

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOMCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE MENTOURI DE CONSTANTINE
FACULTE DES SCIENCES EXACTES
DEPARTEMENT DE PHYSIQUE

N° d'ordre.....

Série.....

MEMOIRE PRESENTE POUR OBTENIR LE DIPLOME DE MAGISTER EN PHYSIQUE
ENERGETIQUE

OPTION

Photothermique

Par

SEGHIRI SARAH

THEME

**UTILISATION DE LA TÉLÉDÉTECTION POUR QUANTIFIER L'INFLUENCE DE LA
HAUTEUR SOLAIRE SUR LE COEFFICIENT DE
REFLECTANCE BIDIRECTIONNELLE**

Soutenu le: 25/04/2007

Devant le jury

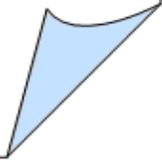
Président	A. Chaker	Pr .	Univ. Mentouri	Constantine
Rapporteur	A. Mokhnache	M.C	Univ. Mentouri	Constantine
Examineur	M. Djeddar	M.C	Univ. Mentouri	Constantine
Examineur	N. Attaf	M. C	Univ. Mentouri	Constantine

Dédicace

A ma mère Warda et à mon père Abdelkader, le soleil qui éclairci ma vie, l'air que je respire, à eux que je doit tout mon amour et toute ma gratitude.

A mes sœurs et mes frères

A tout mes amis et mes collègues, pour le soutien moral.



Remerciements

Je remercie en premier et à tout le moins lieu Dieu tout puissant pour avoir m'accordé la puissance et la volonté de terminer ce travail.

Le travail qui fait l'objet de ce mémoire a été réalisé au laboratoire de physique Energétique de l'université de Constantine, sous la direction de monsieur

A. Mokhnache, Maître de conférence à l'institut de physique.

Je tiens à le remercier pour l'encadrement de ce mémoire de magister, et pour le sujet de recherche qu'il m'a proposée, pour préparé l'environnement de la recherche et l'attention toute particulière accordée à la lecture et à la correction de ce mémoire.

Je remercie vivement madame A. Chaker, professeur au département de physique à l'université Mentouri de Constantine pour m'avoir fait l'honneur d'accepter de présider le jury de ma thèse.

Je remercie également à Monsieur M. Djezzar, Maître de conférence, et monsieur N. Attaf, Maître de conférence de m'avoir fait la faveur de participer à mon jury.

Mes vifs remerciements tous les collègues pour leur soutien au cours de toutes ces années passées ensemble.

Nomenclature

Notations

Unités

A_{ozl}	: Le coefficient spectral d'absorption	Sans unité
a	: L'albédo de la surface	Sans unité
B_{atm}	: Brillance de l'atmosphère	
B_{sat}	: Brillance au niveau du satellite	
B_{sol}	: Brillance du sol	
C	: Coefficient de calibrage de satellite METEOSAT7	$W.m^{-2}.sr^{-1}.count^{-1}$
c	: La vitesse de la lumière	$m.s^{-1}$
Cor	: Le facteur de correction de la distance moyenne terre- soleil	
D	: Le rayonnement diffus	$W.m^{-2}$
D_r	: Le rayonnement diffus de RAYLEIGH	$W.m^{-2}$
D_{ae}	: Le rayonnement diffus des aérosols	$W.m^{-2}$
D_b	: Diffusion due aux flux diffusés	
E_0	: La constante solaire hors atmosphère	
$E_{sl}(q_s, j_s)$: Eclairement incident du soleil suivant la direction (q_s, j_s)	$W.m^{-2}$
GL	: Rayonnement solaire global au sol	$W.m^{-2}$
h	: Constante de Planck	J.s
H	: Le flux de chaleur sensible	$W.m^{-2}$
H_r	: L'altitude atmosphérique	Km
I	: Intensité énergétique	$W.sr^{-1}$
I_n	: Le rayonnement direct reçu au niveau du sol	$W.m^{-2}$
k	: Constante de Boltzmann	$J.K^{-1}$
$L(q_n, j_n)$: Luminance mesurée dans la direction (q_n, j_n)	$W.m^{-2}.sr^{-1}$
LE	: Le flux chaleur latente	$W.m^{-2}$
M	: Emittance d'une source	$W.m^{-2}$
m_i	: La masse d'air relative	Sans unité
N_0	: Le nombre densité des molécules	m^{-3}
n_0	: L'indice de réfraction de l'air	Sans unité
R_N	: Rayonnement net	$W.m^{-2}$
R_{atm}	: Rayonnement thermique émis par l'atmosphère	$W.m^{-2}$

$R(\mathcal{Y}_s, \mathcal{Y}_n)$: Facteur de réflectance bidirectionnelle	Sans unité
T_I	: Transmittance atmosphérique monochromatique totale	Sans unité
T_{ae}	: Transmittance des aérosols	Sans unité
T_{oz}	: Transmittance d'ozone	Sans unité
T_g	: Transmittance des gaz	Sans unité
T_W	: Transmittance la vapeur d'eau	Sans unité
T_n	: Transmittance d'absorption par l' NO_2	Sans unité
T_r	: Transmittance de RAYLEIGH	Sans unité
T_{sat}	: Transmittance atmosphérique dans la direction du satellite	Sans unité
W	: L'épaisseur d'eau condensable	cm

Lettres grecques

Unités

b	: Coefficient e trouble atmosphérique d'Angstrom	Sans unité
$r_s(q_s, q_n, \mathcal{Y}_s, \mathcal{Y}_n)$: Le coefficient de réflectance bidirectionnelle du sol	_____
r_b	: L'albédo planétaire	Sans unité
r_{bl}	: La réflectance spectral de la surface pour le rayonnement direct	_____
r_{dl}	: La réflectance spectrale de la surface pour le rayonnement diffus	_____
r_{sl}	: La réflectance générale du ciel	Sans unité
d_d	: Le facteur de dépolarisation	Degré
Ω	: Angle solide	Degré
q_s	: Angle zénithal solaire	Degré
q_n	: Angle zénithal de visée	Degré
j_s	: Angle azimuth solaire	Degré
j_n	: Angle azimuth de visée	Degré
w	: L'angle horaire du soleil	Degré
d	: La déclinaison du soleil	Degré
t_{rl}	: L'épaisseur optique de RAYLEIGH	Sans unité
t_{ozl}	: L'épaisseur optique d'ozone	Sans unité

Sommaire

INTRODUCTION	1
Chapitre I- L'IMAGERIE SATELLITAIRE	
I.1 - LES IMAGES.....	4
I .1.1- Caractéristiques des images.....	4
I.2- LE SATELLITE METEOSAT.....	5
I.2.1- Généralités.....	5
I.2.2- Caractéristique de METEOSAT.....	5
I .3- LES RADIOMETRES	9
I .3.1- Généralités.....	9
I .3.2- Les caractéristiques.....	9
I .4- LATELEDETECTION.....	11
I .4.1- Définitions.....	11
I .4.2- Processus d'analyse.....	12
Chapitre II- RAPPEL SUR LE COEFFICIENT DE REFLECTANCE BIDIRECTIONNELLE	
II.1- LE RAYONNEMENT EMIS PAR LE SOLEIL.....	15
II.1.1- Le rayonnement électromagnétique	15
II.1.2- Rayonnement électrique et l'énergie.....	16
II.1.3- Le spectre électromagnétique.....	18
II.1.4- Les flux d'énergies et de matières.....	20

II.2- L'ATMOSPHERE.....	23
II.2.1- Les couches atmosphériques.....	23
II.2.2- Propriétés physico-chimiques de l'atmosphère.....	25
II.2.3- Propriétés optique de l'atmosphère.....	26
II.3- BILAN RADIATIF.....	30
II.3.1- Bilan d'énergie à la surface.....	30
II.3.2-Le rayonnement net.....	31
II.3.3- Principe du bilan d'énergie.....	32
II.4- REFLECTANCE BIDIRECTIONNELLE.....	32
II.4.1- Définition.....	32
II.4.2- Propriétés	34
II.4.3- Réflexions à la surface de la terre.....	36
II.5 - ALBEDO PLANETAIRE.....	38
 Chapitre III- PRINCIPES DE TRAVAIL	
III.1- HISTORIQUE DE LA MESURE DE REFLECTANCE.....	41
III.1.1- Modèle de Hapke.....	41
III.1.2- Pinker et Laszlo	42
III.1.3 – Récente méthode d'estimation de la réflectance.....	42
III.2- BUT DU CALCULE DE LA REFLECTANCE DU SOL.....	43
III.3 - PRINCIPES PHYSIQUES.....	43
III.4 - LES METHODES DE CALCUL.....	44
III.4 .1- Calcul de la hauteur angulaire solaire.....	44
III.4 .2- Estimation du rayonnement solaire au sol.....	45

III.4.3- Brillance au niveau du satellite.....	46
III.5 - LES MODELES PHYSIQUE.....	49
III.5.1- Model spectrale de SMARTS2.....	49
III.5.2- Modèle analytique à bande large.....	55
III.6- LES MODELES SATELLITAIRE.....	58
CHAPITRE IV- RESULTANTS ET DISCUSSION	
IV.1- RAYONNEMENT GLOBAL.....	61
IV.1.1- Variation du rayonnement solaire.....	61
IV.1.2- Influence de l'épaisseur optique des aérosols.	62
IV.1.3-Comparaison entre les mesures et les calculs et SMARTS2.....	63
IV.2- LE COEFFICIENT DE REFLECTANCE BIDIRECTIONNELLE DU SOL...70	
IV.2.1- Coefficient de réflectance bidirectionnelle en fonction temps Universelle.....	70
IV.2.2 - Influence de l'épaisseur optique des aérosols	71
IV.2.3- Evolution annuelle du coefficient de réflectance bidirectionnelle.....	72
IV.2.4 - Effet de la hauteur angulaire du soleil sur le calcul de réflectance....	73
IV.2.5- Comparaison des résultats calculés par deux modèles.....	75
IV.3-EVOLUTION DE ρ_s en fonction τ_{ae}	76
IV.4 - LE COEFFICIENT DE REFLECTANCE PLANETAIRE	77
IV.5 - LES TABLEAUX DES RESULTATS	78
Conclusion	86
Annexes	
Annexe A- LES SATELLITES	88
Annexe B- CALCULE LA HAUTEUR DU SOLEIL	94

Références100

INTRODUCTION

Les satellites météorologiques ont été lancés au début pour l'observation et le suivi du développement des masses nuageuses, les résultats obtenus avec les satellites orbitaux concernant les variations des moyennes saisonnières du bilan d'échange global du système sol-atmosphère a encouragé beaucoup de chercheurs à utiliser les satellites géostationnaires pour l'étude du bilan radiatif.

En 1977, L'ESA (Européen Space Agency) a lancé le premier satellite météorologique géostationnaire européen (METEOSAT), qui envoie une image tout les 15 minutes (METEOSAT Second Génération). Le capteur VISSR à bord de METEOSAT livre des images qui sont principalement employées pour les prédictions météorologiques et pour le suivi de la formation et du déplacement des nuages.

Le radiomètre METEOSAT représente la charge utile principale du satellite, il fournit les données de base du système METEOSAT sous la forme de radiance dans les régions visibles et infrarouges du spectre électromagnétique, qui vont constituer des images Plein- disque terrestre vues de l'orbite géostationnaire. Le radiomètre travaille dans trois bandes spectrales :

- ☀ 0.4 à 1.1µm bande visible (VIS)
- ☀ 5.7 à 7.1 µm bande d'absorption vapeur d'eau (WV)
- ☀ 10.5 à 12.5 µm Bande Infrarouge thermique (IR)

Les images satellitaires contribuent actuellement en grande partie à l'estimation du gisement solaire disponible au sol et à l'étude de son interaction avec l'atmosphère. Le détecteur du satellite METEOSAT fournit des signaux numérisés codés sur 8 bits appelé comptes numériques qui représente le rayonnement réfléchi par le système sol- atmosphère et elles sont souvent utilisées pour estimer le rayonnement solaire global au sol et l'albédo de la surface.

La télédétection est la discipline scientifique qui regroupe l'ensemble des connaissances et des techniques utilisées pour l'observation, l'analyse, l'interprétation et la gestion de l'environnement à partir des mesures et des images obtenues à l'aide de plate- formes aéroportées, spatial, terrestres ou maritimes. La télédétection est un ensemble de techniques se différencient les unes des autres par le type de vecteur (avion, satellite ou navette spatiale), le mode d'acquisition (analogique ou numérique, actif ou passif), la résolution spatial, la gamme spectrale utilisée et la surface absorbée.

Les données de télédétection correspondent à des mesures intégrées sur une échelle spatiale (pixel) de certains caractères de la surface (luminance, température apparente, coefficient de rétrodiffusion). Il s'agit donc d'un tout autre type des données qu'il convient de calibrer et de transformer en variables utiles pour les modèles : albédo, température de surface,

Le but de ce travail est de modéliser le signal mesuré par le satellite et la quantification de l'influence de l'inclinaison solaire sur le calcul du coefficient de réflectance bidirectionnelle r_s . Le site test est la région de Tamanrasset, où nous avons une station des mesures radiométriques et 7 images par jour pleine résolution de janvier jusqu'à décembre 1999.

Après un rappel dans le premier chapitre sur l'imagerie satellitaire et le processus de la télédétection, nous avons dans le deuxième chapitre présenté les caractéristiques de l'atmosphère et présenté les différentes notions concernant l'estimer du coefficient de réflectance bidirectionnelle à l'aide d'un modèle de transfert radiatif et les données satellitaires. Dans le troisième chapitre nous décrivons deux modèles, le premier qui est le modèle spectral SMARTS2, le second est un modèle analytique à bande large. Dans le quatrième chapitre, nous présentons les résultats de calcul du coefficient de réflectance bidirectionnelle du sol qui un paramètre clé dans le calcul du bilan d'échange global d'énergie à l'interface sol – atmosphère. Pour validation, nous avons comparé le rayonnement solaire global mesuré avec le rayonnement calculé en utilisant le coefficient de réflectance.

Chapitre I

L'IMAGERIE SATELLITAIRE

L'IMAGERIE SATELLITAIRE

Ce chapitre est consacré à l'imagerie satellitaire, les caractéristiques du satellite METEOSAT et aux processus de la télédétection

Le satellite européen METEOSAT mesure la lumière du soleil réfléchi par les nuages et la surface de la terre. La fonction d'observation de la terre et de son atmosphère est assurée par

un œil électronique : Le radiomètre. Il mesure le rayonnement émis par chaque élément repéré dans le champ de vision du satellite et ce dans trois canaux du spectre électromagnétique. Les données de télédétection sont le plus souvent en forme d'image numérique.

I.1- LES IMAGES

Chaque capteur reçoit l'énergie contenue dans un fin pinceau lumineux dont l'angle solide est déterminé par les caractéristiques optiques du radiomètre. L'intersection de ce fin pinceau lumineux avec la surface de la terre est l'élément de résolution, ou pixel.

La résolution au sol est donnée par la dimension du pixel au nadir c'est à dire à la verticale du satellite. Le pixel au nadir est un carré de $2.5 \times 2.5 \text{ Km}$ pour METEOSAT [1].

I.1.1- Caractéristiques des images

- La résolution spatiale : est définie comme le pouvoir de séparation spatial (à ne pas confondre avec le pas d'échantillonnage). C'est le produit de la résolution angulaire par la distance.
- La résolution spectrale : est définie comme le pouvoir de séparation spectral, elle dépend de la réponse spectrale de l'instrument dans chaque canal.
- La résolution radiométrique : est définie comme le pouvoir de séparation entre différentes luminances reçues. Dans le cas de capteurs de type *push-broom* comme le HRV de SPOT, la résolution radiométrique est limitée par deux phénomènes :
 1. Un bruit dans le sens des lignes, lié aux différences de sensibilité des différents détecteurs.
 2. Un bruit dans le sens des colonnes, lié aux fonctionnements de la chaîne électronique (bruit thermique, qui augmente avec la température).

I.2- LE SATELLITE METEOSAT

Réalisés par l'agence spatiale européenne (ESA), les satellites METEOSAT appartiennent au réseau international des satellites géostationnaires mis en place dans le cadre de l'expérience météorologique mondiale. Ils ont pour mission de transmettre une scène enregistrée dans les canaux du visible, de l'infrarouge moyen et de l'infrarouge thermique toutes les quinze minutes afin de permettre un suivi de la situation météorologique et atmosphérique sur une aire importante.

I.2.1- Généralités

En 1977, l'ESA (European Space Agency) a lancé le premier satellite météorologique européen METEOSAT qui est un satellite géostationnaire placé en orbite équatoriale à 35800 Km d'altitude environ, niveau d'équilibre qui lui permet d'avoir la même vitesse angulaire que la terre et d'être ainsi fixe par rapport à la terre. Sa position nominale se situe à l'intersection du méridien de Greenwich et de l'équateur, ce qui en fait un instrument particulièrement adapté à l'étude du continent africain et européen.

I.2.2- Caractéristique de METEOSAT

I.2.2.1-Caractéristique géométrique

- Ø La taille hors- tout du satellite est 2.1 mètres de diamètre et 3.195 mètres de longueur. Sa masse au lancement est 720kg et en orbite est de 322kg. Il convient d'ajouter à cette masse des réservoirs d'hydrogène, le carburant hydrogène utilisé pour les corrections d'orbite qui pèse environ 39kg en début de vie sur orbite.
- Ø Le satellite METEOSAT tourne à 100 tours/minute sur son axe principal, lequel est aligné pratiquement à l'axe nord- sud de la terre. La relation fournit une plateforme stable pour la prise d'images du radiomètre et lui permet de balayer une ligne de l'image terrestre à chaque tour, de bas en haut et d'est en ouest. A la fin de chaque ligne de balayage, un moteur pas à pas déplace le télescope de l'équivalent d'une ligne vers le nord, permettant à l'image de se construire à partir des balayages successifs sur une période de 25 minutes. Le télescope est alors remis en position de démarrage pour balayer une nouvelle image plein disque. Celles-ci sont donc générées à des intervalles de 30 minutes.
- Ø METEOSAT est composé d'un corps cylindrique principal, sur le sommet duquel un section en forme de tambour et deux autres cylindres (figure I.1). le corps cylindrique principal contient la plupart des systèmes satellitaires, y compris le

radiomètre. Sa surface est recouverte de plus de 8000 cellules solaires qui l'alimentent en électricité. La surface cylindrique de la section plus petite en forme de tambour est recouverte d'une matrice d'antennes rayonnants dipôles. L'électronique interne active un par un les éléments séquentiellement, en sens inverse de la rotation du satellite. Ce sous système constitue une antenne en contre rotation électronique dont la fonction est d'assurer que les transmissions principales en bande S soient toujours dirigées vers la terre. Les deux cylindres montés sur le sommet du tambour sont des antennes toroïdales pour la bande S et l'UHF respectivement.

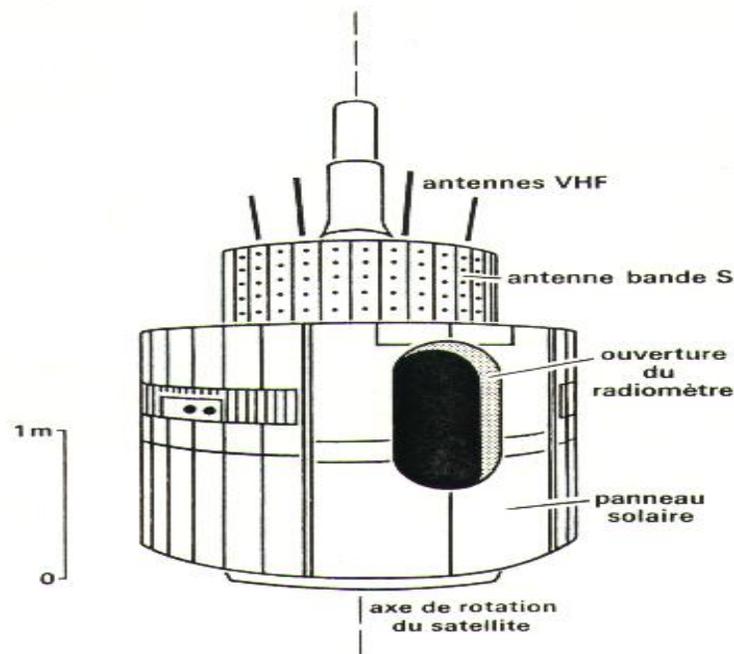


Figure I.1- Le satellite METEOSAT [1].

I.2.2.2-Caractéristiques orbitales

Ÿ Particularités de l'orbite: Les satellites METEOSAT1 puis 2 ont été mis sur orbite quasi-équatoriale sensiblement au point de longitude 0° , entre deux satellites géostationnaires aux

missions identiques, GOESE (Géostationary Operational Environmental Satellite) situé par 75° de longitude ou est GOMS (Geostationary Operational Meteorological Satellite) situé par 70° de longitude est (figure I.2) [1].

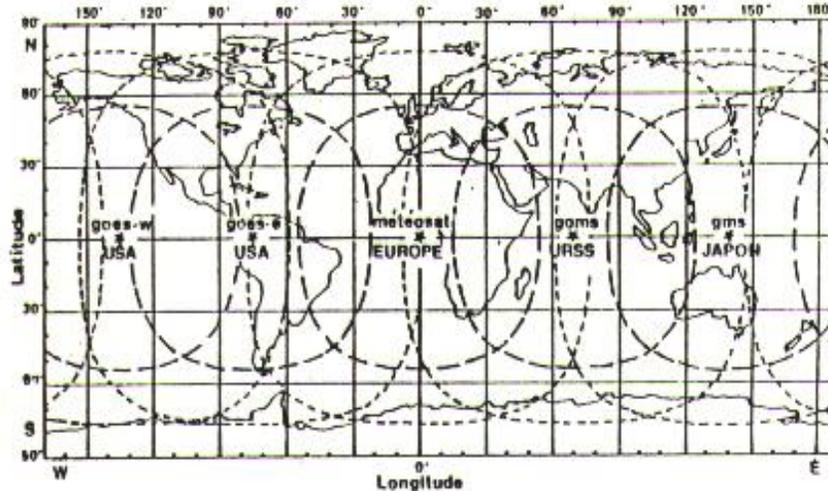


Figure I.2- Aires couvertes par les satellites

Géostationnaires météorologiques (d'après Atlas of Meteosar Imagery)

----- : aire couverte par télécommunication.

___ ___ : champ utile d'observation.

ŷ Le capteur de METEOSAT : Le satellite METEOSAT est équipé d'un radiomètre à balayage qui fournit les données de base du système sous forme de radiance dans trois bandes spectrale:(voire tableau I.1)

	Bandes spectrales		
Longueur d'onde	Visible 0.4à1.1µm	Vapeur d'eau 5.7 à7.1µm	Infrarouge thermique 10.5 à 12.5µm

- Champ instantané au nadir	2.5×2.5Km	5×5Km	5×5Km
- Nombre de canaux	2	1	1
- Nombre de lignes par image	5000	2500	2500
- Nombre de taches échantillon par ligne	5000	2500	2500
- Durée d'acquisition d'une ligne	30 ms	30 ms	30 ms
- Durée d'acquisition d'une scène	25min	25min	25min
- Champ total angulaire	18°	18°	18°

Tableau I.1- Les bandes spectrales de METEOSAT [1].

- 0.45 à 1.14 μm : la bande visible (VIS) et une partie du proche infrarouge, est utilisée pour l'imagerie diurne.
- 5.7 à 7.1 μm : la bande d'absorption de la vapeur d'eau (WV), utilisée pour déterminer la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère moyenne.
- 10.5 à 12.5 μm : la bande de l'infrarouge thermique (IR), utilisée pour l'imagerie nuit et jour, et aussi pour déterminer la température du sommet des nuages et de la surface de l'océan.

Après balayage de toute la surface observée, on obtient alors toutes les 30 ms soit un jeu de deux images (voire tableaux I.1), c'est-à-dire une visible composée de 5000 lignes et une infrarouge thermique composé de 2500 lignes, soit un jeu de trois images, c'est-à-dire une visible, une infrarouge thermique et une infrarouge vapeur d'eau; Chacune d'elle étant formée de 2500 lignes. La résolution spatiale du METEOSAT est de 2.5 km pour le canal visible et 5 km pour le canal infrarouge.

I.3-LES RADIOMETRES

Le principal instrument du satellite METEOSAT est le radiomètre. Ce capteur est sensible au rayonnement émis à la surface de la terre. La radiation incidente est filtrée dans le radiomètre puis est

transformée en signal électrique proportionnel à l'énergie de la radiation. Ce signal est codé sur 8 bits soit un entier entre 0 et 255.

I.3.1- Généralités

La fonction d'un capteur consiste à détecter le signal électromagnétique émis ou réfléchi par le sol et l'atmosphère et à le convertir en une grandeur physique qui puisse être traitée et enregistrée. On peut distinguer deux familles de capteur:

- Les capteurs permettant une acquisition quasi instantanée de l'ensemble de la scène observée. Il s'agit par exemple des appareils photographiques enregistrant sur une émulsion chimique sensible les rayonnements du visible et du proche infrarouge.
- Les capteurs offrant une acquisition séquentielle d'éléments d'image à l'aide desquelles, ligne par ligne, se construit l'ensemble de la scén. Parmi ces capteurs, les dispositifs à balayage transversal par miroir oscillant ou tournant sont les plus répandus.

I.3.2- Les caractéristiques

- Les radiomètres sont équipés de plusieurs capteurs sensibles à différentes bandes du spectre : ce sont des radiomètres multispectraux.

