier les effets du soleil (vus de l'espace), il est nécessaire de concevoir des traitements d'images satellitaires des plus complexes aux plus astucieux. Dans cette thèse, nous analysons les étapes du traitement d'images visibles de Météosat utilisé dans l'évaluation du gisement solaire. Initialement, nous présentons les résultats de la cartographie du rayonnement solaire global journalier en Afrique de l'Ouest. Ces résultats sont obtenus au moyen d'une méthode opérationnelle développée au Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels (CTAMN) de l'Ecole des Mines de Paris : la méthode HELIOSAT. Ces résultats, confrontés aux mesures effectuées au sol, nous ont permis de valider cette méthode et d'avoir confiance dans son avenir opérationnel. Mais des améliorations sont nécessaires. Aussi, par la suite, on étudie certains modèles atmosphériques qui permettent de corriger les influences de l'atmosphère et de la position relative du soleil, pour obtenir des images de réflectance relative (albédo relatif). On a déterminé un moyen d'obtenir une image de réflectance des sols s'appuyant sur une image composite sans nuage ni ombre. Pour évaluer le gisement solaire par la méthode que nous avons développée, il faut estimer l'enneuagement présent en chaque point d'image. Dans cette étape, un indice d'enneuagement sensible à la transparence des nuages est déterminé.

Mots-clés : Météorologie solaire, images satellitaires, Météosat, albédo, enneuagement.

Solar meteorology and satellites data : cartography of the solar radiation, estimation of the ground albedo and determination of the cloudiness

Abstract :

The solar radiation has biological, physiological, climatic, economical, political, social, cultural repercussions. The study of the solar energy available at ground over all the Earth especially requires the use of remote sensing data. To evaluate and quantify the solar effects from space, it is necessary to design elaborated image processing methods. In our study, we analyse each state of the treatment of Meteosat images, used in the solar energy evaluation. First of all, we present results of the cartography of daily global solar radiation in West Africa. These results are achieved by an operational method developed in the Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels (CTAMN) of Ecole des Mines de Paris : the HELIOSAT project. The comparison of our results and the ground measurements has allowed to validate this method and to have faith in its operational future. But, improvements are necessary. Thus, we have worked on relative position of the sun, to obtain images of relative reflectance (relative albedo). We have developed a method to compute an image of ground reflectance using another composite image without cloud or shadow. It requires the estimation of a cloud index at each image point. We have recommended, at this stage, the choice of a cloud index sensitive to cloud transparency.

Keywords : Solar meteorology, satellite images, Meteosat, albedo, cloudiness.