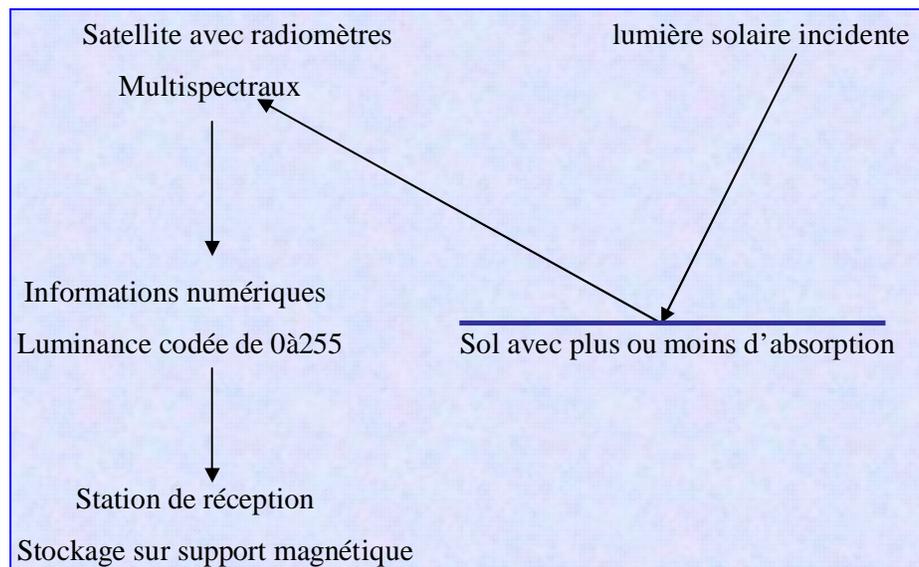


Figure I.3- Schéma général de fonctionnement

- Les radiomètres appartiennent à la seconde famille de capteurs définie précédemment. Leur technologie est spécifiquement conçue pour permettre l'acquisition séquentielle d'informations provenant d'étroites bandes du paysage observé, transversales à la trace du satellite. Les

caractéristiques d'un radiomètre dépendent de celle des détecteurs et du dispositif optique dont il est équipé.

- Les radiomètres à balayage par miroir tournant ou oscillant. (Figure I.4) Un miroir plan monté sur un axe décrit une rotation ou des oscillations commandées par un moteur.

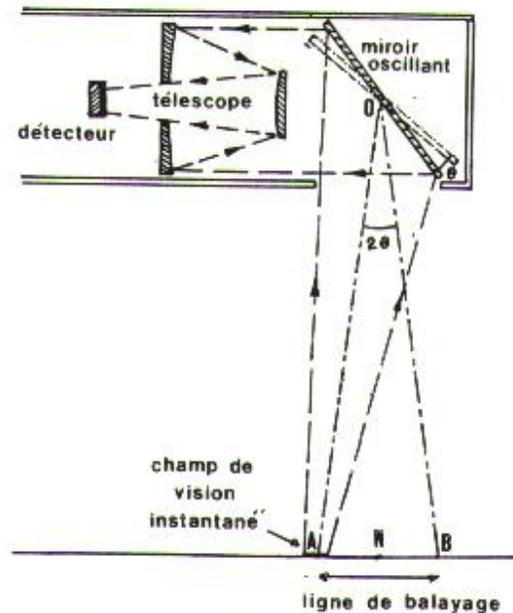


Figure I.4- Radiomètre à balayage par miroir oscillant

N : Nadir ; ON : distance terre-captur ; AB : ligne de balayage ; $AB=2 ON$

Selon les capteurs, l'enregistrement des données s'effectue pendant l'intégralité du mouvement du miroir ou pendant une partie seulement. Le balayage peut être assuré, pour les satellites géostationnaires en situation d'immobilité apparente par rapport à la terre, par la composition des mouvements du télescope et du satellite en rotation autour de son axe d'inertie. Ainsi, METEOSAT est animé d'une vitesse angulaire de 100t/min [1] Autour de son axe principal d'inertie. (Figure I.5)

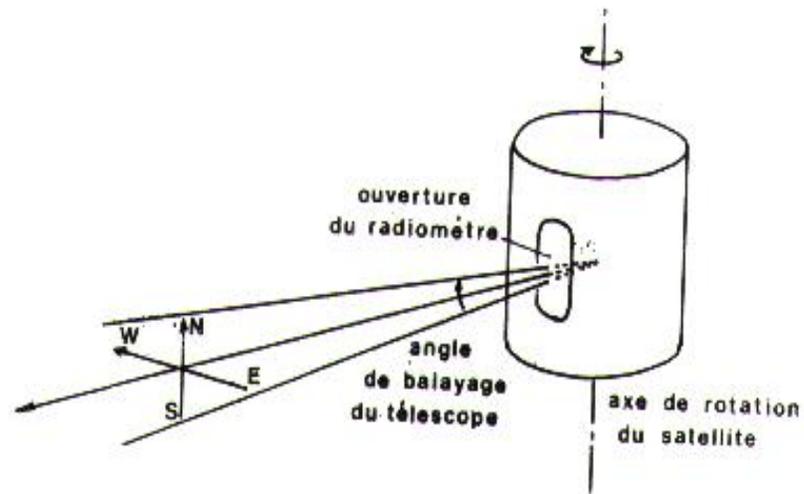


Figure I.5- Radiomètre à balayage par rotation du satellite.

I.4 -LA TELEDETECTION

I.4.1 Définition

La télédétection est un ensemble de technique destiné à l'étude soit de la surface de la terre ou d'autre planète, soit l'atmosphère. La télédétection est une technique d'observation de la terre basée sur la mesure des interactions entre la surface terrestre et les ondes du champ électromagnétique; c'est- à- dire que la télédétection englobe tout le processus qui consiste à capter et enregistrer l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi, à traiter et analyser l'information, pour ensuite mettre en application cette information [2]. On distingue deux formes de télédétection [3]:

- ◆ Télédétection passive: Bien que l'émission terrestre soit très faible à ces longueurs d'onde, on peut la mesurer avec des radiomètres, à condition d'observer une cible suffisamment large : Il s'agit de télédétection passive.
- ◆ Télédétection actives: on peut aussi en voyer un signal électromagnétique du satellite vers la terre avec une source embarquée et mesurer la proportion d'énergie rétrodiffusée dans la direction du capteur : il s'agit de télédétection active. La proportion d'énergie

rétrodiffusée vers le satellite dépend, entre autres des propriétés diélectriques de la surface observée ainsi que de sa rugosité.

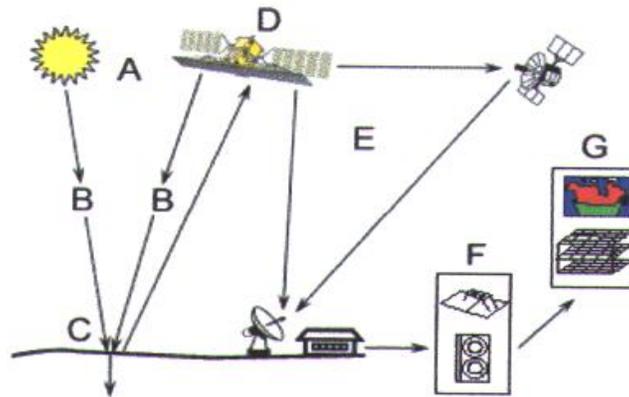
Dans tableau (I.2) représenté les états utilisés les formes de télédétection :

Longueur d'onde	0.3-1.1 μm	8 à 14 μm	f 14 μm
Domaine du spectre électromagnétique.	Visible et proche infra- rouge	Infra- rouge thermique	Infra- rouge lointain micro-ondes
Type de télédétection	Passive	Passive	Active
Condition	Diurne	Diurne et nocturne	Diurne et nocturne

Tableau I.2- Les formes de télédétection [3].

I.4.2 - Processus d'analyse

Dans la plupart des cas, la télédétection implique une interaction entre l'énergie incidente et les cibles. L'obtention d'une information relative à la nature de la surface terrestre passe par les étapes suivantes] (figure 1.6) [4]:



FigureI.6- le cheminement de l'information

- ▶ Source d'énergie ou d'illumination (A) : À l'origine de tout processus de télédétection se trouve nécessairement une source d'énergie pour illuminer la cible.
- ▶ Rayonnement et atmosphère (B) : Durant son parcours entre la source d'énergie et la cible, le rayonnement interagit avec l'atmosphère. Une seconde interaction se produit lors du trajet entre la cible et le capteur.
- ▶ Interaction avec la cible (C) : Une fois parvenue à la cible, l'énergie interagit avec la surface de celle-ci. La nature de cette interaction dépend des caractéristiques du rayonnement et des propriétés de la surface.
- ▶ Enregistrement de l'énergie par le capteur (D) : Une fois l'énergie diffusée ou émise par la cible, elle doit être captée à distance (par un capteur qui n'est pas en contact avec la cible) pour être enfin enregistrée.
- ▶ Transmission, réception et traitement (E) : L'énergie enregistrée par le capteur est transmise, souvent par moyens électroniques, à une station de réception où l'information est transformée en images (numériques ou photographiques).
- ▶ Interprétation et analyse (F) : Une interprétation visuelle et /ou numérique de l'image traitée est ensuite nécessaire pour extraire l'information que l'on désire obtenir sur la cible.
- ▶ Application (G) : La dernière étape du processus consiste à utiliser l'information extraite de l'image pour mieux comprendre la cible, pour nous en faire découvrir de nouveaux aspects ou pour aider à résoudre un problème particulier.

METEOSAT est équipé d'un radiomètre à balayage. Celui-ci balaye la surface de la terre ligne par ligne ; chaque ligne consiste en une série d'images élémentaires ou pixel. Pour chaque pixel, le radiomètre mesure l'énergie radiative dans différentes bandes spectrales. Cette mesure est numérisée, puis transmise à une station au sol où elle est traitée avant d'être envoyée, gratuitement, à la communauté des utilisateurs.

Chapitre II

Rappelle sur la réflectance bidirectionnelle Rappelle sur la réflectance bidirectionnelle

Ce chapitre est consacré à l'étude de la réflectance bidirectionnelle et ces caractéristiques. Les définitions de quelques paramètres nécessaires pour cette étude seront également présentées.

Le rayonnement solaire qui traverse l'atmosphère est atténué par absorption, par diffusion, diffraction et par réflexion atmosphérique. Au niveau du sol, le rayonnement global est la somme du rayonnement direct normal sur plan horizontal et du rayonnement diffus. Le capteur mesure le rayonnement réfléchi par l'ensemble sol-atmosphère. Le réflectance du sol est un paramètre important dans le bilan d'échange global d'énergie à l'interface sol-atmosphère.

II.1-LES RAYONNEMENTS EMIS PAR LE SOLEIL

L'énergie solaire est le rayonnement électromagnétique émis par le soleil, avec une puissance $178 \cdot 10^{15}$ W dans un intervalle de longueur d'onde compris entre $0.25 \mu\text{m}$ et $5 \mu\text{m}$ environ. La répartition de cette puissance n'est ni homogène dans le temps ni uniforme dans l'espace. Une partie de cette puissance incidente est renvoyée dans l'espace 35 à 40% en moyenne [5], réfléchi et diffusé par les gaz et les aérosols atmosphériques, la surface du sol et les nuages. Par ailleurs le rayonnement incident subit une absorption lors de sa traversée de l'atmosphère et le sol ne reçoit finalement qu'à peine la moitié du rayonnement incident à la fois sous forme de rayonnement direct provenant du disque solaire et sous forme de rayonnement diffus provenant du ciel ou réfléchi sur les nuages, le sol ou les objets avoisinants.

II.1.1- Le rayonnement électromagnétique

- Ø Le rayonnement électromagnétique, ces rayonnements sont des ondes électromagnétiques transportant de l'énergie.
- Ø Le rayonnement électromagnétique est l'une des formes de propagation de l'énergie à travers l'espace ou la matière. Il couvre un grand domaine de longueur d'onde.
- Ø Le rayonnement électromagnétique est composé d'un champ électrique (**E**) et d'un champ magnétique (**M**). Le champ électrique varie en grandeur et est orienté de façon perpendiculaire à la direction de propagation du rayonnement (figure II.1). Le champ magnétique est orienté de façon perpendiculaire au champ électrique, les deux champs se déplacent à la vitesse de la lumière [3].

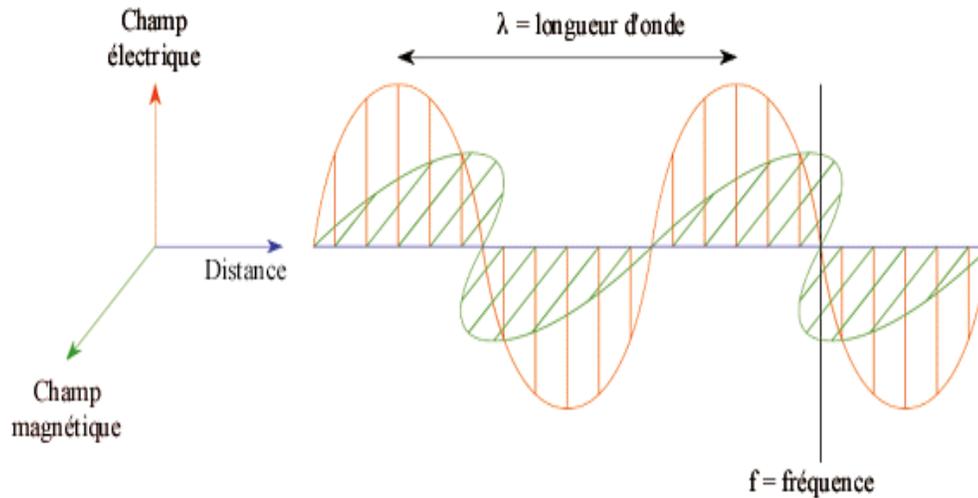


Figure II.1 – Le champ électromagnétique [40]

II.1.2- Rayonnement électrique et l'énergie

Toute onde électromagnétique véhicule de l'énergie. Ce transport d'énergie s'effectue dans le vide à la vitesse de la lumière c . l'énergie solaire reçue par la terre illustre parfaitement ce phénomène. Les échanges d'énergie s'effectuant entre le rayonnement et la matière ne se font pas de façon continue, mais par entités élémentaires d'énergie. Les détecteurs usuels en télédétection sont sensibles à l'énergie véhiculée par rayonnement et convient ici de préciser les grandeurs radiométriques et leur signification. Ces grandeurs sont définies dans le tableau (II.1).

Grandeur radiométrique	définition	Unité
Energie	Energie rayonnée par une source dans tout l'espace environnant, E	Joule (J)
Flux	Energie rayonnée par unité de temps $\Phi = \frac{dE}{dt}$	Watt (W)
Intensité Energétique	Flux émis dans un angle solide, Selon une direction donnée; $I = \frac{d\Phi}{d\Omega}$	W.Sr ⁻¹
Luminance	Intensité énergétique émise d'un élément de surface dS considère dont la normale est inclinée de q Par rapport à OX (figureII.2); $L = \frac{dI}{dS \cdot \cos q} = \frac{d^2f}{d\Omega \cdot dS \cdot \cos q}$	W.m ⁻² .Sr ⁻¹
Eclairement	Flux reçu par unité de surface; $E_i = \frac{df}{dS}$	W.m ⁻²
Emittance	Puissance émise par unité de surface, dans un hémisphère; $M = p \cdot L$	W.m ⁻²
Réfectance	Rapport de l'émittance à l'éclairement; $r = \frac{M}{E} = \frac{p \cdot L}{E}$	Sans unité
Transmittance	Rapport de la puissance transmise à la puissance reçus.	Sans unité
Absorptance	Rapport de la puissance absorbée à la puissance reçus.	Sans unité

Tableau II.1-Crandeurs radiométrique

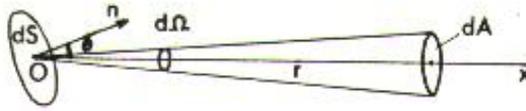


Figure II.2- Luminance directionnelle.

On : Normale à l'élément de surface de rayonnement.

$d\Omega$: Angle solide, exprimé en stéradian (sr) ; $d\Omega = dA/r^2$

II.1.3- Le spectre électromagnétique

Le spectre du rayonnement électromagnétique se décompose en plusieurs régions dont certaines sont exploitables en télédétection [figure II.3].

- Le visible qui s'étend de 0.4 à 0.7 μm et contient les trois couleurs fondamentales de la synthèse additive (le rouge entre 0.6 et 0.7 μm , le vert entre 0.5 et 0.6 μm , le bleu entre 0.4 et 0.5 μm),
- Le proche infra rouge (PIR) de 0.7 à 1.5 μm ,
- Le moyen infra rouge (MIR) de 1.5 à 3 μm ,
- L'infra rouge thermique de 3 à 15 μm ,
- Les hyperfréquences de 1mm à 1m.

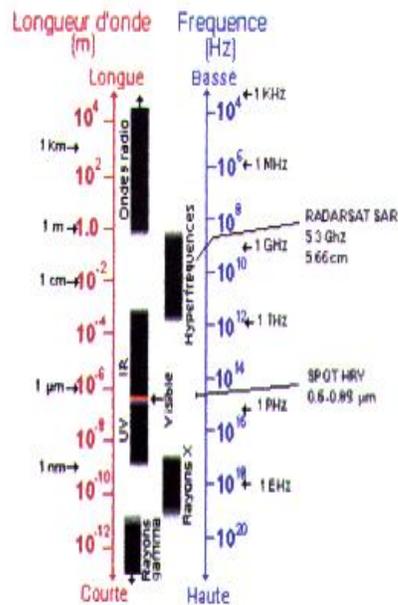


Figure II.3- Le spectre électromagnétique [3]

L'acquisition d'information par la mesure de l'intensité réfléchie ou émise est réalisée à travers l'atmosphère. Sa composition chimique conditionne sa réaction à une excitation électromagnétique. On s'intéresse principalement aux bandes spectrales qui sont les moins affectées par ce phénomène d'absorption de l'énergie, où l'atmosphère est transparente telle est une fenêtre. Les graphes de la figure (II.4) montrent nettement des zones du spectre pour lesquelles toute acquisition est impossible, comme dans certaines bandes de l'infrarouge thermiques par exemple. Par contre, dans le domaine du visible, on peut constater que la transmission est presque totale.

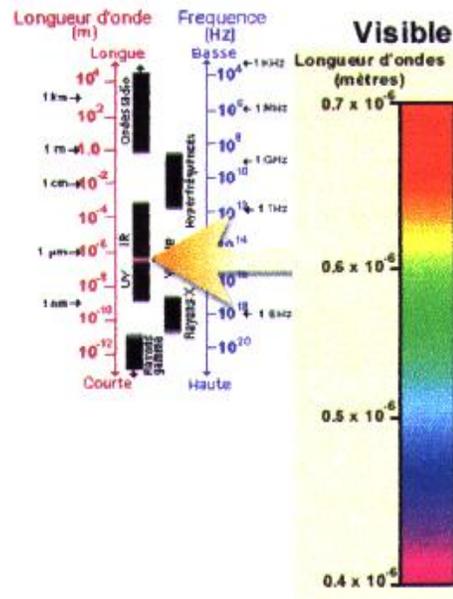


Figure II.4- Longueur d'onde du visible [4]

II.1.4- Les flux d'énergie et de matière

I.1.4.1- Emission thermique

Tout corps dans la température thermodynamique (T) est supérieur à 0K (-273) est une source de rayonnement thermique. Ce rayonnement est directement associé à l'agitation des particules constituant la matière. L'intensité de ce rayonnement est modélisée de manière exacte pour les corps parfaits appelés *corps noirs*. Ce ci signifie que dans tout domaine spectral, sa capacité à émettre un rayonnement est égale à sa capacité à absorber ce rayonnement. La luminance spectrale $L(I, T)$ du rayonnement du corps noir est isotrope. Elle est donnée par la loi de Planck [6] :

$$\frac{\partial L(I, T)}{\partial I} = \frac{2 \cdot h \cdot I^{-5} \cdot C^2}{\left[\exp\left(\frac{h \cdot c}{I \cdot K \cdot T}\right) - 1 \right]} \quad (\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}) \quad (\text{II.1})$$

Où :

c: est la vitesse de la lumière ($=2.997925.10^8 \text{ ms}^{-1}$)

h: est la constante de Planck ($=6.62618.10^{-34} \text{ J.S}$)

K: est la constante de Boltzmann ($=1.38066.10^{-23} \text{ J.K}^{-1}$)

$\frac{h.c}{\lambda}$: est l'énergie des photons de fréquence $\nu = \frac{c}{\lambda}$

Le rayonnement du corps noir étant isotrope, son émittance est donnée par la relation suivante:

$$M(\lambda, T) = \int_{2\pi} L(\lambda, T) \cdot \cos q \cdot d\Omega = p \cdot L(\lambda, T) \quad (\text{W.m}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1}) \quad (\text{II.2})$$

Avec:

q : est l'angle entre la direction d'émission et la normale locale.

La majeure partie de l'émittance $M(\lambda)$ suivent sur une bande spectrale relativement étroite centrée sur la longueur d'onde λ_{max} correspondant au maximum de la fonction de Planck. λ_{max} Et $M(\lambda_{\text{max}}, T)$ sont données par la loi de Wien :

$$\lambda_{\text{max}} = \frac{2897.8}{T} \quad (\text{II.3})$$

$$M(\lambda_{\text{max}}, T) = 1.2862 \cdot 10^{-5} \cdot T^5 \quad (\text{W.m}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1}) \quad (\text{II.4})$$

L'émittance totale (W.m^{-2}) rayonnée par un corps noir, c'est-à-dire le rayonnement émis sur l'ensemble du spectre, est donné par la loi de Stéphan-Boltzmann.

$$M(T) = \int_0^{\infty} M(\lambda, T) d\lambda = \frac{2p^4 K^4}{15C^2 h^3} \cdot T^4 = s \cdot T^4 \quad (\text{II.5})$$

s : est la constante de Stéfen-Boltzamann ($= 5.6669.10^{-8} \cdot \text{K}^{-4}$)

II.1.4.2- Réflexion

Elle se manifeste à l'interface séparant deux milieux dans les quels les ondes électromagnétiques se propagent à des vitesses différentes.

- ✚ Si la surface de séparation peut être considérée comme plane vis-à-vis de la longueur d'onde du rayonnement incident il y a réflexion spéculaire.

(Figure II.5)

- ✚ Si la surface de séparation présente un caractère rugueux Vis-à-Vis de la longueur d'onde, il y a réflexion diffuse (figure II.5). L'énergie peut être rediffusée dans toutes les directions.

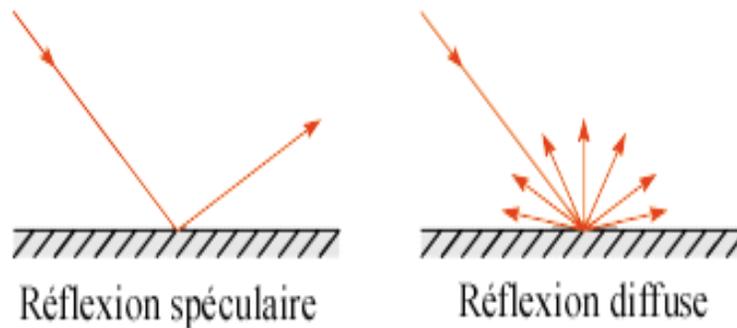


Figure II.5 – Réflexion de l'énergie

II.1.4.3 - Transmission

Un corps qui reçoit une quantité de rayonnement électromagnétique peut en transmettre une partie. Un objet transparent à une transmittance élevée dans les longueurs d'ondes visibles.

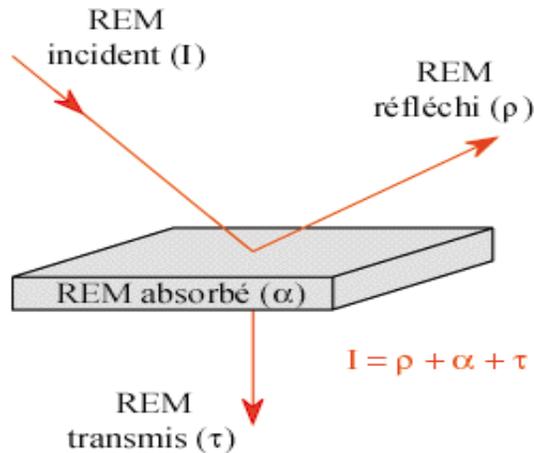


Figure II.6- Modes d'interaction

Le rayonnement solaire est la source principale d'éclairement de la surface. Les interactions du rayonnement solaire avec la surface nous amènent à examiner deux concepts: le rayonnement net et le bilan d'énergie à la surface.

II.2 - L'ATMOSPHERE

Le signal électromagnétique détecté par le capteur embarqué à bord d'un satellite ne parvient à celui-ci qu'après la traversée intégrale des couches atmosphériques.

II.2.1 - Les couches atmosphériques

L'atmosphère terrestre se compose de plusieurs couches, dont chacune possède des caractéristiques propres liées à sa composition, sa pression et sa température. (Figure II.7)

§ **La troposphère**, C'est la couche la plus basse, c'est-à-dire celle dans laquelle nous vivons. C'est aussi la plus dense. Sa température décroît de 6°C par kilomètre d'altitude [7]. C'est à ce niveau que volent les avions de ligne et qu'interviennent les phénomènes météorologiques: vents, formation des nuages, pluie, neige....La limite supérieure de la troposphère se nomme la *tropopause*.

- § **La Stratosphère**, La zone de la stratosphère est comprise entre 20 et 50 Km d'altitude est naturellement plus riche en ozone que le reste de l'atmosphère: on la nomme *couche d'ozone*. En absorbant les rayons ultraviolets (UV). Les plus violents vivants. Cette absorption provoque une augmentation des températures avec l'altitude.

- § **La thermosphère**, Les gaz de thermosphère stoppent les particules très énergétiques envoyées par le soleil. De ce fait, les températures augmentent à nouveau avec l'altitude.

- § **L'exosphère**, C'est la couche la plus élevée de l'atmosphère. Elle se dissipe peu à peu dans l'espace inter planétaire et l'air devient extrêmement rare. Les ondes radio sont réfléchies et beaucoup de satellites artificiels gravitent autour de la terre dans cette zone.

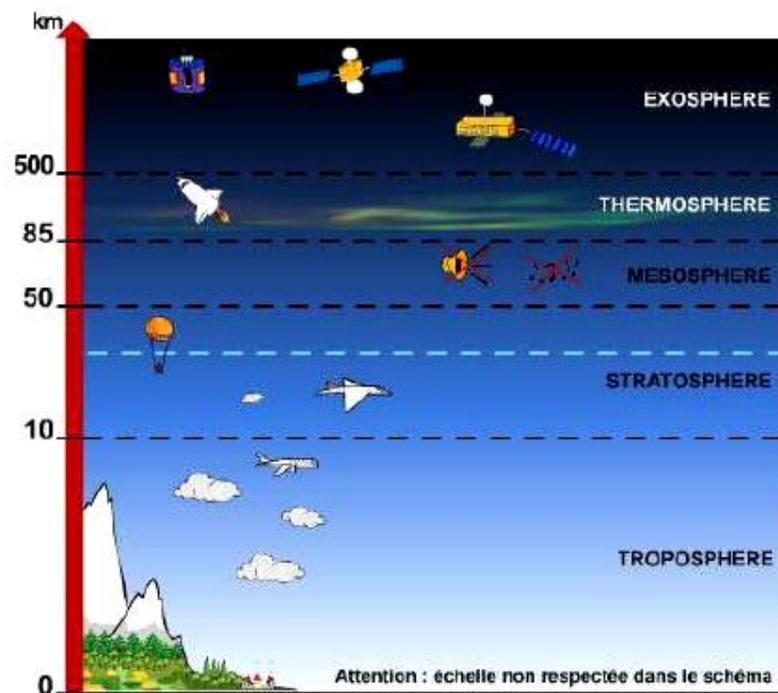


Figure II.7- Les couches atmosphériques [7].

II.2.2- Propriétés physico-chimiques de l'atmosphère

L'enveloppe de gaz liés à la terre par attraction gravitationnelle constitue l'atmosphère dont la moitié de la masse occupe les 5 premiers kilomètres. Verticalement, la pression décroît de bas en haut selon la loi fondamentale de l'hydrostatique [8].

$$\frac{dp}{dz} = -gr \quad (\text{II.6})$$

Avec :

dp : correspondant à la variation de pression pour une variation d'altitude dZ .

r : La masse volumique du mélange gazeux.

g : l'accélération.

La (figure II.8) montre le profil vertical de la température, ainsi la variation de la pression atmosphérique en fonction de l'altitude.

La température décroît également jusqu'à 12 kilomètres d'altitude, dans la troposphère, puis elle demeure constante dans la tropopause, de 12 à 15 kilomètres, elle augmente de nouveau dans la stratosphère, jusqu'à une altitude de 45 kilomètres, environ et décroît enfin entre 50 et 80 kilomètres.

La composition chimique en gaz permanent : Azote (78.1%), Oxygène (20.9%) et Argon (0.9%) sont les plus représentés [1]. Des gaz dont la concentration varie en altitude et au cours du temps s'ajoutent à ceux-ci: l'eau, qui peut représenter jusqu'à 7% du volume d'air participe au cycle évaporation- condensation- précipitation qui affecte la troposphère: l'ozone, ou trioxygène, est présent à haute altitude, entre 20 et 45 KM; Dioxyde de carbone et dioxyde d'azote sont également des constituants variables rependus.

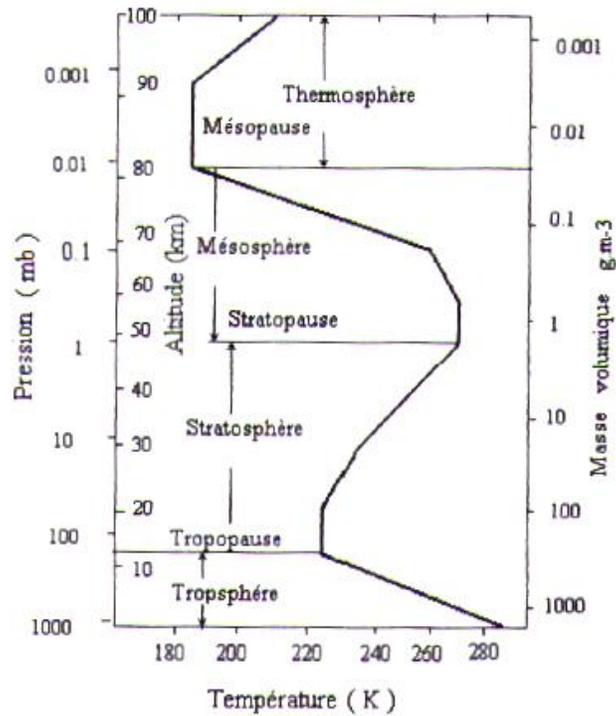


Figure II.8- Structure verticale de l'atmosphère [9].

II.2.3 Propriété optique de l'atmosphère

Dans cette partie on décrits les différents phénomènes que subit la lumière du soleil lors de son passage dans l'atmosphère terrestre. Ces phénomènes sont l'absorption et la diffusion par les molécules et les aérosols, la diffusion par l'atmosphère est l'énergie diffusée par des particules sphériques peut être obtenue par la solution des équations de Maxwell dans les cordonnés sphériques.

II.2.3.1- Diffusion moléculaire de Rayleigh

La diffusion moléculaire, ou diffusion Rayleigh correspond à l'interaction des photons avec les molécules. La diffusion Rayleigh disperse et dévie de façon plus importante les courtes longueurs d'onde que les grandes longueurs d'onde. Cette forme de diffusion est prédominante dans les couches supérieures de l'atmosphère. C'est un diffusion sélective, symétrique (figureII.9) (c'est-à-

dire que la diffusion en avant et en arrière son égales). L'intensité diffusée avant et en arrière est d'ailleurs deux fois plus importante que celle perpendiculaire au rayonnement incident [9].

La diffusion Rayleigh relativement bien connue est fonction de la longueur d'onde; elle reste "relativement constante dont le temps", et varie avec la latitude et la pression atmosphérique.

II.2.3.2 Diffusion par les aérosols

C'est une diffusion sélective, anisotropie (figure II.9) (la diffusion est concentrée dans la direction vers l'avant), causée par des particules de grande dimension par rapport à la longueur d'onde (notamment dans le visible). Pour les aérosols les plus courant en effet 95% de l'énergie est diffusée vers l'avant, avec la presque totalité dans 10 premiers degrés [10]. La solution de diffusion d'une onde plane électromagnétique par une sphère homogène isotopique a été obtenue par Mie [11]. Le coefficient d'extinction est donné par la relation d'Angstrom

$$b=b_0*I^{-\alpha} \quad (II.7)$$

Avec:

b_0 Caractérise la quantité des aérosols et α la taille;

α Varie entre 0 pour grosses particules et 4 pour les petites particules.

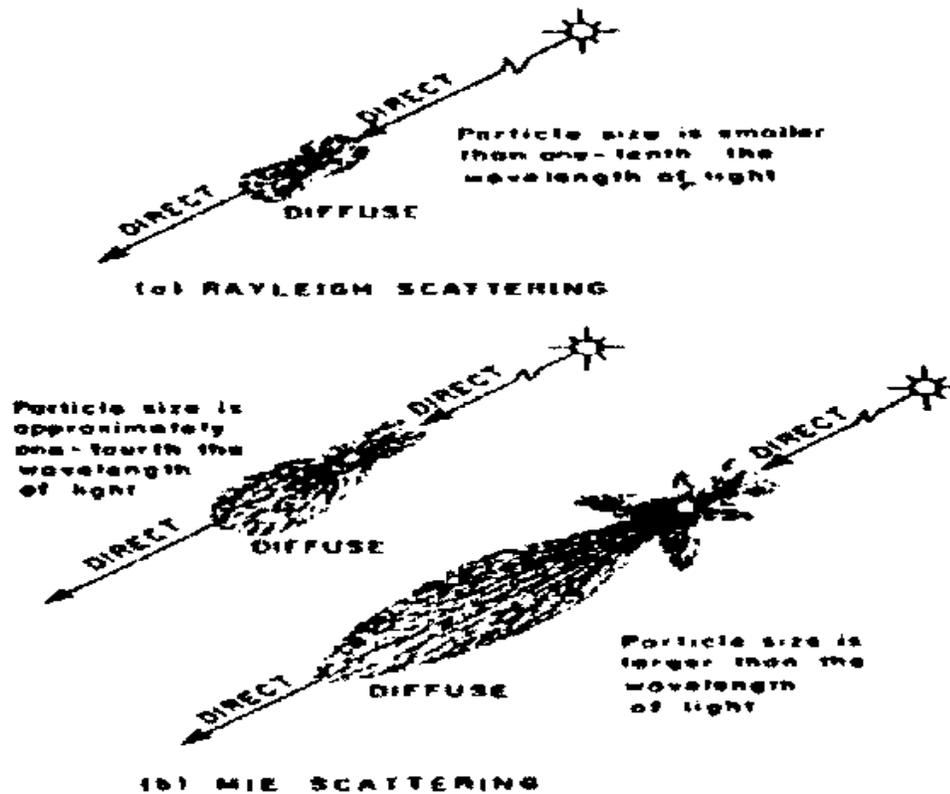


Figure II.9-Diffusion du rayonnement électromagnétique

a) diffusion RAYLEIGH

b) diffusion de MIE

II.2.3.3- Absorption et transmission atmosphérique

L'absorption c'est la transformation de l'énergie rayonnante en énergie moléculaire; elle sert à l'échauffement des gaz de l'atmosphère; donc c'est un phénomène sélectif. Les principaux pics d'absorption due à la présence des constituants variables de l'atmosphère sont les suivants:

H ₂ O :	1.1 μm	CO ₂ :	2.7 μm	O ₃ :	9.6 μm
	1.4 μm		4.3 μm		3.0 cm
	1.9 μm		15.0 μm		
	3.0 μm				
	6.0 μm				
	13.0 μm				
	1.3 cm				

Les rayonnements du visible et de l'infrarouge sont plus affectés par l'absorption moléculaire que les micro-ondes.

La transmission du rayonnement s'en trouve fortement affectée puisque l'énergie qu'il véhicule se trouve transférée aux molécules en résonance. La transmission gazeuse varie beaucoup en fonction de la longueur d'onde, qui sont des parties du spectre solaire pour la quelle la transmittance total est bonne pour les usages de télédétection [12].

La figure (II.10) présente le principe des fenêtres atmosphériques pour une atmosphère standard.

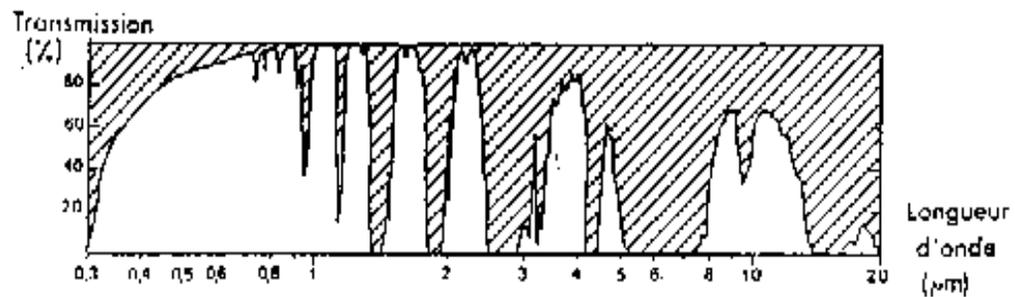


Figure II.10- Transmission d'une atmosphère standard pour des longueurs d'onde comprises entre 0.3 et 20 micromètres

(D'après F.Y. KNETZYS, 1980).

Atmosphère standard :

- température : 288K (15⁰C)
- pression : 1013 hpa
- masse volumique : 1.225 kg/m³

La possibilité d'utiliser une région spectrale donnée dépend de l'intensité du rayonnement à mesurer dans les longueurs d'onde. Pour avoir des quantités détectables, il faut d'une part que l'atmosphère, qui joue le rôle perturbateur, ne soit pas totalement opaque au rayonnement émis par la source dans cette fenêtre soit assez grande. Les fenêtres atmosphériques qui satisfont à ces deux conditions se situent dans trois régions du spectre; la région du visible [0.4 à 0.7 μ m] et du proche infrarouge [0.7 à 1.1 μ m]. Elle correspond au rayonnement solaire et sa réflexion par les objets terrestres.

Les trois phénomènes physiques; diffusion, l'absorption et réflexion fondamentaux interviennent dans les interactions rayonnement - atmosphère.

II.3-BILAN RADIATIF

Un objectif de la modélisation du transfert radiatif dans les milieux terrestres est de mieux comprendre et analyser relations existant entre les mesures de télédétection et certaines caractéristiques de la surface observée. Le signal radiométrique résulte de processus d'émission et d'interaction entre ondes électromagnétique et matière au sein du couvert végétal et de l'atmosphère.

II.3.1- Bilan d'énergie à la surface

Le bilan d'énergie à la surface peut se résumer de la manière suivante:

La figure (II.11) est représentative des transferts d'énergie à la surface.

Le flux solaire, représenté en jaune, est l'énergie incidente à la surface du système. Elle se décompose en plusieurs parties lors de la traversée de l'atmosphère et une proportion de chacune de ces parties se voit rétro diffusée vers l'espace. Les rayonnements thermique de l'atmosphère et de la surface de la terre divisés en deux parties, une diffusée dans l'espace et une réabsorbée par la surface. D'autre part, une petite contribution à l'échange énergétique terre-atmosphère se fait sous forme de chaleur sensible ou latente lors d'évaporation, ou de condensation.

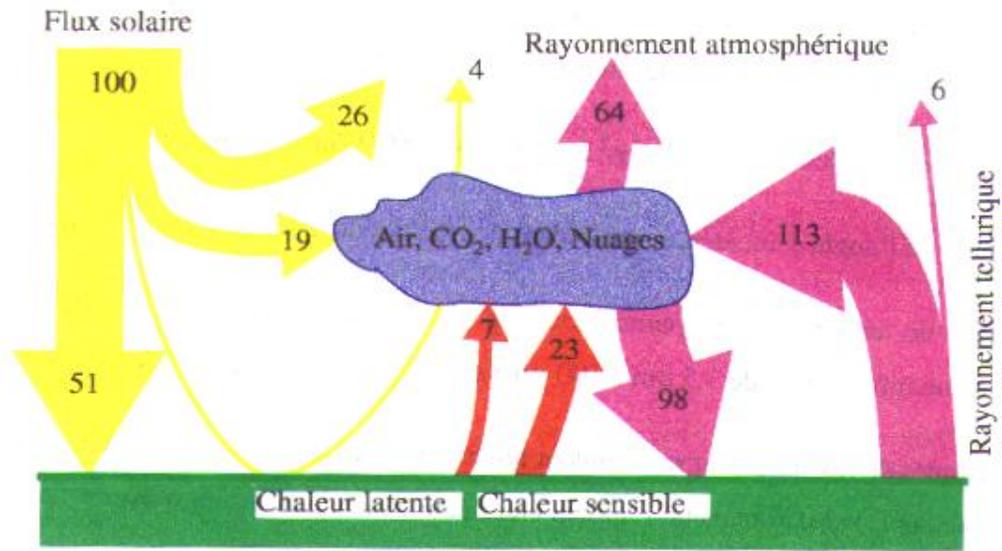


Figure II.11- Transferts d'énergie à la surface [6]

II.3.2- Le rayonnement net

On définit le rayonnement net comme la quantité d'énergie radiative disponible à la surface terrestre et pouvant être transformée en d'autres formes d'énergie par de divers mécanismes physiques ou biologiques de la surface. On l'exprime habituellement de la manière suivante [13] :

$$R_N = (1 - a)GL - eR_{atm} - e\nabla T_s^4 \quad (II.8)$$

Avec:

R_N : Rayonnement net ($W.m^{-2}$)

GL: Rayonnement solaire incident global (direct et diffus) de courtes longueurs d'onde

a: l'albédo de la surface, correspondant à l'intégrale de la réflectance pondérée par l'intensité du rayonnement solaire.

R_{atm} : Rayonnement thermique descendant de grande longueur d'onde (en général de 3 à $15\mu m$), émis par l'atmosphère, en particulière les nuages, ($W.m^{-2}$).

$e\nabla T_s^4$: Rayonnement thermique ascendant de grande longueur d'onde, émis par la surface dans les mêmes longueurs d'onde que celles du rayonnement descendant ($W.m^{-2}$).

Le rayonnement solaire arrivant à la surface de la terre se situe dans les longueurs d'onde courtes du visible et du proche infrarouge, alors que l'essentiel du rayonnement thermique émis se situe entre 8 et 14 μm , la terre correspondant en effet à un corps noir de 300K en moyenne.

II.3.3- Principe du bilan d'énergie

L'énergie nette qui arrive à la surface terrestre se dépense en entier à diverses tâches, car suivant le premier principe de la thermodynamique; la somme des énergies reçues est égale à la somme des énergies dépensées. Une partie de cette énergie sert à réchauffer le sol par conduction une autre à modifier l'atmosphère par convection, une autre à l'évaporation de l'eau.

Le bilan d'énergie s'écrit habituellement [13] :

$$R_n + LE + G + H = 0 \quad (\text{II.9})$$

Avec:

R_n : le rayonnement net à la surface

H: le flux de chaleur sensible libre dans l'atmosphère par conduction et convection subséquente

LE: le flux chaleur latente libéré par évaporation

G: le flux chaleur dans la sol qui traduit l'énergie transmise aux couches profondes.

II.4 – REFLECTANCE BIDIRECTIONNELLE

II.4.1- Définition

Le rayonnement électromagnétique du soleil interagit avec la surface de la terre. Cette interaction, se caractérise par la réflectance bidirectionnelle spectrale de surface $r_l(q_s, \gamma_s, q_n, \gamma_n)$, qui dépend donc de la longueur d'onde λ et les angles Zénithaux d'incidence q_s et de réflexion q_n du rayonnement par rapport à la surface, et par leurs angles azimutaux: γ_s et γ_n . Selon la nature de la surface avec laquelle le rayonnement interagit, il sera diffusé ou absorbé de manières très diverses (réflexion spéculaire, réflexion diffuse, rétrodiffusion). La réflectance bidirectionnelle est

donc dépendante dans sa formulation physique, de la direction du rayonnement incident: (figure II.12)

- la direction du soleil par rapport à l'objet observé. Il s'agit de la direction de l'énergie incidente, caractérisée par les angles q_s, γ_s .

- la direction suivant laquelle le capteur vise l'objet observé. Il s'agit de la direction de l'énergie réfléchie, caractérisée par les angles q_n, γ_n .

La formulation physique de la réflectance spectrale bidirectionnelle est la suivante [14] :

$$r_s(q_s, \gamma_s, q_n, \gamma_n) = \frac{\rho L(q_n, \gamma_n)}{E_{sl}(q_s, \gamma_s)} \quad (\text{Sans unité}) \quad (\text{II.10})$$

Où:

$L(q_n, \gamma_n)$: luminance mesurée dans la direction d'observation (q_n, γ_n).

$E_l(q_s, \gamma_s)$: Eclairement incident du soleil suivant la direction (q_s, γ_s).

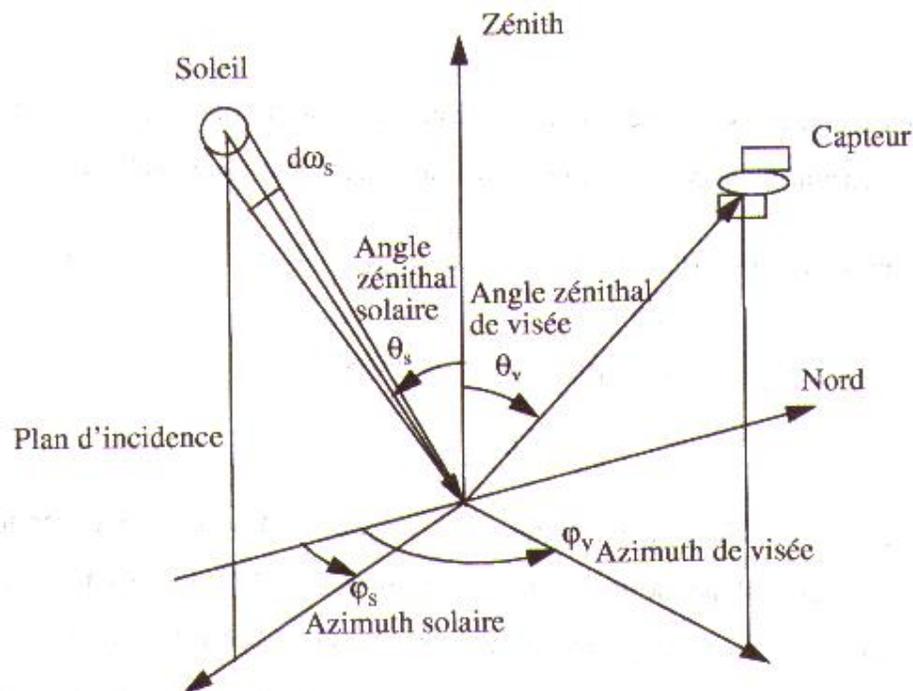


Figure II.12- Géométrie des acquisitions de réflectance bidirectionnelle [14]

II.4.2- Propriétés

II.4.2.1- Non- négativité

Le réflectance est une valeur strictement positive :

$$\forall q_s, q_n, I, r_l(q_s, q_n) \neq 0 \quad (\text{II.11})$$

II.4.2.2- Réciprocité

La propriété de réciprocité indique que la réponse de la surface au flux lumineux est indépendante de la direction de ce dernier [13].

$$r_l(q_s, \mathcal{Y}_s, q_n, \mathcal{Y}_n) = r_l(q_n, \mathcal{Y}_l, q_s, \mathcal{Y}_s) \quad (\text{II.12})$$

Une conséquence pratique et sympathique de ce principe est la simplification des mesures. En effet il n'est plus utile de parcourir tout l'espace des directions mais seulement la moitié (azimut de 0^0 à 180^0).

II.4.2.3- Conservation de l'énergie

Principe physique universel s'il en est la conservation de l'énergie s'applique à la réflectance bidirectionnelle (si bien sur l'on ne prend pas en considération les phénomènes énergétiques issus de la matière elle-même et capables d'émettre de la lumière comme la fluorescence). En intégrant sur toutes les directions d'éclairement et d'observation possible et en supposant I fixé, on trouve [13] :

$$r(q_s, \mathcal{Y}_s, q_n, \mathcal{Y}_n) = \frac{dj_n}{dj_s} \leq 1 \quad (\text{II.13})$$

II.4.2.4 - Plausibilité physique

Une réflectance bidirectionnelle respectant les trois propriétés précédentes (à valeur positive, réciprocité et conservation de l'énergie) est dit physiquement plausible [13]. C'est-à-dire quelle respect les grands principes physiques et peut être utilisée dans des algorithmes physiquement réalistes.

II.4.2.5- Réflectance, facteur de réflectance

On définit la réflectance bidirectionnelle r de la surface comme le rapport entre le flux incident à la surface dans un angle solide q_s et le flux réfléchi par la surface dans un angle solide q_n . Le réflectance est donc une grandeur sans dimension, et d'une façon formelle on écrira en supposant l fixe :

$$r(q_s, q_n) = \frac{df_n(q_n)}{df_s(q_s)} = \frac{\int_{q_n} L_n(q_n, \mathcal{Y}_n) \cos q_n dq_n}{\int_{q_s} L_r(q_r, \mathcal{Y}_r) \cos q_r dq_r} \quad (\text{II.14})$$

Réflectance bidirectionnelle peuvent être utilisées pour étudier les propriétés de la surface. Cette étude passe par le calcul de la fonction de distribution de réflectance bidirectionnelle (BRDF) qui permet d'obtenir un signal continu. On définit la fonction de la distribution de la réflectance bidirectionnelle pour une longueur d'onde comme suit [13]:

$$BRDF(q_s, j_s, q_n, j_n) = \frac{1}{p} r_s(q_s, j_s, q_n, j_n) \quad (\text{II.15})$$

On définit le facteur de réflectance bidirectionnel comme le rapport entre le flux réellement réfléchi par la surface dans un angle d'éclairage et d'observation par une surface parfaitement diffuse :

$$R(\mathcal{Y}_s, \mathcal{Y}_n) = \frac{df_n(\mathcal{Y}_n)}{df_n^{\text{diffuse}}(\mathcal{Y}_n)} \quad (\text{II.16})$$

En cas d'éclairement incident isotrope et constant on à :

$$R(\mathcal{Y}_s, \mathcal{Y}_n) = \frac{p}{\mathcal{Y}_n} r(\mathcal{Y}_s, \mathcal{Y}_n) \quad (\text{II.17})$$

II.4.2.6. Isotropie et anisotropie

La réflectance dépend généralement angulairement de quatre variables. Cela implique que n'importe quelle rotation de la surface (ou de manière équivalente de l'éclairage ou de l'observateur) va modifier l'intensité de l'énergie lumineuse réfléchi et donc l'aspect visuel. En fait l'on constate que pour de nombreuses surfaces industrielles (plastique, métal, peintures, etc.) au contraire des surfaces naturelles :

$$r_n(q_s, y_s, q_n, y_n, I) = r_n(q_s, 0, q_n, |y_n - y_s|, I) = r_n(q_s, q_n, y = |y_n - f_s|, I) \quad (\text{II.18})$$

D'un point de vue mathématique il faut répondre à certaines conditions pour pouvoir écrire une réflectance sous forme isotrope [13].

$$\frac{dr_s}{dy_s} + \frac{dr_n}{dy_n} = 0 \quad (\text{II.19})$$

$$\frac{dr_n}{dy_s}(q_s, y_s, q_n, y_n) = \frac{dr_n}{dy_n}(q_s, y_n, q_n, y_s) \quad (\text{II.20})$$

II.4.3- Réflexion à la surface de la terre

II 4.3.1- Les sols

Le sol est un milieu complexe constitué d'éléments minéraux et organiques (humus, végétaux,.....), d'éléments liquides (l'eau) et de gaz (air, vapeur d'eau) qui tous ont une influence sur la réflectance du sol.

Le figure (II.13) représente les propriétés optiques intrinsèques des matériaux du sol : Il est indépendant des conditions de mesure (angles d'éclairage et de visée). La forme de ces spectres varie d'un sol à l'autre en fonction de la nature des minéraux, de la matière organique ou de la teneur en eau. Le sol argileux, le terreau et le sable présentent des caractéristiques classiques d'absorption avec une diminution de l'albédo entre le proche infrarouge et le visible. Le terreau riche en matière organique réfléchit peu la lumière visible alors que la réflectance augmente fortement dans le proche infrarouge [15]. Dans le moyen infrarouge, on remarquera trois pics principaux (1450, 1770 et 1950 nm) liés à l'absorption du rayonnement électromagnétique par l'eau du sol.

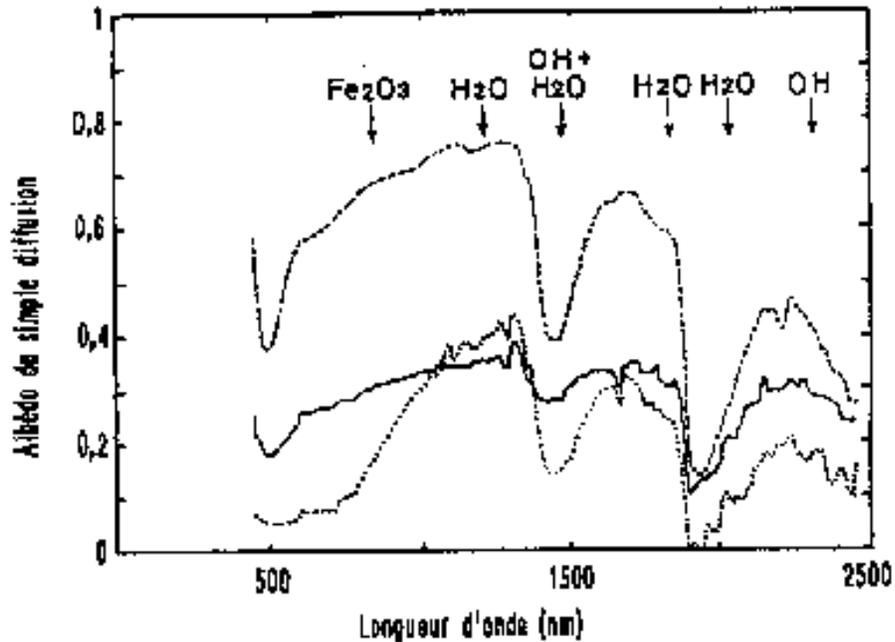


Figure II.13- Spectres d'albedo de simple diffusion de trois sols différents
 (-----) sable, (...) terreau, (-) sol argileux.

II.4.3.2- Les roches

Les roches sont formées de minéraux, mais leur surface est fortement altérée par l'action des agents atmosphériques. Dans les régions d'affleurements, on observe des roches "naturelles" et non des minéraux purs. L'altération des roches crée une pellicule de surface que l'on appelle patine, qui est constituée par des produits de décomposition des minéraux et de certaines impuretés. La réflectance est modifiée par cette patine : pour les roches sombres (basalte), la patine augmente la réflectance ; pour les roches claires, elle la diminue. La présence de lichens altère encore la mesure, comme le montre la figure (II.14). La présence d'eau dans les lichens ou la couche d'altération, se traduit par des bandes d'absorption à 1.4 mm et 1.9 mm. Il faut aussi bien prendre conscience que les roches sont souvent recouvertes de végétation (autre que les lichens) et qu'on ne peut les observer directement ; cependant on arrive parfois à les différencier par l'étude de la végétation qui leur est associée.

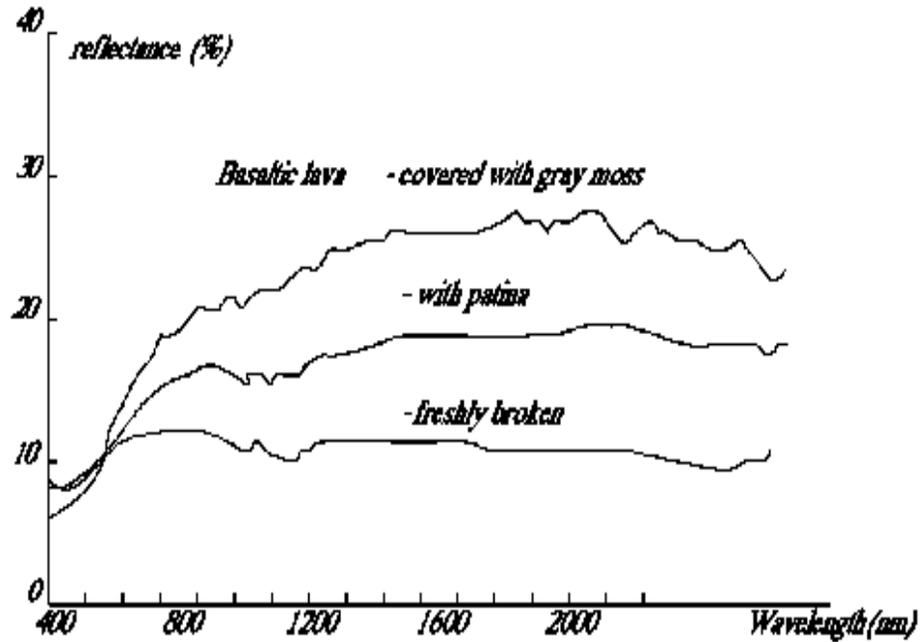


Figure II.14- Signatures spectrales du basalte (d'après Wester et Lunden, 1985)

IV.5 – ALBEDO PLANETAIRE r_p

Albédo planétaire c'est rapport mesuré au sommet de l'atmosphère et qui incorpore donc la réflectivité de surface, des nuages, les molécules et particules atmosphériques.

$$r = \frac{pL}{\mu_s E_0} \quad (\text{II.21})$$

Avec:

E_0 la constante solaire hors atmosphère

L la luminance au sommet de l'atmosphère.

$$r_p = \frac{p \times C_{sat} \times B_{sat}}{A \times I_0 \times cor \times \sin(h_s)} \quad (\text{II.22})$$

La relation entre la réflectance bidirectionnelle $r_s(q_s, \gamma_s, q_n, \gamma_n)$ et l'albédo planétaire r_p est linéaire. On peut exprimer:

$$r_s(q_s, \gamma_s, q_n, \gamma_n) = a \times r_p + b \quad (\text{II.23})$$

a et b sont fonction des transmittances directes et diffuses (varient avec $\sin(h_s)$).

La réflectance est mesure de la capacité d'une surface à réfléchir l'énergie incidente. Les surfaces terrestres interceptent la majeure partie de l'énergie solaire incidente dans les régions du spectre électromagnétique du visible et des courtes longueurs d'onde infra- rouge. La notion de réflectance bidirectionnelle dépend des longue d'ondes employées, de la nature de la géométrie des surfaces de réflexion, des angles de l'éclairement solaire et de visée du capteur.

Chapitre III

PRINCIPE DE TRAVAIL **PRINCIPE DE TRAVAIL**

Ce chapitre est consacré à l'étude des modèles physiques d'estimation du rayonnement solaire au sol et au modèle satellitaire pour la quantification du coefficient de réflectance bidirectionnelle du sol

Dans ce chapitre, nous avons évoqué le schéma général d'une méthode destinée

à estimer la réflectance de surface à partir des mesures satellitaires. Il est important de souligner quelques détails spécifiques sur les deux modèles appliqués pour calculer le rayonnement solaire au sol.

III.1- HISTORIQUE DE LA MESURE DE REFLECTANCE

La première estimation de l'albédo planétaire a vu le jour en 1908 [16]. Cette estimation est basée sur des mesures de réflectivités de surfaces terrestres et sur une estimation de la réflectance des nuages depuis des sites élevés (Wilson en Californie). En 1922 il révisé cette valeur, grâce à de nouvelles valeurs de réflectances de nuages. En 1936, l'astronome André Danjon évalue directement l'albédo planétaire en mesurant la lumière réfléchi sur la surface de la lune quand elle est presque pleine. Ses estimations vont de 0.29 à 0.39. À l'aube de l'ère spatiale, London [17] publie en 1957 la dernière valeur évaluée sans instruments satellitaires de 0.35. Les premières mesures spatiales de l'albédo planétaire permettent de fixer cette valeur autour de 0.3. Il restait alors à déterminer la part de la surface dans cet albédo planétaire.

La mesure de l'albédo de surface apparaît généralement dans les études publiées comme un sous produit. Le paramètre clé identifié dans ces méthodes étant généralement le rayonnement global, de détermination plus simple et bénéficiant de mesures au sol plus fréquentes et plus représentatives. La dérivation de l'albédo à partir de ce paramètre est alors relativement simple mais hasardeuse. Les méthodes existantes reposant sur l'utilisation de l'instrumentation satellitaires se décomposent en deux catégories : les méthodes statistiques ou les méthodes basées sur une modélisation physique. Dans les deux cas, l'objectif principal est en général l'estimation du rayonnement net, l'estimation de l'albédo n'étant qu'un produit dérivé.

III.1.1- Modèle de Hapke [15]

Le modèle de Hapke est un modèle de transfert radiatif qui permet de simuler des spectres de réflectance du sol dans toutes les directions de l'espace. Les paramètres du modèle ont été calés à partir de données expérimentales acquises au laboratoire de façon à ce que les valeurs de réflectance simulées concordent avec les valeurs mesurées. Les résultats de l'inversion montrent que le modèle décrit très bien les effets directionnels quelle que soit la longueur d'onde. En outre, il apparaît que l'albédo est le seul paramètre du modèle variant significativement du sol.

III.1.2- Pinker et Laszlo, 1992[14]

Ce modèle est basé sur une modélisation physique du transfert radiatif. Le modèle établi est utilisé pour simuler les fonctions de transmittance et de réflectance de l'atmosphère dans différentes conditions d'angle zénithal solaire, de composition de l'atmosphère et d'épaisseur optique. Cet algorithme fournit des cartes d'albédos à une résolution de $2.5^0 \times 2.5^0$ à un pas de temps mensuel. Les cartes obtenues pour janvier et juillet 1987 sont représentées sur la thèse [14].

III.1.3 – Une méthode récente d'estimation de la réflectance.

Le coefficient de réflectance bidirectionnelle est un paramètre important dans le calcul du bilan radiatif à l'interface sol - atmosphère. En 2002 [10] a proposé une méthode pour l'estimation du coefficient de réflectance pour une zone désertique à partir des images numériques B2 du canal visible VISSR de METEOSAT, il trouve pour cette zone:

- © La figure (III.1) représente le coefficient de réflectance bidirectionnelle $r_s(q_s, q_n, f)$ en fonction de $\cos(q_s)$ pour les heures 8h30, 11h30 et 14h30 des mois mars et juin, on remarque que lorsque l'angle solaire zénithal q_s augmente, $r_s(q_s, q_n, f)$ diminue.
- © Le coefficient de réflectance varie avec la saison, il est faible aux mois d'été.
- © Le coefficient de réflectance est inférieur à 1 et varie entre 0.4 et 0.56.

Les expériences par exemple réalisées sur le sahel africain [18], et [19], où selon les auteurs la diminution du rayonnement net, due à une augmentation de l'albédo causée par la destruction de la végétation faisant suite au pâturage trop intense des animaux produit une subsidence et un assèchement générale de l'air donc moins d'évaporation, ce qui est l'une des cause de la sécheresse.

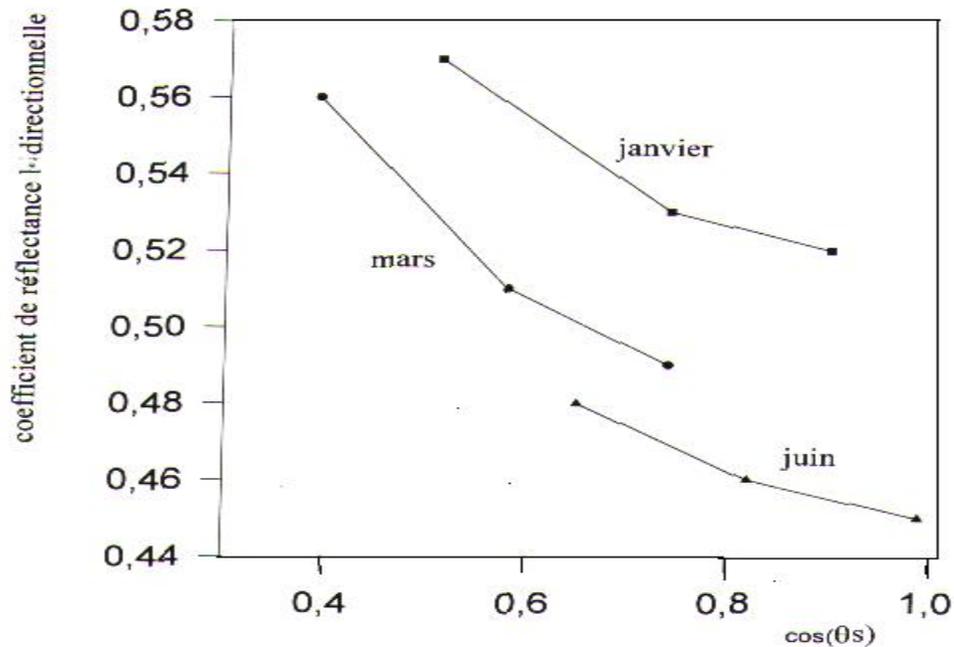


Figure III.1 – Evaluation du coefficient de réflectance bidirectionnelle en fonction de $\cos(\theta_s)$ pour les heures 8h30, 11h30 et 14h30.

III.2 - BUT DU CALCULE DE LA REFLECTANCE DU SOL

L'apport de la télédétection est essentiel pour l'étude des propriétés de surface car cette technique offre la possibilité de disposer d'observations globales et quotidiennes. Dans ce travail nous quantifiée l'influence de l'inclinaison solaire sur le calcul du coefficient de réflectance bidirectionnelle r_s . Le site test est la région de Tamanrasset, où nous avons une station de mesures radiométrique et 7 images par jour pleine résolution de janvier jusqu'à décembre 1999.

III.3 - PRINCIPES PHYSIQUES

Le système terre – atmosphère est un ensemble dynamique complexe mettant en jeu de nombreux processus fortement corrélés. La brillance donnée par le satellite $B_{SAT}(q_s, q_n, j)$, où q_s, q_n, j sont la distance Zénithal du satellite et l'azimut relatif [20], est fonction à la fois du trouble atmosphérique caractérisé par l'épaisseur optique des aérosols t_{ae} et du coefficient de réflectance

bidirectionnelle du sol $r_s(q_s, q_n, j)$ [18]. Pour estimée le coefficient de réflectance bidirectionnelle, il faut déterminer le rayonnement solaire qui traverse l'atmosphère dans les deux direction soleil - sol et sol-satellite. Au niveau du sol, le rayonnement global est la somme du rayonnement direct – normal sur plan horizontal et du rayonnement diffus [21]. Le capteur mesure le rayonnement réfléchi par l'ensemble sol– atmosphère. Le phénomène le plus important dans le coefficient de la réflectance est l'épaisseur optique des aérosols qui selon Ångström $t_{ae}(I) = bI^{-a}$, où I est la longueur d'onde du rayonnement et b est le coefficient de trouble atmosphérique d'Angstrom [22]. b Caractérise la quantité des aérosols et a variant entre 0 et 4 suivant les dimensions des aérosols.

III.4 – LES METHODES DE CALCUL

Dans ce travail nous allons estimer le coefficient de réflectance bidirectionnelle $r_s(q_s, q_n, f)$ à l'aide d'un modèle de transfert radiatif et les données radiométrique du satellite géostationnaire européen METEOSAT7 sur le site de Tamanrasset, où nous avons sept images par jour de janvier jusqu'à Décembre 1999.

III.4.1- Calcul de la hauteur angulaire du soleil.

Rappelons que celle- ci est déterminée par l'angle que fait la direction du rayon solaire avec le plan horizontal en un point donné de la surface de la terre. L'expression mathématique de la hauteur du soleil est: (voir annexe B)

$$\sin(h_s) = \sin(j) \cdot \sin(d) + \cos(j) \cdot \cos(d) \cdot \cos(w) \quad (\text{III.1})$$

Où:

j : est la latitude du lieu.

d : est la déclinaison du soleil.

w : est l'angle horaire du soleil.

III.4.2- Estimation du rayonnement solaire au sol

La connaissance du rayonnement solaire au sol et sa distribution géographique est très importante pour l'énergie solaire et ces applications. Il existe trois méthodes de détermination du rayonnement solaire au sol:

1. La méthode la plus précise est la plus directe. C'est l'utilisation régulière d'un réseau de station de mesure du rayonnement solaire avec pyranomètre et pyréliomètre.
2. Les modèles de calcul à partir des observations météorologiques.
3. La méthode d'estimation à partir de l'imagerie satellitaire, notamment les satellites géostationnaires telle que METEOSAT. Cependant les satellites météorologiques sont une source pratique de données vu la fréquence spatiale et temporelle des images fournies. Mais l'utilisation des satellites pose un gros problème car l'information donnée par le satellite dépend de la nature de la surface observée et de l'état de l'atmosphère. On a deux approches pour l'estimation à partir des satellites.
 - ▶ La première approche est représentée par plusieurs modèles entre 1978 et 1986, basée sur la statistique de corrélation entre les comptes numériques et la simulation au sol par les pyranomètre et pyréliomètre (méthode statistique).
 - ▶ La deuxième approche est représentée par les modèles publiés entre 1980 et 1987 basés sur la fonction de transfert radiative (utilisant les phénomènes d'absorption et diffusion) dans le système terre - atmosphère: sont les modèles physiques.

III.4.2.1- Composantes du rayonnement solaire au sol

La caractérisation du rayonnement solaire en un lieu donné et un instant donné, consiste à connaître la distribution du rayonnement dans les différentes directions, et sa répartition spectrale au voisinage du sol, les composantes du rayonnement sont [20]:

- Le rayonnement direct: c'est la part du rayonnement qui n'a été ni diffusée ni absorbée lors de traversée de l'atmosphère;
- Le rayonnement diffus: c'est le rayonnement diffusée par l'atmosphère ou la surface du sol

Le rayonnement solaire global au niveau du sol est somme vectorielle de ces deux composants.

III.4.3- Brillance au niveau du satellite

Pour déterminer la brillance satellitaires à la région de Tamanrasset, notre travail a été divisé en deux grandes parties:

§ L'extraction des données du canal visible à partir des images pleine résolution.

§ Utilisation ces données dans l'estimation du coefficient de réflectance bidirectionnelle.

Dans ce travail nous allons calcul le coefficient de réflectance en introduisant les comptes numériques du canal visible, en utilisant le modèle satellitaire et formule spécifique (III.36), on doit localiser la région de Tamanrasset sur les images visibles, qui sont formées 3561 lignes par 2261 pixels et représentent le disque terrestre observé (Figure III.2). Il y a des logiciels fournis par Eumetsat, qui permettent le passage entre les deux systèmes géographiques (latitude, longitude) et le système image (ligne, pixel). En introduisant les coordonnées géographiques, latitude et longitude du lieu, et la résolution de l'image, on obtient la ligne et le pixel (colonne) du lieu.

A partir de l'image visible de satellite METEOSAT7 (figure III.3) on sélectionne la ville de Tamanrasset qui se situe au point de latitude 22.47° Nord de longitude et 5.31° Est, on l'obtient la figure (III.4) telle que :

- ◆ Image type B₂ : ligne=297, pixel=189 on retient à partir des images B₂, une maille de (3×3) valeurs dans le couple (297,189) forme le centre.
- ◆ Image pleine résolution (5000×5000 pixel) : ligne=3561, pixel=2261, c'est-à-dire:

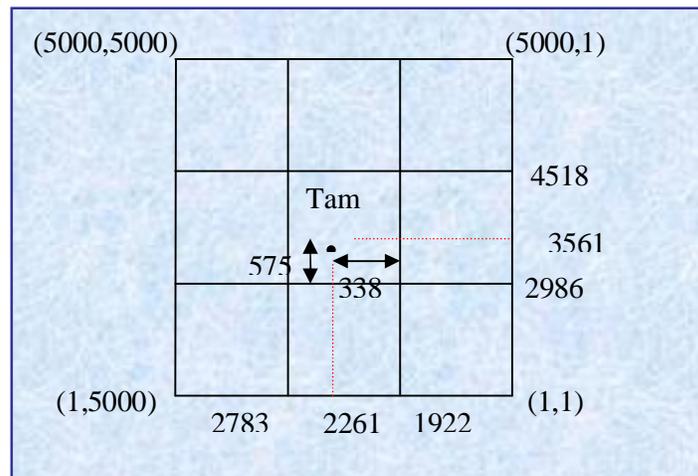


Figure III.2 – Coordonnées image de la ville de Tamanrasset.

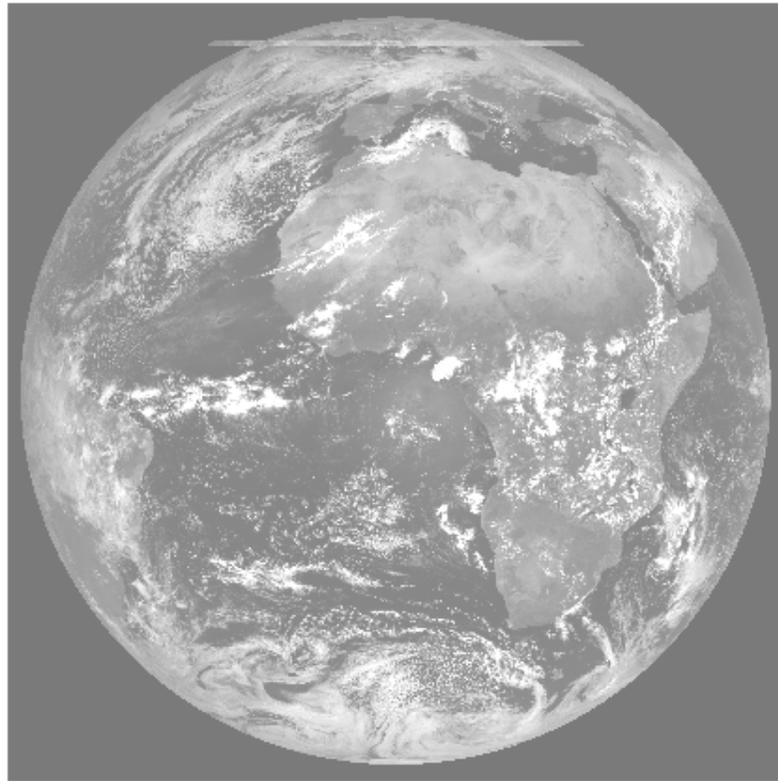


Figure III.3 – Image de satellite METEOSAT7



Figure III.4 - La région de Tamanrasset

Pour calculer la réflectance du sol d'une date de jour (Jr) et mois (mo) à l'heur (tu) on considère les démarches suivantes:

- Ouverture des fichiers image visible, pour la date (jr, mo) et pour les heures 9h00, 10h00, 11h00, 12h00, 13h00, 14h00 et 15h00.

- On retient généralement la valeur du centre, qui représente la brillance mesurée par le satellite du lieu et pour l'heure considérée, on a donc sept valeurs (voir tableau III.1)
- On tire la valeur maximal, B_{max} , de ces cette valeurs, généralement et celle du 12h00(tu).
- On calcule la réflectance bidirectionnelle avec $b=0.08$ pour l'heure considérée et nous utilisons le modèle décrit par la suite.
- On a choisi les jours de ciel clair sans nuages, où la nébulosité peut aller jusqu'à la valeur de 04 octas, dans la périodes allant du 01 janvier1999 au 31 décembre 1999, ces jours, sont exposés dans le Tableau (III.2).

	$B_{09:00}$	$B_{10:00}$	$B_{11:00}$	$B_{12:00}$	$B_{13:00}$	$B_{14:00}$	$B_{15:00}$
Janvier	32	41	50	53	51	43	32
Février	35	47	56	63	61	52	41
Mars	39	49	59	67	62	52	41
Avril	41	52	61	66	61	53	44
Mai	44	54	61	63	61	54	43
Juin	44	51	60	61	59	52	43
Juillet	39	48	55	57	56	50	42
Août	40	49	53	59	59	52	43
Septembre	38	49	57	62	57	49	39
Octobre	38	47	56	59	53	44	32
Novembre	36	46	53	57	50	41	29
Décembre	31	42	47	52	48	40	28

Tableau III.1 – Brillance satellite

Mois	Nombre de jours
Janvier	05
Février	20
Mars	20
Avril	04
Mai	23
Juin	01
Juillet	28
Août	11
Septembre	11
Octobre	24
Novembre	06
Décembre	13

Tableau III.2 – Nombres des jours

III.5-LES MODELES PHYSIQUES

Dans ce travail nous avons utilisé deux modèles pour l'estimation du rayonnement solaire au sol, le premier est le modèle spectral SMARTS2. [23-28], le deuxième est le modèle analytique à bande large [29].

III.5.1- Modèle spectral de SMARTS

C'est un modèle de transfert radiatif rédigé en fortran avec une interface graphique sous Windows ce qui facilite l'utilisation du code. L'interface utilisateur de ce modèle aide l'utilisateur de sélectionner les données de base de calcul. Le SMARTS2 est un modèle spectral qui calcule les transmissions atmosphériques, le rayonnement direct, diffus et global sur toute la surface de la géométrie à la surface du monde. Il couvre les ondes comprises entre 280 à 4000nm où λ prend des valeurs entières, donc les calculs sont effectués spectralement par pas de 1nm pour λ égale 280nm jusqu'à 4000nm.

III.5.1.1-La position du soleil et la masse d'air optique

La position du soleil est définie par la distance Zénithale θ_s et l'azimut ϕ_s , ces angles sont exprimés en fonction de la déclinaison et l'angle horaire. (Voire Annexe B).

La masse d'air relative est similaire à celle donnée par [30] et [31], elle est donnée par:

$$m_i = [\cos q_s + a_{i1} q_s^{a_{i2}} (a_{i3} - q_s)^{a_{i4}}]^{-1} \quad (\text{III.2})$$

Où tant vers m_r (Rayleigh), m_{ae} (aérosols), m_n (No₂), m_{oz} (Ozone), m_g (les gaz uniformément mélangés), m_w (vapeur d'eau), q_s est la distance zénithale, et le coefficient a_j sont des constantes relatives à la masse d'air de chaque constituant.

III.5.1.2- Rayonnement direct normal

La transmission atmosphérique monochromatique totale est donnée par la formule suivante:

$$T_l = T_{rl} \times T_{ael} \times T_{ozl} \times T_{gl} \times T_{nl} \times T_{wl} \quad (\text{III.3})$$

Avec:

T_{rl} : Est la transmittance spectrale due à la diffusion moléculaire de RAYLEIGH.

T_{ael} : Est la transmittance spectrale due à la diffusion par les aérosols.

T_{ozl} : Est la transmittance spectrale après absorption par l'ozone.

T_{gl} : Est la transmittance spectrale après absorption par les gaz.

T_{wl} : Est la transmittance spectrale après absorption par la vapeur d'eau

T_{nl} : Est la transmittance spectrale après absorption par l'NO₂.

Le rayonnement direct reçu au niveau du sol par une surface normale au rayons solaires (le rayonnement direct normal) à la longueur d'onde I est donné par:

$$I_{nl} = I_{onl} \times T_g \quad (\text{III.4})$$

I_{onl} : Est l'irradiance extraterrestre à la distance moyenne terre- soleil pour la longueur d'onde I .

- **transmittance de RAYLEIGH**

D'après [32] et [33], l'épaisseur optique de RAYLEIGH est exprimée par la formule théorique suivante:

$$t_{r,l} = 24p^3 \frac{H_r}{N_0 I^{-4}} \left(\frac{n_0^2 - 1}{n_0^2 + 2} \right)^2 \left(\frac{6 + 3d_d}{6 - 7d_d} \right) \quad (\text{III.5})$$

Où:

H_r : Est l'altitude atmosphérique mesurée (=8.4345 Km à 15⁰C).

N_0 : Est le nombre densité des molécules (=2.547305E25 m⁻³ à 15⁰C).

n_0 : Est l'indice de réfraction de l'air.

d_d : Est le facteur de dépolarisation.

I : Est la longueur d'onde (μm).

Nous pouvons exprimer $t_{r,l}$ comme suit:

$$t_{r,l} = P / (a_1 I^4 + a_2 I^2 + a_3 + a_4 I^{-2}) \quad (\text{III.6})$$

Et la transmittance de RAYLEIGH s'écrit:

$$T_{r,l} = \exp(-m_r t_{r,l}) = \exp[m_r p / (a_1 I^4 + a_2 I^2 + a_3 + a_4 I^{-2})] \quad (\text{III.7})$$

Avec:

m_r est la masse optique d'air.

$P=p/p_0$ est la correction de la pression

Où:

$p_0=1013.25\text{mb}$

p est la pression extérieure mesurée en mb.

$a_1=117.2594 \mu\text{m}^{-4}$, $a_2=-1.3215 \mu\text{m}^{-2}$, $a_3=3.2073 \text{E-}4$, $a_4=-7.6842\text{E-}5 \mu\text{m}^2$

• Transmittance due à l'absorption par l'ozone

$$T_{ozl} = \exp(m_{oz} t_{ozl}) \quad (\text{III.8})$$

D'où:

$$t_{ozl} = u_{oz} A_{ozl} \quad (\text{III.9})$$

Avec:

t_{ozl} : Est l'épaisseur optique d'ozone.

m_{oz} : Est la masse optique.

u_{oz} : Est l'épaisseur réduite (atm-cm).

A_{ozl} : Est le coefficient spectral d'absorption.

• Transmittance due à l'absorption par le dioxyde d'azote

$$T_{nl} = \exp(-m_n u_n A_{nl}) \quad (\text{III.10})$$

D'où:

m_n : Est la masse optique du NO_2 .

u_n : Est l'épaisseur réduite (atm-cm).

A_{nl} : Est le coefficient spectral d'absorption.

• Transmittance due à l'absorption par les gaz uniformément mélangés

Selon [34] et [35], cette transmittance est définie par la formule suivante:

$$T_{gl} = \exp\left[-(m_g \cdot u_g \cdot A_{gl})^a\right] \quad (\text{III.11})$$

$m_g = m_r$ Est la masse optique des gaz.

A_{gl} Est le coefficient spectral d'absorption.

u_g Est l'épaisseur des gaz.

Si : $l < 1 \mu m$ $a = 0.5641$

Si : $l \geq 1 \mu m$ $a = 0.7070$

• transmittance due à l'absorption par la vapeur d'eau

La transmittance donnée par [36], a été modifiée comme suit:

$$T_{wl} = \exp\left\{-\left[(m_w W)^{1.05} f_w^n B_w A_{wl}\right]\right\} \quad (\text{III.12})$$

W : Est l'épaisseur d'eau condensable (cm).

• **transmittance des aérosols**

La transmittance des aérosols est exprimée en fonction de l'épaisseur optique des aérosols t_{ael} par:

$$T_{ael} = \exp(-m_{ae} t_{ael}) \quad (\text{III.13})$$

Avec:

m_{ae} Est la masse optique des aérosols.

$t_{ael} = b \left(\frac{l}{l_1} \right)^{a_i}$ Est l'épaisseur optique monochromatique des aérosols.

b Est le coefficient d'Angstrom (définie à 1 μm)

$$l_1 = 1\mu\text{m}, l_0 = 0.5$$

$$\begin{aligned} a_i &= a_1 \\ b_i &= b_1 = 2^{a_2 - a_1} b \end{aligned} \quad \text{Si } l \geq l_0$$

Les valeurs correspondantes a_1 et a_2 sont donnée en fonction de l'humidité relative, pour différents types des aérosols.

III.5.1.3 – Le rayonnement diffus

Le rayonnement diffus est la somme de trois composantes, due à la diffusion de RAYLEIGH, diffusion des aérosols et la diffusion vers l'arrière terre/ciel.

$$D_l = D_{rl} + D_{ael} + D_{bl} \quad (\text{III.14})$$

III.5.1.4- Diffusion de RAYLEIGH

La diffusion de RAYLEIGH est calculée à partir de la formule suivante:

$$D_{rl} = F_r I_{onl} (1 - T_{rl}^{0.9}) T_{ozl} T_{nl} T_{gl} T_{wl} T_{aal} \cos q_s \quad (\text{III.15})$$

Avec T_{ozl} est la transmittance effective d'ozone, elle est donnée comme suit:

$$T_{ozl} = \exp(-g_1 t_{ozl}^{0.95} - g_2 t_{ozl}) \quad \text{Pour } t_{ozl} \leq 2$$

$$T_{ozl} = \exp[-g_3 - g_4 (t_{ozl} - 2)] \quad \text{Pour } t_{ozl} > 2$$

Où:

F_r Est un facteur de correction.

g_1, g_2, g_3, g_4 Sont fonction de la masse d'air m_0 .

$T_{aaz} = \exp[-m_{aer} (t_{aer} - t_{asl})]$ Est la transmittance du processus d'absorption des aérosols.

Avec $t_{asl} = v_0 t_{aer}$ est l'épaisseur optique de la diffusion des aérosols, et v_0 est l'albédo simple de la diffusion.

🚧 Diffusion des aérosols

La diffusion des aérosols est calculée par:

$$D_{aer} = F_{ae} I_{onl} (1 - T_{asl}) T_{azl} T_{rl} T_{nl} T_{gl} T_{wl} T_{aal} \cos q_s \quad (\text{III.16})$$

D'où:

$$T_{asl} = \frac{T_{aer}}{T_{aal}} \quad \text{Est la transmittance pour la diffusion des aérosols}$$

F_{ae} Est la fraction du flux diffusé vers le bas.

🚧 Diffusion due aux flux diffusés (rétro diffusion)

Cette composante est calculée en considérant une infinité des séries d'inter - reflection entre le sol et l'atmosphère, cela peut se traduire par:

$$D_{bl} = r_{sl} (r_{bl} I_{bnl} \cos q_s + r_{dl} D_{ol}) / (1 - r_{dl} r_{sl}) \quad (\text{III.17})$$

Avec:

r_{bl} est la reflectance spectrale de la surface pour le rayonnement direct.

r_{dl} est la reflectance spectrale de la surface pour le rayonnement diffus.

r_{SI} est la reflectance générale du ciel.

✚ Le rayonnement global

Le rayonnement global sur une surface horizontale est donné par:

$$Gl_1 = I_{nl} \cos q_s + D_1 \quad (\text{III.18})$$

III.5.2- Modèle analytique à bande large

Perrin de Brichambaut [29], utilise des relations en fonction de la masse d'air pour calculer les effets intégrés sur tout le spectre des constituants de l'atmosphère sur l'atténuation du rayonnement direct et la création du rayonnement diffus. Ces relations n'expriment plus strictement des lois physiques (qui sont spectrales); Mais elles permettent de tenir compte séparément de la vapeur d'eau, des aérosols et de l'ozone dans l'atmosphère.

III.5.2.1- Rayonnement direct normal

Le rayonnement direct est calculé à partir de la formule suivante:

$$I = I_0 \times cor \times T_{oz} \times T_w \times T_r \times T_g \times T_{ae} \quad (\text{III.19})$$

Avec:

$T_{oz}, T_w, T_r, T_g, T_{ae}$ Sont les transmittance respectives d'ozone, de la vapeur d'eau, de RAYLEIGH, des gaz et des aérosols.

I_0 Est la constante solaire hors atmosphère, elle est égale à 1300 W/m^2 .

cor est le facteur de correction de la distance moyenne terre – soleil, il est exprimé par la formule suivante:

$$cor = 1 + 0.034 \times \cos(0.986 \times (QJ - 3)) \quad (\text{III.20})$$

✚ Transmittance d'ozone

La transmittance de l'ozone est:

$$T_{oz} = \exp(-0.0586(m \times l)^{0.913}) \quad (\text{III.21})$$

l Est l'épaisseur réduite d'ozone.

✚ Transmittance due à l'absorption par les gaz

La transmittance après absorption par les gaz est:

$$T_g = \exp(-0.0127 \times (m)^{0.26}) \quad (\text{III.22})$$

✚ Transmittance due à l'absorption par la vapeur d'eau

La transmittance après absorption par la vapeur d'eau est donnée par la formule suivante:

$$T_w = \exp(-0.0167(m \times w)^{0.684}) \quad (\text{III.23})$$

W : Est l'épaisseur d'eau condensable.

✚ Transmittance des RAYLEIGH

La transmission RAYLEIGH est donnée par:

$$T_r = \exp(-0.0903 \times m^{0.84} \times (1 + m - m^{1.01})) \quad (\text{III.24})$$

✚ Transmittance des aérosols

La transmittance des aérosols est:

$$T_{ae} = \exp(-t_{ae} \times m) \quad (\text{III.25})$$

t_{ae} : Est l'épaisseur optique des aérosols.

III.5.2.2- Rayonnement diffus

Le rayonnement diffus est la somme du diffus RAYLEIGH et du diffus des aérosols:

$$D = D_r + D_{ae} \quad (\text{III.26})$$

✚ Diffusion de RAYLEIGH

Le diffus RAYLEIGH est exprimé par la formule suivante:

$$D_r = I_{on} \times \cos(q_s) \times T_m \times [T_{ae} \times (1 - T_r) \times 0.5] \quad (\text{III.27})$$

$\cos(q_s)$ Est le cosinus de la distance Zénithale du soleil.

✚ Diffus des aérosols

Le diffus des aérosols est:

$$D_{ae} = I_{on} \times cor \times \sin(q_s) \times T_m \times [w_0 \times (1 - T_{ae}) \times T_r \times fdv^1] \quad (III.28)$$

Avec:

T_m Est la transmission de l'ozone et de la vapeur d'eau, $T_m = T_{oz} \times T_w$

w_0 Est l'albédo de simple diffusion des aérosols.

fdv^1 Est la fonction de diffusion vers l'avant des aérosols dans la direction du soleil, elle est exprimée par la formule suivante (GUEYMARD).

$$fdv^1 = 1 - \exp(-0.6931 - 1.8326 \times \sin(q_s)) \quad (III.29)$$

Donc le rayonnement diffus total est exprimé par:

$$D = D_r + D_{ae}$$

$$D = I_{on} \times cor \times \sin(q_s) \times T_m \times [T_{ae} \times (1 - T_r) \times 0.5 + w_0 \times (1 - T_{ae}) \times T_r \times fdv^1] \quad (III.30)$$

III.5.2.3 – Rayonnement global

Le rayonnement global est exprimé par:

$$GL = I \times \sin(q_s) + D \quad (III.31)$$

Donc:

$$G = I_0 \times cor \times \sin(h_s) \times T_m \times [T_r \times T_{ae} \times (0.5 - fdv^1) + T_r \times fdv^1 + 0.5 \times T_{ae}] \quad (III.32)$$

III.6- LES MODELES SATELLITAIRES

L'évaluation de la réflectance d'une cible, surface du sol intercepté par le champ de visé du satellite, elle dépend des angles d'incidences en direction du sol (q_s) et en direction du satellite (q_n), et aussi de l'azimut relatif (j_s) entre les plans verticaux contenant les directions d'incidence (figure

II.12), doit tenir en compte les deux systèmes, le système soleil – cible d'une part, et le système cible – satellite d'autre part.

Le rayonnement global normalisé réfléchi vers le satellite et convertie en compte numérique, il est exprimé par la formule suivante:

$$GL(t_{ae}) = \mu_s \times A \times cor \times T_{tot}^{12} \quad (III.33)$$

$$T_{tot}^{12} = T_{oz}^{12} \times T_{ve}^{12} \times T_{ae}^{12} \times T_r^2 \times (T_r^1 \times T_{ae}^1 \times (0.5 - fdv) + 0.5 \times T_{ae}^1 + fdv \times T_r^1) \quad (III.34)$$

Avec:

$\mu_s = \sin(h_s)$, est le sinus de la distance zénithale du soleil.

A : Est une constante qui dépend de la réponse spectrale du détecteur, est égale à 0.501 pour METEOSAT-7

Cor : est le coefficient de correction de la distance moyenne terre soleil.

T_{tot}^{12} : est la transmission (directe+ diffuse) dans la direction soleil – terre multipliée par la transmission dans la direction terre – satellite. L'exposant 2 représente le trajet terre – satellite.

Le coefficient de réflectance bidirectionnelle avec t_{ae} variée sera exprimé par la formule suivante:[37]

$$r_s(q_s, q_n, j) = \frac{p \times C \times (B_{sat} - B_{atm})}{A \times GL(h_s) \times T_{sat}^{12}} \quad (III.35)$$

Où:

A: est une constante qui dépend de la réponse spectrale du détecteur.

C: est la constante de calibration du détecteur, elle est égale à 0.873 pour METEOSAT-7.

GL(h_s): Le rayonnement global calculé à partir du modèle analytique, qui calculé pour la région de Tamanrasset, on admet que la valeur du coefficient de trouble d'Angstrom(B), le plus convenable, est égal à 0.08.

Ainsi la réflectance pour (B) égale à 0.08, pour une heure quelconque est donnée par la formule suivante:

$$r_s(q_s, q_n, j) = \frac{p \times C \times (B_{\max} - B_{atm})}{A \times GL_{(0.08)}(h_s) \times T_{sat}^{12}} \quad (\text{III.36})$$

Avec:

B_{\max} la brillance maximal normalisée par le sinus de la hauteur solaire h_s de l'heure considéré ($b=0.08$).

$GL_{(0.08)}$ c'est le rayonnement global, mesuré pour $b = 0.08$.

B_{atm} est la brillance atmosphérique et elle est estimée à 12 comptes numériques [38].

Chapitre IV

RESULTATS ET DISCUSSION

RESULTATS ET DISCUSSION

Ce chapitre est une représentation des résultats obtenus, analyse, discussion et validation du code de calcul.

Dans ce chapitre, nous allons premièrement montrer l'influence de certains paramètres sur le rayonnement global et en suite nous présentons les résultats de calcul du coefficient de réflectance du sol en utilisant deux modèles (modèle analytique à bande large et le modèle spectral SMARTS2.9) et les données issues du canal visible VISSR du satellite européen géostationnaire METEOSAT. Les images sont prises aux heures 9h00, 10h00, 11h00, 12h00, 13h00, 14h00, 15h00 temps universel. Le site test est la région de TAMANRASSET de

coordonnées géographiques 22.47° nord et 5.31° est. C'est une zone sous le tropique de cancer, elle est constituée de plateaux gréseux d'altitude de 1 000 m et des montagnes qui renferment des plaines de sable.

Dans ce travail nous allons utiliser une atmosphère standard avec l'épaisseur réduite d'eau condensable moyenne de 2cm pour l'ozone, l'épaisseur optique des aérosols t_{ae} est fournie par la station de mesure pour les heures de 9h, 12h et 15h TU .

IV.1- RAYONNEMENT GLOBAL

Le rayonnement global est exprimé par :

$$G=I*\sin(h_s)+D$$

IV.1.1- Variation du rayonnement solaire

La figure IV.1 montre que l'évolution journalière du rayonnement global est symétriquement par rapport à midi.

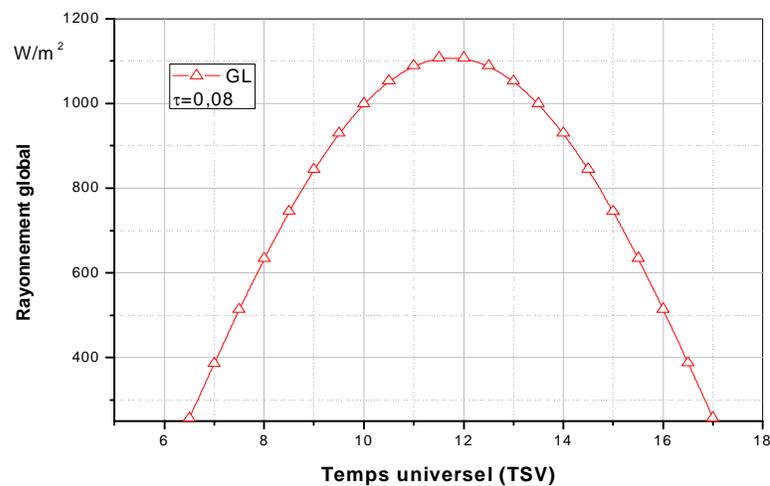


Figure IV.1- Evolution du rayonnement global en fonction du temps universel.

(28 juillet 1999)

IV.1.2- Influence de l'épaisseur optique des aérosols t_{ae}

Dans la figure IV.2 on a présenté l'évolution journalière (28 juillet 1999) du rayonnement global, sur la région de TAMANRASSET, pour des différentes valeurs de l'épaisseur optique des aérosols t_{ae} :

$t_{ae}=0.05$ valeur qui corresponde à un ciel bleu foncé, pur.

$t_{ae}=0.08$ valeur qui corresponde à un ciel bleu.

$t_{ae}=0.12$ valeur qui corresponde à un ciel bleu pale.

On remarque que le rayonnement global n'est pas beaucoup sensible à coefficient de trouble atmosphérique b d'Angstrom parce que les composantes du rayonnement global sont : le rayonnement direct normal projeté sur le plan horizontal et le rayonnement diffus. La première composante est influencée par l'atténuation due à la traversée de l'atmosphère, pour cela concernant les paramètres atmosphériques. Donc, le rayonnement direct diminue quand l'épaisseur optique des aérosols augmente [4]. Mais le rayonnement diffus est très sensible à l'épaisseur optique des aérosols, dont il augmente par l'augmentation de t_{ae} [4]. Telle que la partie perdue par le rayonnement direct est récupérée par le rayonnement diffus, pour cette raison les valeurs du rayonnement global ne varient pas suivant la variation de coefficient de l'épaisseur optique des aérosols.

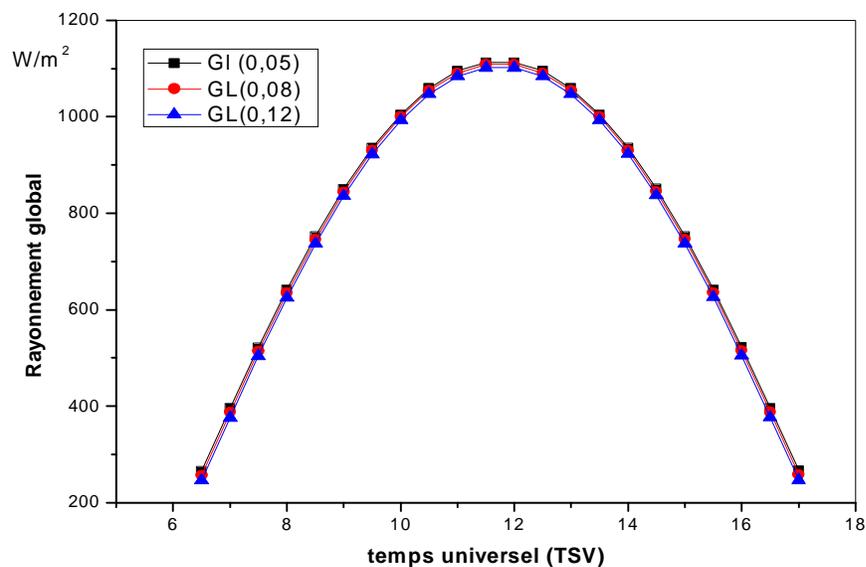


Figure IV.2- Evolution journalière (28 juillet 1999) du rayonnement global solaire au sol pour différentes épaisseurs optiques des aérosols.

IV.1.3- Comparaison entre le rayonnement global calculé avec les mesures et avec SMARTS2.9

Les résultats spécifiques de rayonnement global calculé à partir le modèle analytique pour le site de TAMANRASSET sont ensuite comparés avec des valeurs du rayonnement global mesuré à la station météorologique pendant l'année 1999. Les tableaux (IV.4, IV.5, IV.6, IV.7, IV.8, IV.9 et

IV.10) montrent les valeurs du rayonnement global mesurés et calculés et SMARTS2, pour les heures de 9h00, 10h00, 11h00, 12h00, 13h00, 14h00, 15h00 (temps universel). Sur les mêmes tableaux sont portées la valeur de l'erreur relative, entre les valeurs mesurées et les valeurs calculées, et les valeurs mesurées et les valeurs SMARTS2. La figure IV.3 montre l'évolution des deux séries (Bande large et SMARTS2) en fonction du quantième du jour.

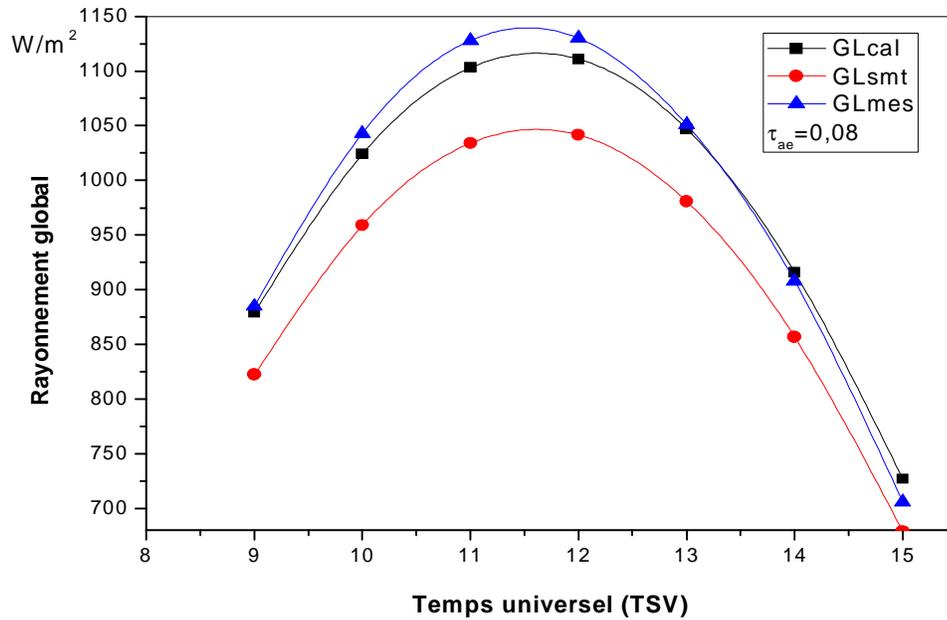


Figure IV.3- Rayonnement global mesuré et calculé
par les modèles analytique à bande large et spectral de SMARTS2.

IV.1.3.1- Comparaison entre les résultats calculé et mesuré

Les figures (IV.4, IV.5, IV.6) montrent la comparaison entre le rayonnement global mesuré et calcule analytique à bande large. Par cette comparaison, on trouve que le coefficient de corrélation est égal à 1 et l'erreur relative moyenne est très faible (voire le tableau IV.1). Cette faiblesse montre les résultats de calcul du rayonnement global obtenus par le modèle analytique sont très reliés à ceux mesurés dans la station de mesure de Tamanrasset.

T.S.V	9h00	10h00	11h00	12h00	13h00	14h00	15h00
Coefficient de corrélation	0.9814	0.9592	0.9554	0.9777	0.9849	0.9839	0.9852
Erreur relative (%)	3.1	3.0	3.0	2.6	2.1	2.5	3.8

Tableau IV.1- Coefficient de corrélation obtenu entre le rayonnement mesuré et calculé par le modèle analytique.

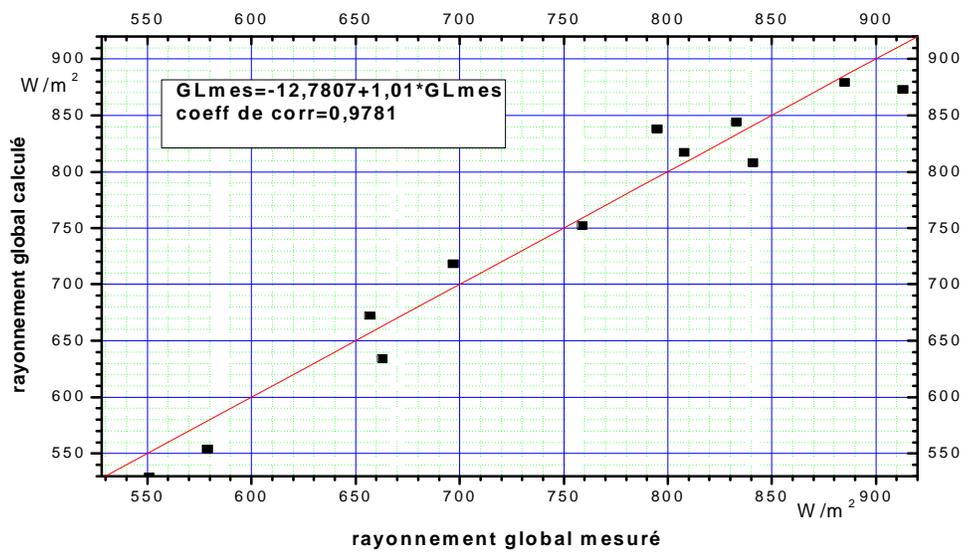


Figure IV.4 – Comparaison entre le rayonnement global mesuré et calculé par modèle analytique à 9h00 TU.

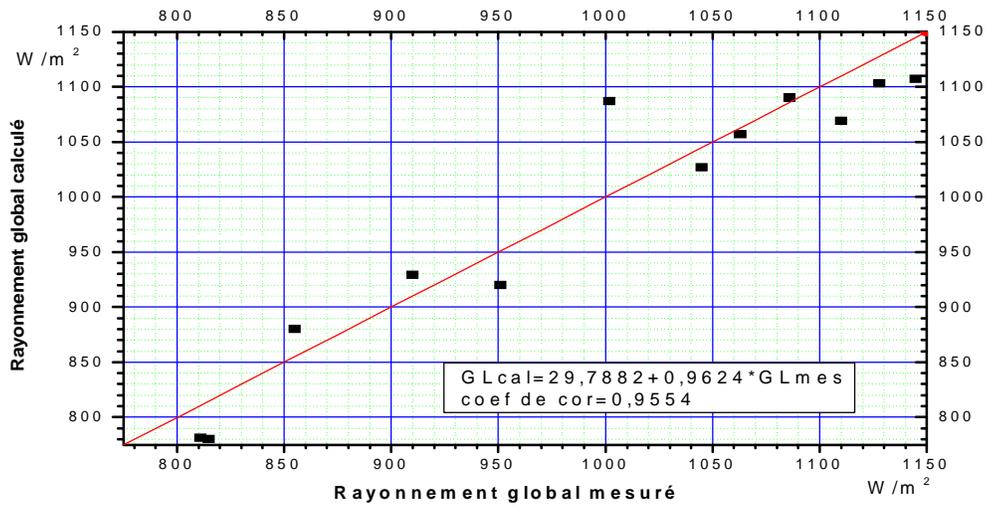


Figure IV.5- Comparaison entre le rayonnement global mesuré et calculé par modèle analytique à 11h00 TU.

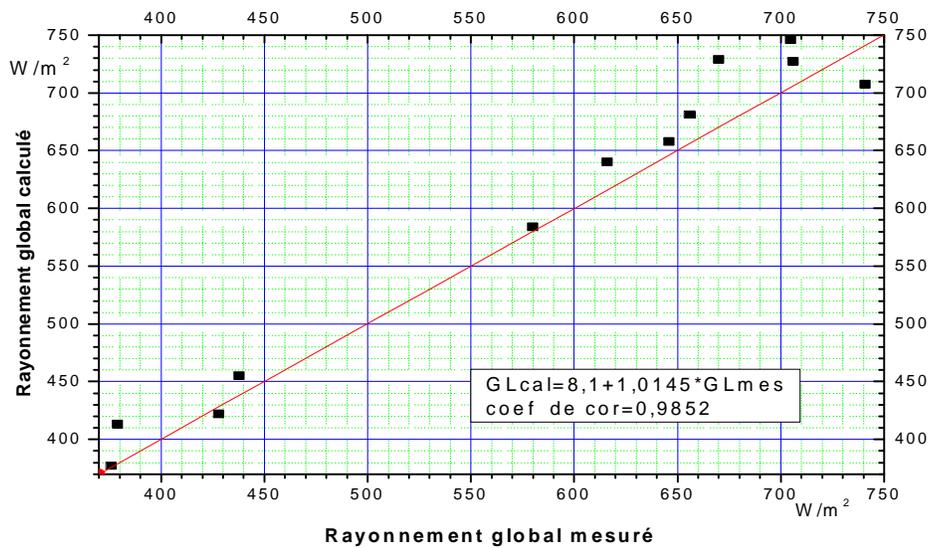


Figure IV.6- Comparaison entre le rayonnement global mesuré et calculé par modèle analytique à 15h00 TU.

✦ A 15h00 les valeurs de rayonnement global calculé, sont très rattachées aux valeurs mesurées, ce qui est montré par la figure IV.6. L'erreur relative moyenne entre les valeurs calculées et mesurées, est la plus basse comparée avec les autres de temps universel, elle est égale à 3.8 %. Le coefficient de corrélation est encore acceptable, il est égal à 0.9852, qui montre que la relation entre les deux séries est linéaire.

✦ A 11h00 on remarque qu'il y a aussi une surestimation du rayonnement global, la corrélation entre les deux séries est un peu perturbée ce qui est exprimé par la valeur du coefficient de corrélation qui est égale à 0.9554, mais cette perturbation est non considérable car l'erreur relative moyenne est égale à 3.0 % (voir figure IV.5). Plusieurs facteurs peuvent nous expliquer cette perturbation tels que la présence de la brume sèche, les propriétés optiques des aérosols et les propriétés relatives du sol.

IV.1.3.2- Comparaison entre les résultats de SMARTS2 et mesurés

Les figures IV.7 et IV.8 présentent la corrélation entre le rayonnement global mesuré et celui calculé par le modèle spectral de SMARTS2 au sol sur la région de TAMANRASSET à temps universel de 9h00 jusqu'à 15h00. On voit qu'il y a un bon accord entre les mesures et les calculs, cela est indiqué par les coefficients des corrélations élevés. (Voir tableau IV.2).

T.S.V	9h00	10h00	11h00	12h00	13h00	14h00	15h00
Coefficient de corrélation	0.9814	0.6602	0.9557	0.9777	0.9846	0.9852	0.9882
Erreur relative (%)	7.7	7.7	7.8	7.4	6.3	5.3	4.3

Tableau IV.2- Coefficient de corrélation obtenu entre le rayonnement mesuré et calculé par modèle spectral.

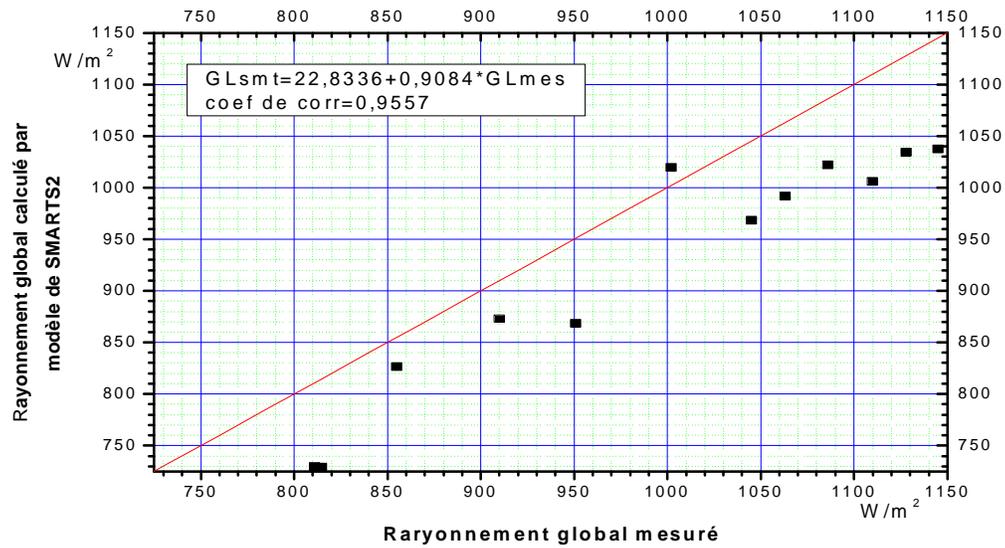


Figure IV.7- Comparaison entre le rayonnement global mesuré et calculé par modèle spectral de SMARTS à 11h00 TU.

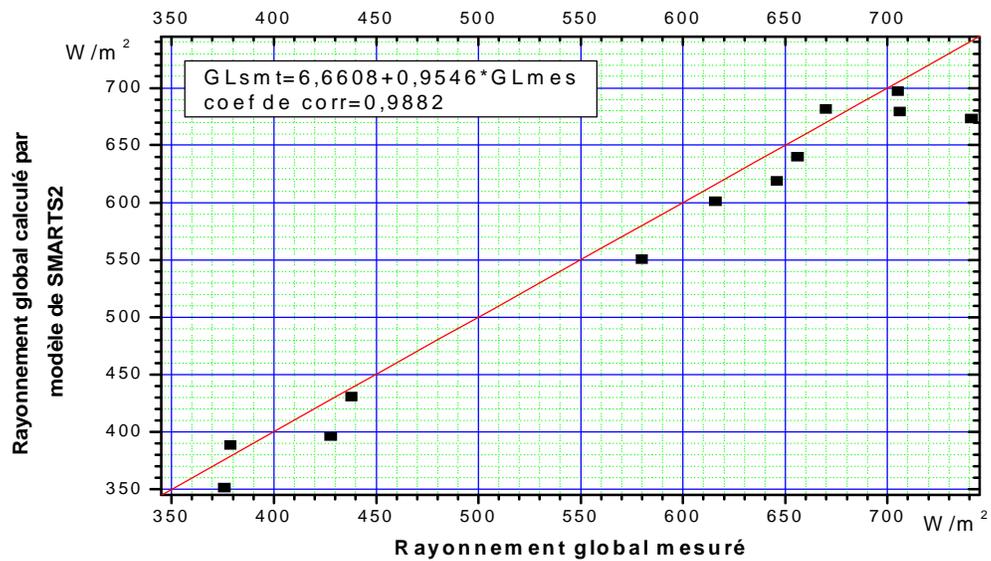


Figure IV.8- Comparaison entre le rayonnement global mesuré et calculé par modèle spectral de SMARTS à 15h00 TU.

IV.1.3.3- Comparaison entre les résultats de deux modèles

Pour valider les résultats, on va comparait les deux modèles du calcul (analytique à bande large avec spectral de SMARTS2 au sol).

Les figures (IV.9, IV.10, IV.11) et les tableaux (IV.1, IV.2, IV.3, IV.4, IV.5, IV.6, IV.7) présentent une régression linéaire entre les deux modèles de calcul à 9h00 jusqu'à 15h00 temps universel, le coefficient de corrélation et les erreurs relatives (voire tableau IV.3) ce qui indique que notre modèle simple et intégré sur tous les spectres donné les mêmes résultats que le modèle spectral au sol de SMARTS2.

T.S.V	9h00	10h00	11h00	12h00	13h00	14h00	15h00
Coefficient de corrélation	0.9996	0.7599	0.9998	0.9998	0.9999	0.9998	0.9996
Erreur relative (%)	6.6	6.8	6.7	6.6	6.6	6.7	6.3

Tableau IV.3- Coefficient de corrélation obtenu entre les modèles analytique et spectral.

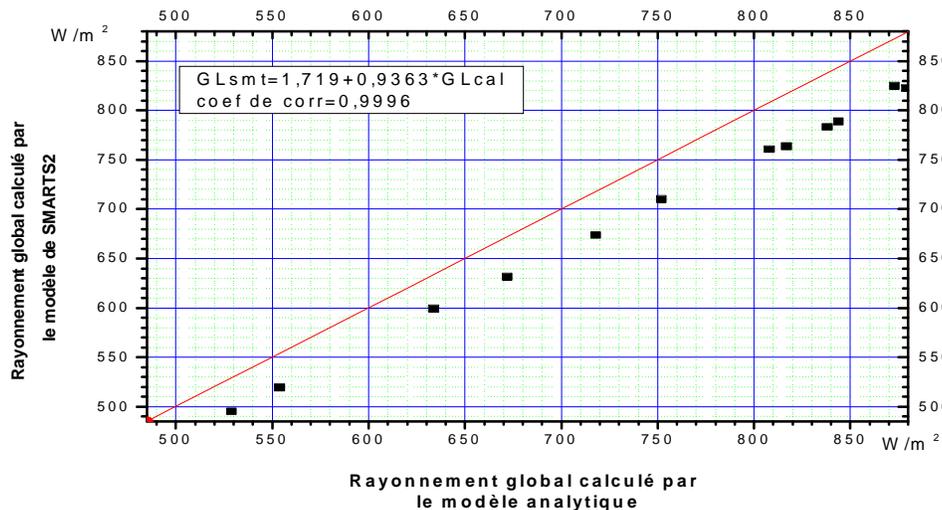


Figure IV.9- Comparaison entre le rayonnement global calculé par modèle analytique et calculé par le modèle spectral de SMARTS à 09h00 TU.

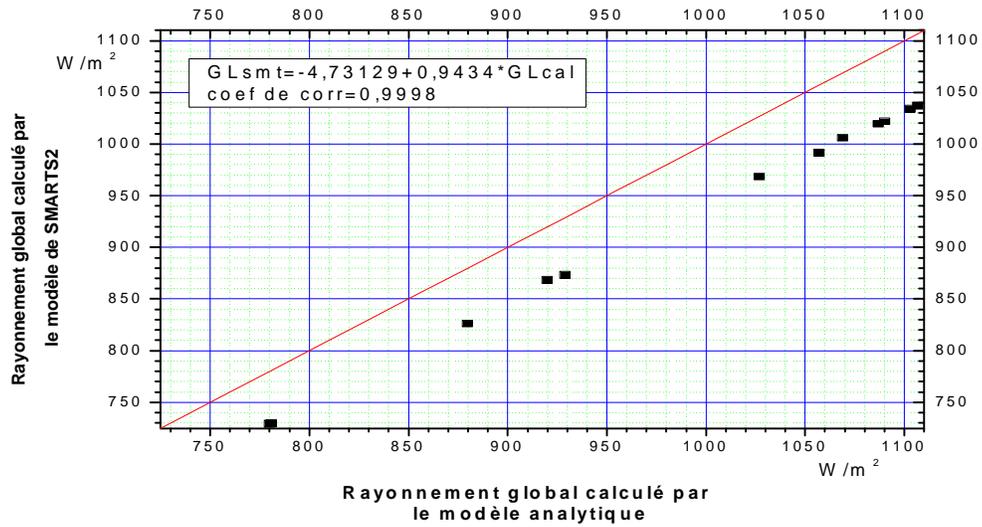


Figure IV.10- Comparaison entre le rayonnement global calculé par modèle analytique et calculé par le modèle spectral de SMARTS à 11h00 TU.

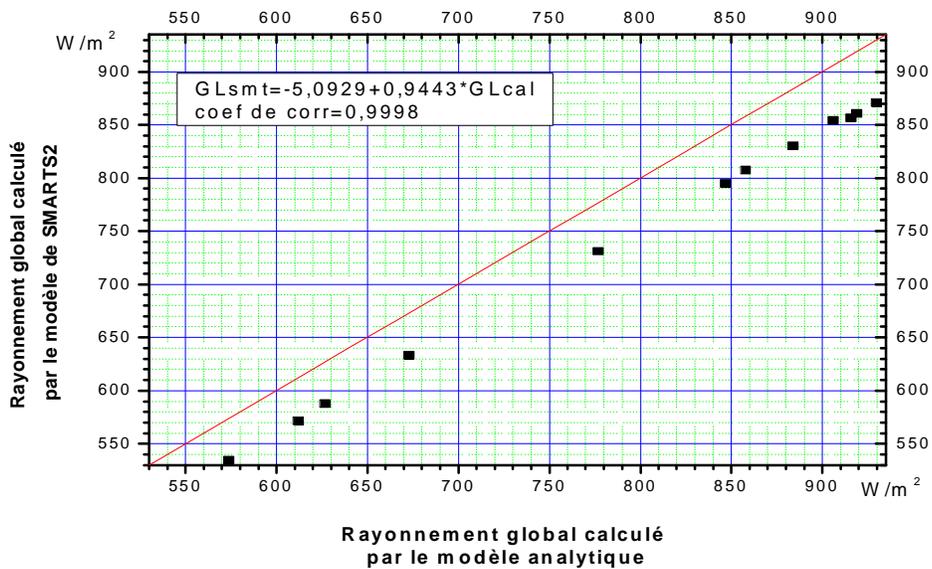


Figure IV.11- Comparaison entre le rayonnement global calculé par modèle analytique et calculé par le modèle spectral de SMARTS à 14h00 TU.

IV.2- LE COEFFICIENT DE REFLECTANCE BIDIRECTIONNELLE DU SOL

La réflectance est une caractéristique intrinsèque du matériau qui décrit le rapport du flux réémis par le matériau sur le flux incident.

IV.2.1- Coefficient de réflectance bidirectionnelle en fonction de temps universelle

Sur la figure IV.12 on a représenté le coefficient de réflectance bidirectionnelle $r_s(J_s, q_n, j)$ en fonction de temps universelle. Cette courbe montre que la valeur r_s est minimum à midi et une valeur maximum à 15h00, cela est due à la variation inverse du rayonnement global.

Sur la figure IV.13 on a représenté le coefficient de réflectance bidirectionnelle en fonction de temps universel pour les mois janvier, avril, juin. Dans ce dernier, nous remarquons qu'il y a un faible coefficient de réflectance par rapport aux mois de janvier et d'avril, par ce que les valeurs de rayonnement maximum à l'été, cela est due aux rayonnements solaires perpendiculaires sur la terre. Donc le coefficient de réflectance varie en fonction des saisons.

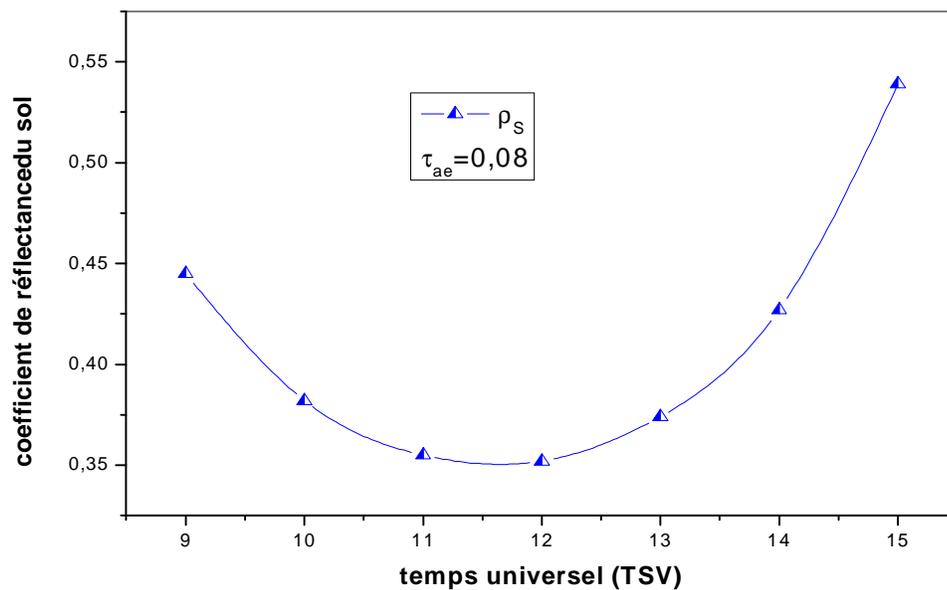


Figure IV.12- Variation horaire du coefficient de réflectance (01 Juin 1999)

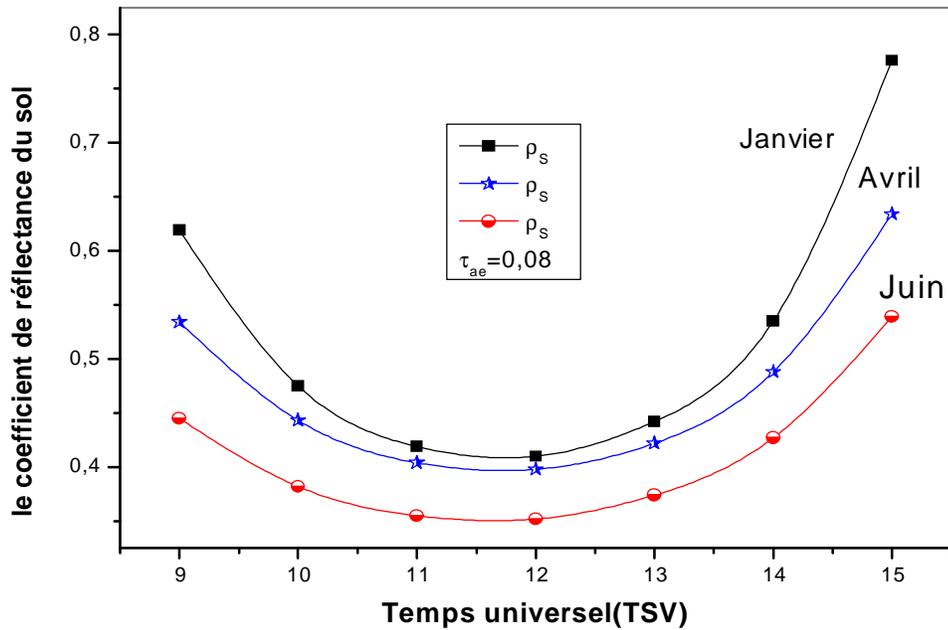


Figure IV.13- Le coefficient de réflectance bidirectionnelle en fonction de temps universel pour les mois janvier, avril, juin.

IV.2.2– Influence de l'épaisseur optique des aérosols

Dans la figure IV.14 on présente le coefficient de réflectance sur région de TAMANRASSET, pour des différentes valeurs de l'épaisseur optique des aérosols t_{ae} (évolution journalière de 01 juin 1999). On remarque que le réflectance augmente par l'augmentation de t_{ae} . Donc le calcul de la réflectance est sensible à t_{ae} , cela est due de la transmission dans la direction sol- satellite dépend par la variation de l'épaisseur optique des aérosols et la variation de transmittance avec le temps universel.

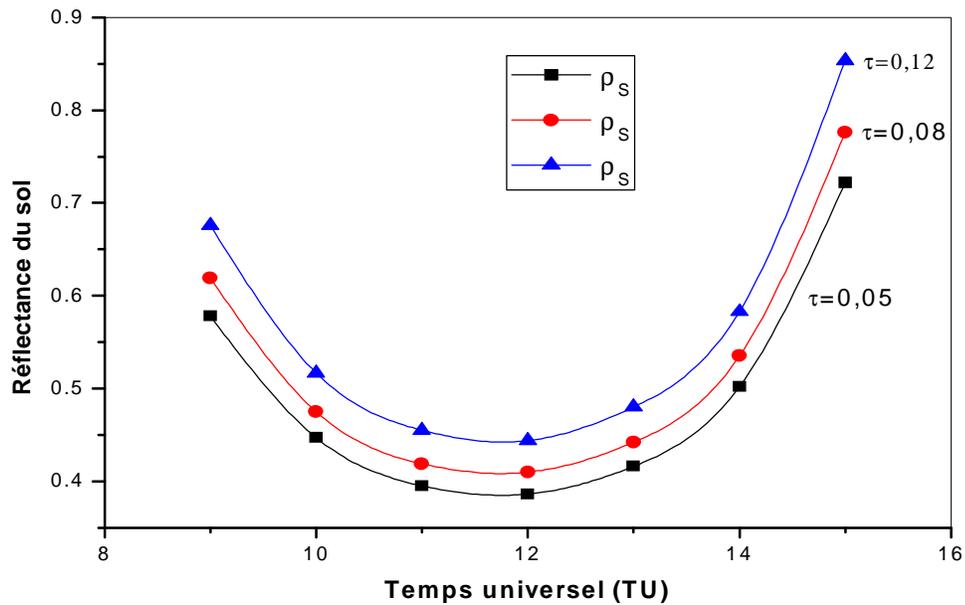


Figure IV.14 - Evolution du coefficient de réflectance au sol pour différentes épaisseurs optiques des aérosols.

IV.2.3- Evolution annuelle du coefficient de réflectance bidirectionnelle

La figure IV.15 représente le coefficient de réflexion en fonction du quantième du jour, on voit bien que l'évolution est la même pour toutes les mois, où on a un minimum aux mois d'été. On peut faire les observations suivantes:

- 12h00 les valeurs de réflectance du sol est minimum.
- 15h00 les valeurs de réflectance du sol est maximum.
- 11h00, 12h00 et 13h00 les valeurs de réflectance du sol est correspondant.

Cette variation des valeurs de ρ_s est due à des variations de rayonnement global. Il est au minimum à 15h00 et un maximum à 12h00 à cause de l'inclinaison du soleil par rapport à l'horizon.

Le coefficient de réflectance est un rapport entre le flux absorbé et le flux incident:

F 15h00 le coefficient de réflectance dans les mois hiver est 0,9 (90%), cela est due que la terre est absorbé 90% du rayonnement incident.

F 12h00 le coefficient de réflectance dans le mois hiver est 0,4 (40%), où le pourcentage d'absorption est 40% du rayonnement incident.

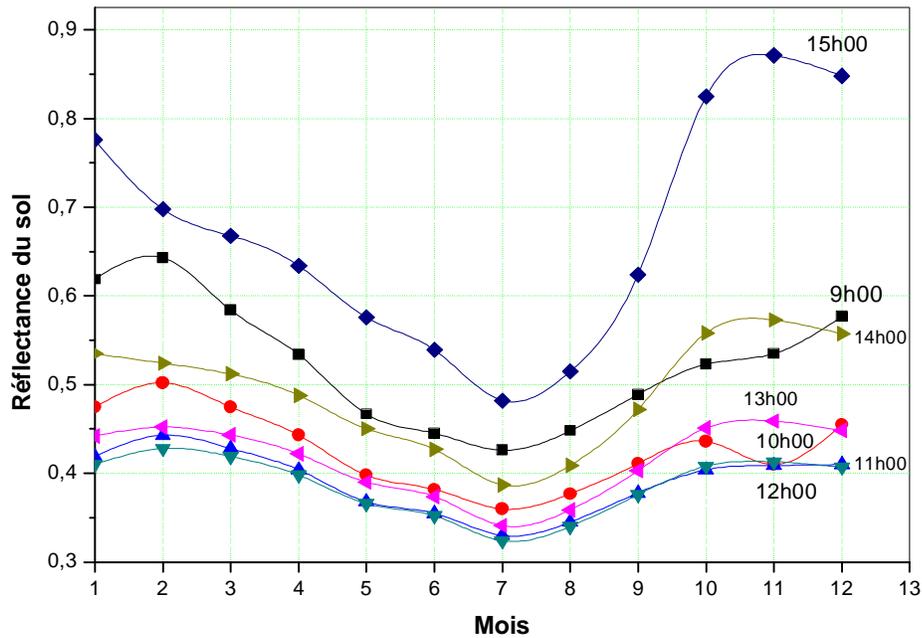
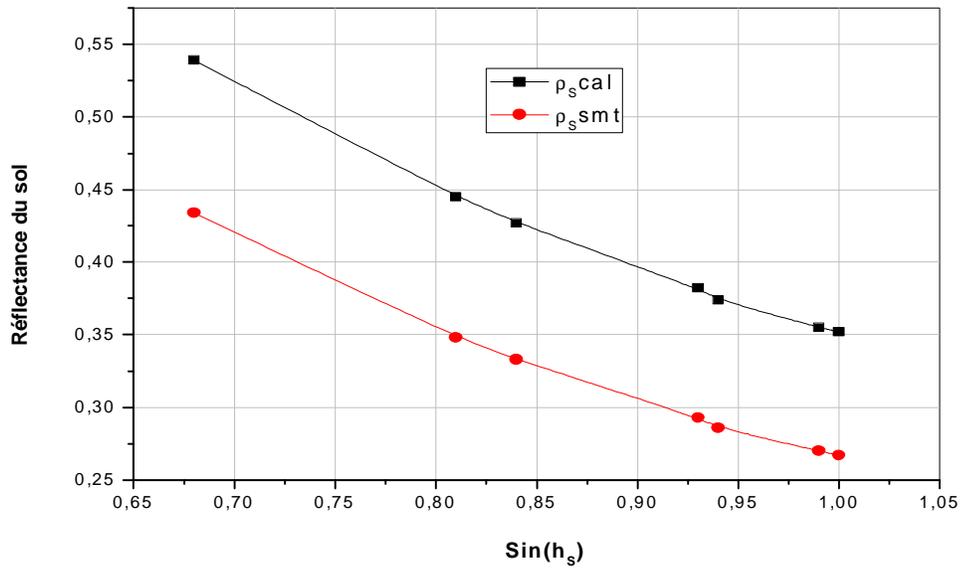


Figure IV.15- Evolution annuelle du coefficient de réflectance au sol calculé pour l'épaisseur optique des aérosols constant ($t_{ae} = 0.08$).

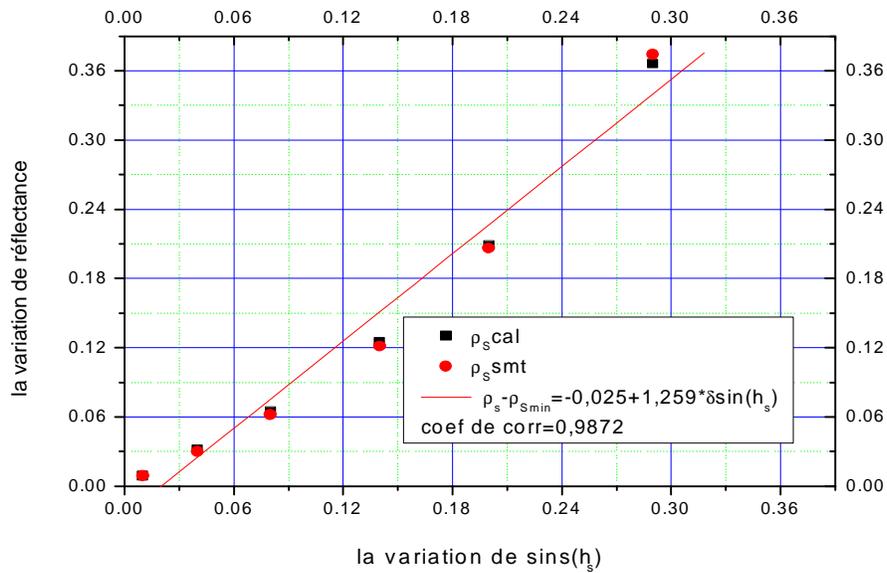
IV.2.4 – Effet de la hauteur angulaire du soleil sur le calcul de réflectance.

Sur la figure IV.16, on a représenté le coefficient de réflectance bidirectionnelle $r_s(q_s, q_n, j)$ en fonction de $\sin(h_s)$. Il apparaît une diminution de la $r_s(q_s, q_n, j)$ avec l'augmentation de $\sin(h_s)$, telle que les valeurs des réflectance du sol sont maximum pour l'heure d'après midi (14h00, 15h00), et des valeurs minimales à midi. Cela est dû à l'inclinaison du sol. Nos résultats sont similaires à ceux de Dickinson (1983) [39].

Par ailleurs, l'effet de la variation de $\sin(h_s)$ est nettement mis en évidence sur la figure IV.17, qui montre une relation linéaire entre la variation de $r_s(q_s, q_n, j)$ et la variation de $\sin(h_s)$, le coefficient de corrélation est $R=0.9872$.



FigureIV.16- Variation du coefficient de réflectance en fonction de sins (h_s)



FigureIV.17- Variation du coefficient de réflectance en fonction la variation de la hauteur solaire.

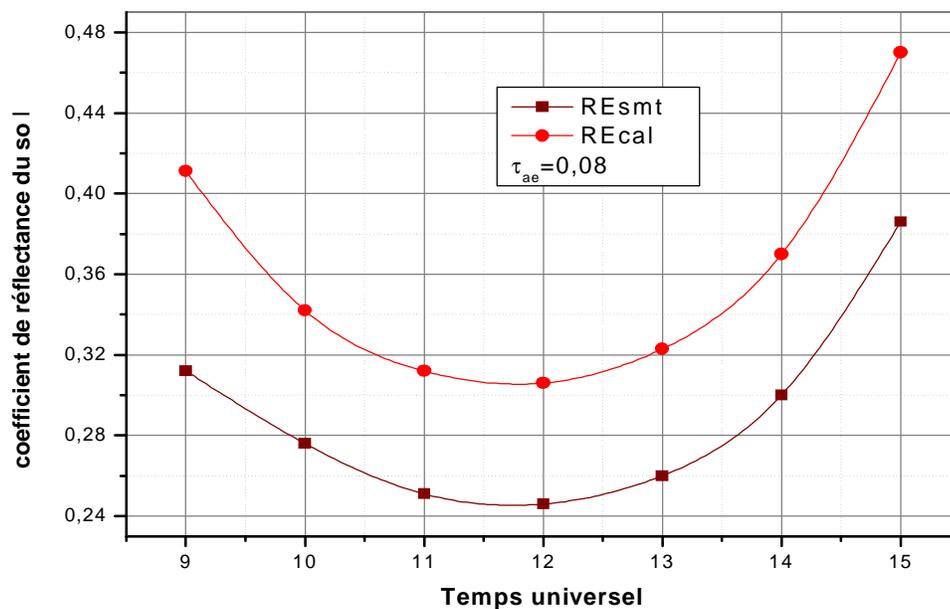
IV.2.5- Comparaison des résultats obtenues par les deux modèles

Le graphe présente dans la figure IV.18, montre la variation de coefficient de réflectance calculé par deux modèles analytique à bande large et spectral de SMARTS2 au sol en fonction de temps.

Sur la figure IV.18 on remarque la même variation des valeurs de coefficient de réflectance dans les deux modèles.

- à 15h00 le réflectance du sol maximum.
- à 12h00 le réflectance du sol minimum.

En outre, l'observation de cette courbe montre qu'il y a une petite différence entre les calculs obtenus par le modèle spectral de SMARTS2 et le modèle analytique de bande large est 2.4%, on peut dire que le calcul de r_s par le modèle de bande large est plus précis de model de SMARTS2.



FigureIV.18– Le coefficient de réflectance calculé par les modèles analytique à bande large et spectral de SMARTS2.

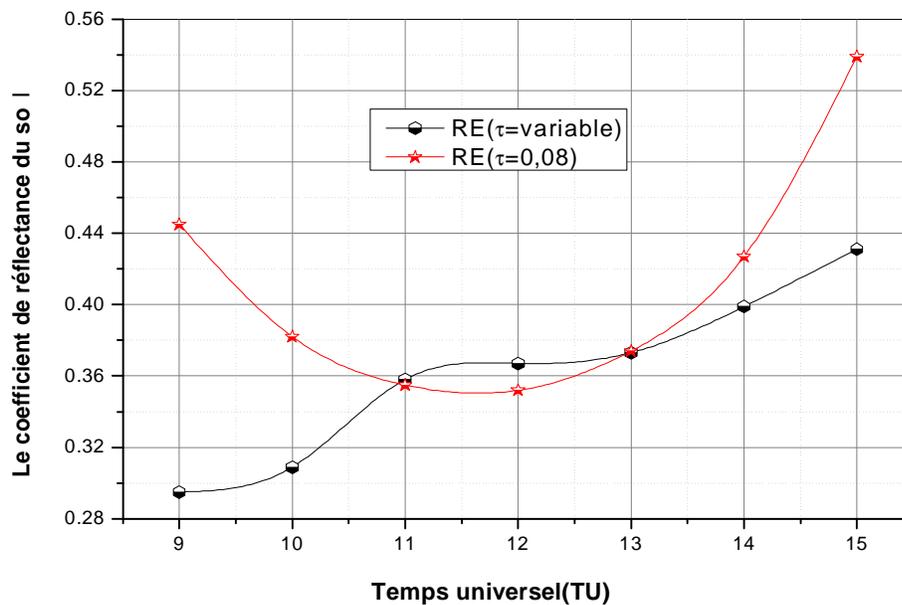
28 Juillet 1999

IV.3- EVOLUTION DE r_s AVEC t_{ae}

Nous présentons sur la figure IV.19 une comparaison des résultats numériques des réflectance avec l'épaisseur optique des aérosols constant d'une part et variable d'autre part. l'observation de courbe de la figure IV.19 présente qu'il existe une régression inverse entre les deux résultats avant 13h00, après 13h00 les deux valeurs sont varié de même sens et sont identiques en 11h00 et 13h00 parce que $t_{AE} = 0.08$.

Avec les deux courbes on peut conclure :

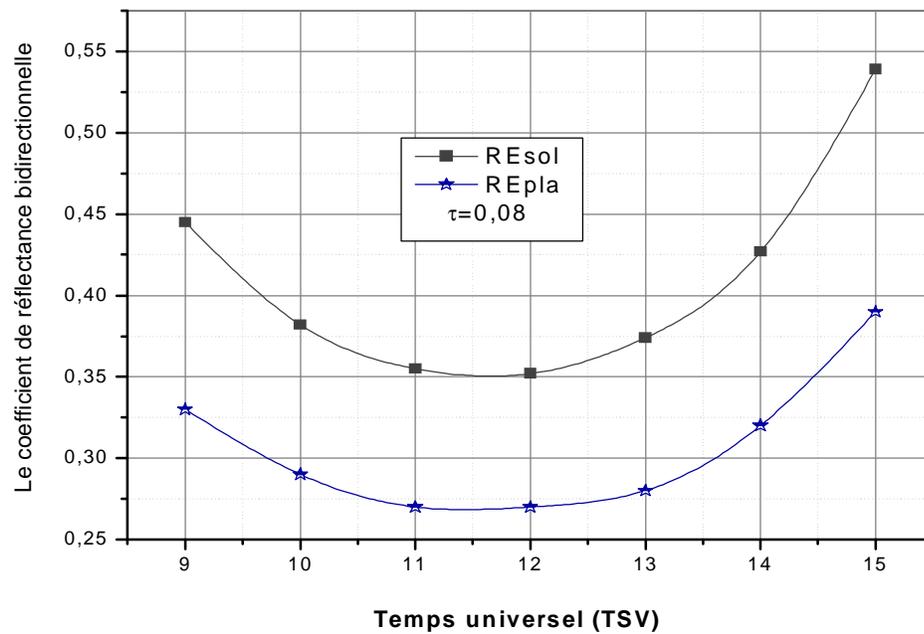
- ✚ si t_{AE} est variable, on peut pas différencier entre les caractéristiques de l'atmosphère et celle de la sol.
- ✚ Le coefficient de réflectance augmente avec l'épaisseur optique des aérosols.



FigureIV.19- Le coefficient de réflectance calculé pour l'épaisseur optique des aérosols constante et réelle (01 Juin 1999).

IV.4 – LE COEFFICIENT DE REFLECTANCE PLANETAIRE

La variation de coefficient de réflectance en fonction de temps universel et l'hauteur du solaire, pour le sol et les planètes est respectivement illustrée par les figures (IV.20). Ces figures sont représentées la variation de même sens de coefficient de réflectance du sol et de planète, telle que $r_s(q_s, q_n, j)$ est minimum à midi et maximum à 15h00. Les valeurs de réflectance du sol varient plus fortement avec le réflectance planétaire.



FigureIV.20 - Le coefficient de réflectance planétaire.

01 juin 1999

IV.5 –TABLEAUX DES RESULTATS

Mois	Jour	QJ	Sin(h _s)	Global mesuré (mes)	Global Calculé (Cal)	Global SMARTS2 (smt)	Erreur Relative% (mes-cal)	Erreur Relative% (mes-smt)	Erreur Relative% (cal-smt)
Janvier	5	5	0.5	551	529	495	4	11	7
Février	20	51	0.58	663	634	599	5	11	6
Mars	20	79	0.68	759	752	710	1	7	6
Avril	4	94	0.73	841	808	761	4	11	6
Mai	23	124	0.79	913	873	825	5	11	6
Juin	1	152	0.81	885	879	822	1	8	7
Juillet	28	209	0.78	833	844	789	1	6	7
Août	11	223	0.77	795	838	783	5	2	7
Septembre	11	254	0.75	808	817	764	1	6	7
Octobre	24	297	0.65	697	718	674	3	3	7
Novembre	6	310	0.61	657	672	631	2	4	6
Décembre	13	347	0.52	579	554	519	5	12	7

Tableau VI.4- Comparaison entre le rayonnement global calculé et mesuré.

À 9h00 temps universel.

Mois	Jour	QJ	Sin(h _s)	Global mesuré (mes)	Global Calculé (Cal)	Global SMARTS2 (smt)	Erreur Relative% (mes-cal)	Erreur Relative% (mes-smt)	Erreur Relative% (cal-smt)
Janvier	5	5	0.62	711	689	643	3	11	7
Février	20	51	0.72	842	812	766	4	10	6
Mars	20	79	0.82	938	925	873	1	7	6
Avril	4	94	0.86	1015	974	619	4	64	57
Mai	23	124	0.92	1062	1025	962	4	10	7
Juin	1	152	0.93	1043	1024	959	2	9	7
Juillet	28	209	0.91	993	1000	936	1	6	7
Août	11	223	0.9	915	996	933	8	2	7
Septembre	11	254	0.87	971	973	911	0	7	7
Octobre	24	297	0.76	840	861	808	2	4	7
Novembre	6	310	0.72	794	813	763	2	4	7
Décembre	13	347	0.63	734	702	656	5	12	7

Tableau VI.5- Comparaison entre le rayonnement global calculé et mesuré.

À 10h00 temps universel.

				Global	Global	Global	Erreur	Erreur	Erreur
--	--	--	--	--------	--------	--------	--------	--------	--------

Mois	Jour	QJ	Sin(h _s)	mesuré (mes)	Calculé (Cal)	SMARTS2 (smt)	Relative% (mes-cal)	Relative% (mes-smt)	Relative% (cal-smt)
Janvier	5	5	0.69	811	781	730	4	11	7
Février	20	51	0.8	951	920	868	3	10	6
Mars	20	79	0.9	1045	1027	968	2	8	6
Avril	4	94	0.94	1110	1069	1006	4	10	6
Mai	23	124	0.98	1145	1107	1037	3	10	7
Juin	1	152	0.99	1128	1103	1034	2	9	7
Juillet	28	209	0.98	1086	1090	1022	0	6	7
Août	11	223	0.98	1002	1087	1020	8	2	7
Septembre	11	254	0.94	1063	1057	992	1	7	7
Octobre	24	297	0.82	910	929	873	2	4	6
Novembre	6	310	0.78	855	880	826	3	4	7
Décembre	13	347	0.69	815	780	729	4	12	7

Tableau VI.6- Comparaison entre le rayonnement global calculé et mesuré.

À 11h00 temps universel.

Mois	Jour	QJ	Sin(h _s)	Global mesuré (mes)	Global Calculé (Cal)	Global SMARTS2 (smt)	Erreur Relative% (mes-cal)	Erreur Relative% (mes-smt)	Erreur Relative% (cal-smt)
Janvier	5	5	0.7	828	799	746	4	11	7
Février	20	51	0.83	977	951	897	3	9	6
Mars	20	79	0.91	1067	1050	989	2	8	6
Avril	4	94	0.95	1118	1085	1021	3	10	6
Mai	23	124	0.99	1151	1114	1044	3	10	7
Juin	1	152	1	1130	1111	1042	2	8	7
Juillet	28	209	1	1100	1108	1040	1	6	7
Août	11	223	0.99	1061	1105	1036	4	2	7
Septembre	11	254	0.94	1070	1063	999	1	7	6
Octobre	24	297	0.81	901	920	864	2	4	6
Novembre	6	310	0.77	841	871	817	3	3	7
Décembre	13	347	0.69	810	785	732	3	11	7

Tableau VI.7- Comparaison entre le rayonnement global calculé et mesuré.

À 12h00 temps universel.

Mois	Jour	QJ	Sin(h _s)	Global mesuré	Global Calculé	Global SMARTS2	Erreur Relative%	Erreur Relative%	Erreur Relative%
------	------	----	----------------------	---------------	----------------	----------------	------------------	------------------	------------------

				(mes)	(Cal)	(smt)	(mes-cal)	(mes-smt)	(cal-smt)
Janvier	5	5	0.66	918	902	850	2	8	6
Février	20	51	0.79	1002	992	934	1	7	6
Mars	20	79	0.87	1038	1022	961	2	8	6
Avril	4	94	0.9	1084	1045	981	4	10	7
Mai	23	124	0.93	1051	1047	981	0	7	7
Juin	1	152	0.94	1026	1054	988	3	4	7
Juillet	28	209	0.95	1011	1047	982	3	3	7
Août	11	223	0.94	990	992	931	0	6	7
Septembre	11	254	0.89	812	832	782	2	4	6
Octobre	24	297	0.74	750	784	735	4	2	7
Novembre	6	310	0.7	727	714	665	2	9	7
Décembre	13	347	0.64	918	902	850	2	8	6

Tableau VI.8- Comparaison entre le rayonnement global calculé et mesuré.

À 13h00 temps universel.

Mois	Jour	QJ	Sin(hs)	Global mesuré (mes)	Global Calculé (Cal)	Global SMARTS2 (smt)	Erreur Relative% (mes-cal)	Erreur Relative% (mes-smt)	Erreur Relative% (cal-smt)
Janvier	5	5	0.56	622	612	572	2	9	7
Février	20	51	0.69	780	777	731	0	7	6
Mars	20	79	0.76	856	858	807	0	6	6
Avril	4	94	0.79	876	884	830	1	6	7
Mai	23	124	0.82	947	906	854	5	11	6
Juin	1	152	0.84	908	916	857	1	6	7
Juillet	28	209	0.85	892	930	871	4	2	7
Août	11	223	0.84	873	919	860	5	2	7
Septembre	11	254	0.77	830	847	795	2	4	7
Octobre	24	297	0.62	652	673	633	3	3	6
Novembre	6	310	0.58	589	627	588	6	0	7
Décembre	13	347	0.53	578	574	534	1	8	7

Tableau VI.9- Comparaison entre le rayonnement global calculé et mesuré.

À 14h00 temps universel.

Mois	Jour	QJ	Sin(hs)	Global mesuré (mes)	Global Calculé (Cal)	Global SMARTS2 (smt)	Erreur Relative% (mes-cal)	Erreur Relative% (mes-smt)	Erreur Relative% (cal-smt)
------	------	----	---------	---------------------	----------------------	----------------------	----------------------------	----------------------------	----------------------------

Janvier	5	5	0.41	428	422	396	1	8	7
Février	20	51	0.54	580	584	550	1	5	6
Mars	20	79	0.61	646	658	619	2	4	6
Avril	4	94	0.63	656	681	640	4	3	6
Mai	23	124	0,66	741	707	673	5	10	5
Juin	1	152	0.68	706	727	680	3	4	7
Juillet	28	209	0.7	705	746	697	5	1	7
Août	11	223	0.68	670	729	682	8	2	7
Septembre	11	254	0.6	616	640	601	4	2	6
Octobre	24	297	0.45	438	455	431	4	2	6
Novembre	6	310	0.41	379	413	389	8	3	6
Décembre	13	347	0.38	376	377	351	0	7	7

Tableau VI.10- Comparaison entre le rayonnement global calculé et mesuré.
À 15h00 temps universel.

Mois	Jour	QJ	Sin (h _s)	Réflectance calculé $r_{S(cal)}$	Réflectance SMARTS2 $r_{S(smt)}$
------	------	----	-----------------------	----------------------------------------	----------------------------------------

Janvier	5	5	0.5	0.619	0.534
Février	20	51	0.58	0.643	0.527
Mars	20	79	0.68	0.584	0.465
Avril	4	94	0.73	0.534	0.421
Mai	23	124	0.79	0.467	0.362
Juin	1	152	0.81	0.445	0.348
Juillet	28	209	0.78	0.426	0.312
Août	11	223	0.77	0.448	0.353
Septembre	11	254	0.75	0.489	0.388
Octobre	24	297	0.65	0.523	0.423
Novembre	6	310	0.61	0.535	0.437
Décembre	13	347	0.52	0.577	0.491

Tableau VI.11- Comparaison entre les coefficients de réflectance calculé et SMARTS2.

À 9h00 temps universel.

Mois	Jour	QJ	Sin (h_s)	Réflectance calculé $r_{S(cal)}$	Réflectance SMARTS2 $r_{S(smt)}$
Janvier	5	5	0.62	0.475	0.39
Février	20	51	0.72	0.502	0.396
Mars	20	79	0.82	0.475	0.367
Avril	4	94	0.86	0.443	0.341
Mai	23	124	0.92	0.398	0.304
Juin	1	152	0.93	0.382	0.293
Juillet	28	209	0.91	0.36	0.276
Août	11	223	0.9	0.377	0.29
Septembre	11	254	0.87	0.411	0.317
Octobre	24	297	0.76	0.436	0.343
Novembre	6	310	0.72	0.41	0.351
Décembre	13	347	0.63	0.455	0.372

Tableau VI.12- Comparaison entre les coefficients de Réflectance calculé et SMARTS2.

À 10h00 temps universel.

Mois	Jour	QJ	Sin (h_s)	Réflectance calculé $r_{S(cal)}$	Réflectance SMARTS2 $r_{S(smt)}$
Janvier	5	5	0.69	0.419	0.337

Février	20	51	0.8	0.443	0.343
Mars	20	79	0.9	0.428	0.327
Avril	4	94	0.94	0.404	0.307
Mai	23	124	0.98	0.368	0.28
Juin	1	152	0.99	0.355	0.27
Juillet	28	209	0.98	0.33	0.251
Août	11	223	0.98	0.345	0.263
Septembre	11	254	0.94	0.378	0.289
Octobre	24	297	0.82	0.404	0.314
Novembre	6	310	0.78	0.409	0.32
Décembre	13	347	0.69	0.41	0.329

Tableau VI.13- Comparaison entre les coefficients de Réflectance calculé et SMARTS2.

À 11h00 temps universel.

Mois	Jour	QJ	Sin (h_s)	Réflectance calculé $r_{S(cal)}$	Réflectance SMARTS2 $r_{S(smt)}$
Janvier	5	5	0.7	0.41	0.328
Février	20	51	0.83	0.428	0.331
Mars	20	79	0.91	0.419	0.319
Avril	4	94	0.95	0.398	0.302
Mai	23	124	0.99	0.366	0.278
Juin	1	152	1	0.352	0.267
Juillet	28	209	1	0.324	0.246
Août	11	223	0.99	0.34	0.258
Septembre	11	254	0.94	0.376	0.286
Octobre	24	297	0.81	0,408	0.318
Novembre	6	310	0.77	0.413	0.324
Décembre	13	347	0.69	0.407	0.328

Tableau VI.14- Comparaison entre les coefficients de Réflectance calculé et SMARTS2.

À 12h00 temps universel.

Mois	Jour	QJ	Sin (h_s)	Réflectance calculé $r_{S(cal)}$	Réflectance SMARTS2 $r_{S(smt)}$
Janvier	5	5	0.66	0.442	0.358
Février	20	51	0.79	0.452	0.352

Mars	20	79	0.87	0.443	0.34
Avril	4	94	0.9	0.422	0.323
Mai	23	124	0.93	0.39	0.298
Juin	1	152	0.94	0.374	0.286
Juillet	28	209	0.95	0.341	0.26
Août	11	223	0.94	0.359	0.274
Septembre	11	254	0.89	0.403	0.31
Octobre	24	297	0.74	0.451	0.356
Novembre	6	310	0.7	0.459	0.366
Décembre	13	347	0.64	0.448	0.366

Tableau VI.15- Comparaison entre les coefficients de Réflectance calculé et SMARTS2.

À 13h00 temps universel.

Mois	Jour	QJ	Sin (h_s)	Réflectance calculé $r_{S(cal)}$	Réflectance SMARTS2 $r_{S(smt)}$
Janvier	5	5	0.56	0.535	0.449
Février	20	51	0.69	0.524	0.418
Mars	20	79	0.76	0.512	0.401
Avril	4	94	0.79	0.488	0.381
Mai	23	124	0.82	0.45	0.347
Juin	1	152	0.84	0.427	0.333
Juillet	28	209	0.85	0.387	0.3
Août	11	223	0.84	0.409	0.318
Septembre	11	254	0.77	0.472	0.37
Octobre	24	297	0.62	0.558	0.454
Novembre	6	310	0.58	0.573	0.475
Décembre	13	347	0.53	0.557	0.475

Tableau VI.16- Comparaison entre les coefficients de Réflectance calculé et SMARTS2.

À 14h00 temps universel.

Mois	Jour	QJ	Sin (h_s)	Réflectance calculé $r_{S(cal)}$	Réflectance SMARTS2 $r_{S(smt)}$
Janvier	5	5	0.41	0.776	0.702
Février	20	51	0.54	0.698	0.583

Mars	20	79	0.61	0.668	0.546
Avril	4	94	0.63	0.634	0.515
Mai	23	124	0,66	0.576	0.456
Juin	1	152	0.68	0.539	0.434
Juillet	28	209	0.7	0.482	0.386
Août	11	223	0.68	0.515	0.318
Septembre	11	254	0.6	0.624	0.511
Octobre	24	297	0.45	0.825	0.721
Novembre	6	310	0.41	0.871	0.785
Décembre	13	347	0.38	0.848	0.796

Tableau VI.17- Comparaison entre les coefficients de Réflectance calculé et SMARTS2.

À 15h00 temps universel.

Conclusion

Le Travail présenté dans ce mémoire concerne l'étude des variations du coefficient de réflectance bidirectionnelle à l'aide de deux modèles de transfert radiatif et l'imagerie satellitaire. Nous avons sélectionnées des jours clairs sans nuages de l'année 1999 dont nous disposons 7 images par jours.

Le signal mesuré par le capteur du canal visible de METEOSAT représente le rayonnement réfléchi par l'ensemble sol- atmosphère et où il est difficile de séparer la contribution de l'atmosphère de celle du sol sans faire de d'hypothèses supplémentaires. Les mesures au sol du coefficient de réflectance bidirectionnelle montrent que la hauteur angulaire du soleil à une influence notable ; pour le même point de surface, nous avons une forte valeur de réflectance le matin et une valeur minimal à midi solaire vrai. Dans notre hypothèse, nous avons considérés que la valeur minimale de la réflectance correspond à la vraie valeur caractéristique de la surface du sol. Pour la même journée, nous avons considérés l'état de l'atmosphère reste inchangé et la valeur de référence de l'épaisseur optique des aérosols est de l'ordre de 0,08. Cette valeur correspond au cas d'un ciel pur. Nous avons calculés l'évolution journalière de la réflectance à l'aide du modèle spectral SMARTS2.9 et avec un modèle analytique à bande large. Le calcul des variations de la réflectance par rapport à la valeur minimale en fonction du sinus de la hauteur angulaire du soleil, la relation est linéaire et le coefficient de corrélation est d'à 0.9872.

Cette méthode est intéressante pour l'estimation du rayonnement solaire au sol, mais elle reste insuffisante pour les études des changements de l'état de surface, tel que dans le cas de la désertification parce que dans ce cas la réponse de la surface à l'excitation du rayonnement dépend de la longueur d'onde.

Annexe A

Les satellites

Les satellites

Dans cette annexe nous décrivons les caractéristiques des satellites étude des mouvements des corps dans l'espace et détermination des caractéristiques orbitales.

Un satellite géostationnaire est un satellite artificiel qui se trouve sur une orbite géostationnaire située à 35786 Km d'altitude. Sur cette orbite possède une période de révolution très exactement égale à la période de rotation de la terre, il paraît immobile par rapport à un point de référence à la surface de la terre, c'est-à-dire reste toujours à la verticale du même

point sur terre, cette propriété est utilisée pour en faire des satellites d'observation, de télécommunication, ou bien de télédiffusion. Pour respecter cette propriété, un satellite géostationnaire se situe forcément dans le plan de l'équateur.

A.1- LES SATELLITES

A.1.1- définition

La plupart des satellites météorologiques sont équipés des radiomètres à haute résolution qui permettent de mesurer en quelques microsecondes la puissance électromagnétique provenant d'un point de la surface terrestre. Aussi, grâce aux techniques spatiales, il est maintenant devenu possible d'observer en une seule prise de vue toute la région de la terre pour en déduire les caractéristiques du sol ou mieux suivre l'état de l'atmosphère. Les premiers satellites d'observation météorologique sont les satellites GOES lancés aux états unis d'Amérique par la NOAA (National Océan and Atmosphère Administration) et les satellites METEOR lancés par l'ex-URSS. Puis, il y eut le lancement de toute une série de satellites pour observer l'atmosphère et l'évolution du climat.

A.1.2- caractéristiques orbitales

L'orbite géostationnaire est une orbite circulaire, située dans le plan de l'équateur, à près de 36 000 km d'altitude. Le satellite est injecté sur une orbite elliptique dite de transfert géostationnaire, qu'il décrit de manière spontanée ; l'apogée est proche de l'altitude définitive et le périégée à environ 200 km d'altitude. L'orbite est ensuite progressivement circularisée grâce à 3 ou 4 poussées du moteur d'apogée, mis à feu lors de passages du satellite à l'apogée.

L'orbite géostationnaire est une orbite géosynchrone qui a une inclinaison et une excentricité nulle.

A.1.2.1 – géométrie de l'orbite

L'orbite théorique d'un satellite est une fermée dans l'espace obtenue après positionnement adéquat du satellite par le lanceur. Ses caractéristiques géométriques se définissent à l'aide des paramètres suivants :

- Altitudes du périégée et de l'apogée précisent l'excentricité de l'ellipse. leurs valeurs sont fixées par le type de mission envisagée, de l'apogée à 36100 km et l'altitude périégée à 35669 km
- L'inclinaison, i est l'angle défini par l'intersection du plan orbital et du plan équatorial terrestre (figure I.1), cette intersection se fait selon la ligne des nœuds, NN' , compte tenu du sens de parcours de l'orbite, N est le nœud ascendant et N' le nœud descendant. Par convention, l'angle d'inclinaison s'exprime ainsi que la projection du mouvement satellitaires sur le palan équatorial serait décrite dans le sens direct pour un observateur situé au pôle nord. Si l'angle i est compris entre 90° et 180° , pour le même observateur, la projection de l'orbite semblerait être directe dans le sens rétrograde (sens de pour des aiguilles d'une montre).

Pour les orbites circulaires, l'angle d'inclinaison détermine les limites en latitude de la surface du globe survolées par le satellite.

- ✓ Si l'orbite est directe ($i \leq 90^\circ$), la zone s'étend entre les parallèles i Nord et sud.
- ✓ Si l'orbite est rétrograde ($90^\circ \leq i \leq 180^\circ$), la zone survolée s'entend entre les parallèles $180^\circ(i$ Nord et sud)
- ✓ Le survol des pôles impose une inclinaison $i=90^\circ$

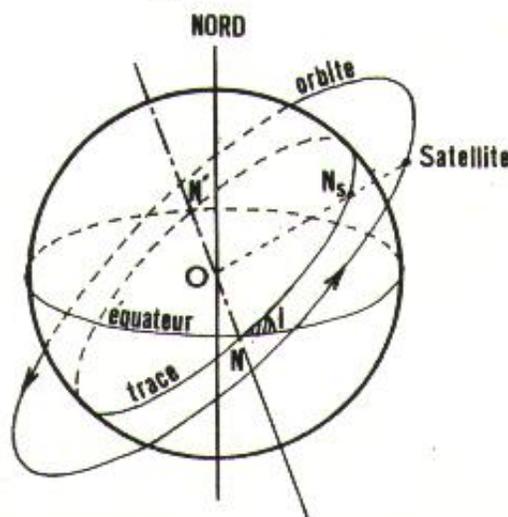


Figure A.1- géométrie orbitale

N : nœud ascendant

N' : nœud descendant

N_s : nadir du satellite

I : inclinaison ; l'orbite représentée ci-contre est directe ($i=45^\circ$)

A.1.2.2- période de révolution

Ainsi que l'exprime la troisième loi de Kepler (voir A.2), période de révolution orbitale et géométrique de l'orbite sont liées. Les satellites décrivant une orbite basse quasi-circulaire effectuent des révolutions à 2 h 30 minutes à 2 heures [1]. Par contre les orbites très excentriques demandent un temps très long pour être entièrement décrites.

A.1.2.3- Satellites géostationnaires

Les satellites géostationnaires évoluent dans le plan équatorial (inclinaison nulle = 0). De plus, ils apparaissent immobiles à un observateur terrestre. En fait ils sont animés d'un mouvement circulaire qui dans le référentiel géocentrique présente une vitesse angulaire égale à celle de la terre. L'orbite géostationnaire est très particulière. La période de rotation de la terre étant égale à 86164 s (jour sidéral) [1], le rayon de l'orbite géostationnaire peut être déduit de la troisième loi de Kepler

$$\frac{R^3}{T^2} = \frac{G \cdot m_T}{4 \cdot p^2} \quad \Rightarrow \quad R = \sqrt[3]{\frac{G \cdot m_T \cdot T^2}{4 \cdot p^2}}$$

Avec :

R : rayon de l'orbite

G : constante de gravitation

m_T : masse de la terre = $5.98 \cdot 10^{24}$ Kg

T : la période de révolution

Le rayon de la terre ayant pour valeur 6378 Km, l'altitude d'un satellite géostationnaire est de 35786 Km

A.1.2.4- Durée de maintien d'un satellite en orbite

Toute orbite tend inéluctablement à se dégrader et la durée de maintien du satellite sur celle-ci dépend de deux facteurs principaux :

- ◆ L'altitude du périhélie détermine le niveau maximum du freinage au périhélie entraîne un abaissement de l'apogée. Une baisse de vitesse au passage au périhélie entraîne un abaissement de l'apogée. L'orbite tend alors à se circulariser selon une trajectoire de faible rayon et le freinage atmosphérique s'accroît encore.
- ◆ Les réserves propres du satellite lui assurent une autonomie plus ou moins longue pour les corrections de trajectoire.

Les satellites en orbite très basse (200 km) ont une durée de vie très limitée. Ainsi les satellites soviétiques COSMOS présentant ces caractéristiques orbitales sont récupérés au bout de 2 ou 3

semaines les satellites LANDSAT, évoluant à 912 km d'altitude, ont une espérance de vie de plusieurs siècles, mais l'expérience montre que la durée d'exploitation pratique se limite à quelques années. Quant aux satellites géostationnaires (METEOSAT), soumis à un freinage atmosphérique inexistant, on estime que leur espérance de vie pourrait être de l'ordre du million d'années.

A.2- CLASSIFICATION DES OBSERVATIONS SATELLITAIRES

Que ce soit dans le visible ou dans l'infrarouge, les images obtenues se présentent sous forme de matrices de nombres entiers. Chacun de ces chiffres représente le compte numérique CN associé à la luminance du pixel correspondant. Comme les images METEOSAT sont codées à huit bits, l'échelle des comptes numérique varie linéairement de 0 à 255. Le tableau (A.1) donne grossièrement la répartition des comptes numériques en fonction du type de sol ou des nuages observés.

		INFRAROUGE		
V I S I B L E	0			
	↓	Nuage élevé (froid)	Nuage bas	Sol peu réfléchissant
	↓	Nuage élevé et opaque	Nuage bas et opaque	Sol aride
	255	Neige	Neige	Brume

Tableau A.1- Classification des principaux éléments de l'environnement terrestre à partir des observations satellitaires.

De façon générale, les nuages apparaissent comme étant des corps brillants car leur réflectance est très forte dans le visible et comme étant froids puisque leur émittance est faible en infrarouge. Par suite, la détection des nuages au-dessus de certains types de sol pose alors un problème. Ainsi, un cirrus au dessus d'un sol aride est très difficilement repérable sur une image

satellites et lorsque le sol est couvert de neige, il devient pratiquement impossible d'observer les nuages sur de telles images.

Dans cette annexe en conclu suivant:

- **La plupart des satellites d'observation de la terre décrivent une trajectoire elliptique de très faible excentricité.**
- **L'ellipse n'est pas parcourue à une vitesse linéaire constante par le satellite. Dans un temps donné, c'est la surface balayée par le rayon vecteur joignant le satellite à la terre qui constante.**
- **Pour déterminé le mouvement d'un satellite artificiel il faut dictées les caractéristique orbitales de satellite par les lois de Kepler.**

Annexe B

Calcul de la hauteur du soleil

Calcul de la hauteur du soleil

Nous rappelons ici les définitions des coordonnées géographiques, des coordonnées équatoriales et horizontales d'un point sur la terre.

La ressource de base la plus importante pour les potentiels énergétiques renouvelables est l'énergie solaire, c'est le rayonnement émis dans toutes les directions par le soleil. La terre reçoit une puissance moyenne de 1.4 KW/m^2 . Pour une surface perpendiculaire à la direction

terre - soleil. Ce flux solaire est atténué lors d'une traversée de l'atmosphère par absorption ou diffusion, suivant les conditions météorologiques et la latitude du lieu au niveau du sol.

Pour cette raison, on a jugé nécessaire de présenter dans cette annexe une notion générale sur les coordonnées terrestre et coordonnées solaires.

B.1- LA SOURCE PRINCIPALE (le soleil)

Le rayonnement solaire est une énergie électromagnétique libérée par les réactions thermonucléaires au sein du soleil. Il est assez proche de celui émis par un corps noir porté à une température légèrement inférieure à 5800 Kelvins. Malgré la distance entre le soleil et notre planète, l'impact de ce rayonnement sur la terre représente un apport énergétique important. En effet, on peut estimer à 178.10^{15} Watts la puissance interceptée par l'hémisphère éclairé. Sa répartition n'est pas uniforme, ni d'un point de vue géographique, ni temporellement. En effet, la rotation de la terre d'au tour elle-même, d'une part, et sa révolution au sein du système solaire d'autre part, produisent une mobilité apparente du soleil en tout site.

B.2-PARAMETRES GOE - ASTRONOMIQUES

Les paramètres géo-astronomiques qui interviennent dans l'étude du rayonnement solaire sont formés à partir de l'ensemble des coordonnées terrestres et solaires :

B.2.1 – les coordonnées terrestres

Ce sont les coordonnées angulaires qui permettent le repérage d'un point sur la terre.

☀ **Latitude j** : c'est l'angle que fait la verticale du lieu avec le plan équatorial :

Si $j > 0$ le site se trouve dans l'hémisphère Nord

Si $j < 0$ le site se trouve dans l'hémisphère sud

Si $j = 0$ le site se trouve à l'équateur.

☀ **Longitude q** : la longitude d'un lieu q correspond à l'angle que fait le plan méridien passant par ce lieu avec un plan méridien retenu comme origine. Par convention on affecte du signe (+) les méridien situé à l'Est de ce méridien, et du signe (-) ceux qui situés à l'Ouest.

☀ **L'altitude** : Elle correspond à la distance verticale d , exprimée en mètres, séparant le point considéré du relief terrestre du niveau de la mer, pris comme surface de référence.

B.2.2 – la position géométrique du soleil

Considérons un système de référence lié au site considéré, dont les axes sont définis par les directions EW du NS dans le plan horizontal et par la vertical V du lieu

(Voir figure B.1)

Le soleil est alors repéré dans sa course quotidienne par son azimut et sa hauteur [37]

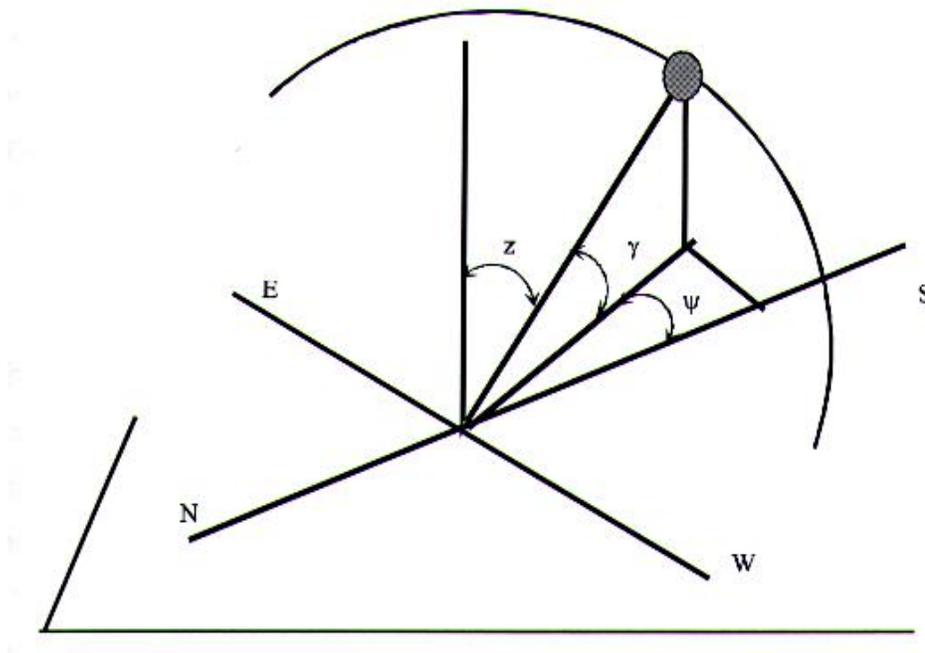


Figure B.1- Représentations des coordonnées solaires

☀ **L'azimut γ** : est l'angle que fait la projection de la direction du soleil avec la direction du sud, il est compté de 0^0 à 360^0 d'Ouest en Est.

☀ **Hauteur du soleil (h_s)** : Est l'angle repérant la direction du soleil par rapport au plan horizontal. H_s varie de 0^0 à 90^0 vers le zénith et de 0 à (-90^0) vers le nadir.

La hauteur h_s du soleil peut alors se déduire selon la relation suivante :

$$\sin(h) = \sin(d) \cdot \sin(j) + \cos(d) \cdot \cos(j) \cdot \cos(w) \quad (\text{B.1})$$

Avec :

j Latitude

d La déclinaison solaire

w L'angle horaire

- ☀ **L'angle zénithal (q_s)** : c'est l'angle entre la direction des rayons solaires et la verticale du lieu.
- ☀ **L'angle horaire (w)** : l'angle horaire du soleil est l'angle formé par le plan méridien du lieu et celui qui passe par la direction du soleil si l'on prend comme origine le méridien de Greenwich. L'angle horaire est compris entre 0^0 et 360^0 . La valeur de l'angle horaire est nulle à midi solaire, négative le matin, positive dans l'après midi et augmente de 15^0 par heure.

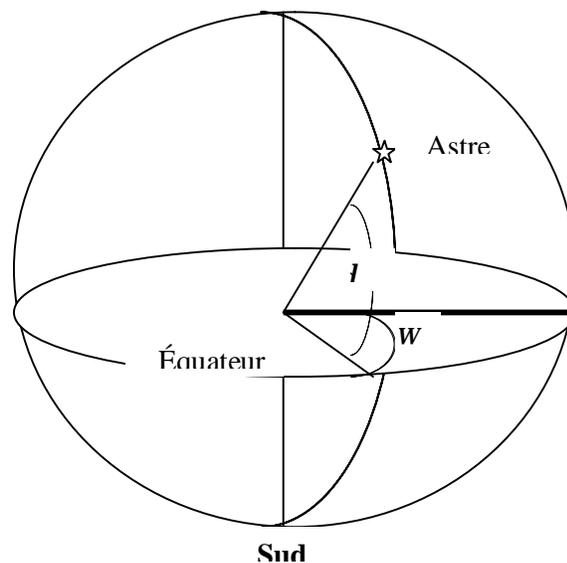


Figure B.2- les coordonnées équatoriales

- ☀ **L'angle horaire de coucher du soleil** : L'angle horaire du soleil est le déplacement angulaire du soleil autour de l'axe polaire, dans sa course d'Est en Ouest, par rapport au méridien local. Il est donné par l'équation suivante.

$$w_s = ar \cos (- \tan (j) \tan (d)) \quad (\text{B.2})$$

Où:

j Latitude

d La déclinaison solaire

☀ **Déclinaison solaire (d)**: la déclinaison solaire représente l'angle entre les équatorial. Dans l'hémisphère nord de notre planète, elle est positive au printemps et en été, négative le reste du temps; elle varie entre $+23^{\circ}27'$ au solstice d'été (le 21 juin) (voir figure B.2) et $-23^{\circ}27'$ au solstice d'hiver (le 21 décembre). Elle est donnée par l'expression mathématique suivante:

$$\sin(d) = 0.398 \sin[0.986(qj + 284)] \quad (\text{B.3})$$

Qj est jour, variant de 1 à 365

La déclinaison d peut être encore déduite par la formule suivante:

$$\sin(d) = 0.398 \sin[0.986(Qj - 28)] \quad (\text{B.4})$$

B.3- LES TEMPS SOLAIRES

Pour toutes les application du rayonnement solaire, la connaissance du temps solaire est donc indispensable. D'où les définitions suivantes:

B.3.1- le temps solaire vrai (TSV)

Le temps solaire vrai (TSV) est directement lié à la rotation de la terre au tour d'elle-même; il est défini par l'angle horaire (w). Par définition, l'angle horaire est nul lorsqu'il est 12h TSV (midi solaire) et un écart angulaire de 15° correspond à une heure. Il est négatif le matin et positif après midi.

Où définit également l'angle horaire du soleil w par

$$w = 15^{\circ}(TSV - 12) \quad (\text{B.5})$$

$$TSV = \frac{w}{15} + 12 \quad (\text{B.6})$$

B.3.2- le temps solaire moyen (TSM)

Le temps solaire moyen diffère peu du temps solaire vrai, cette différence définit l'équation du temps ET:

$$ET = TSV - TSM \quad (B.7)$$

$$TSM = tu + \frac{W_i}{15} \quad (B.8)$$

ET: étant la correction du TSV par rapport au TSM; cette correction varie de:

ET = -14.5 minutes de 10 au 15 février

ET = +16 minutes du 25 au 30 octobre

Une bonne approximation du temps ET est donnée par l'équation suivante:

$$ET = 9.9 \sin[2(0.986 * Qj + 100)] - 7.7 \sin(0.986 * Qj - 2) \quad (B.9)$$

Où :

Qj est le quantième du jour de l'année

ET est l'équation du temps en minute

De (B.7) on trouve:

$$TSV = TSM + ET \quad (B.10)$$

On remplace les équations (B.7, 8, 9), et (B.10) on trouve:

$$TSV = tu + \frac{W_i}{15} + \{9.9 * \sin[2(0.986 * Qj + 100)] - 7.7 * \sin[(0.986 * Qj - 2)]\} / 60 \quad (B.11)$$

B.3.3- le temps universel (TU)

En un lieu longitude donnée, le temps universel est lié au temps solaire moyen par la relation suivante:

$$TU = TSM - I' \quad (B.12)$$

I' étant la longitude traduite en heure (1 heure pour 15°, 4 minutes pour 1 degré), positive à l'Est, négative à l'Ouest.

**La terre est animée d'un mouvement de rotation autour de l'axe des pôles (Nord, Sud).
Le centre de la terre décrit une ellipse ayant le soleil comme foyer. L'équateur est incliné d'un**

angle variant suivant les saisons de $(-23^{\circ},27')$ (Solstice hiver) à $(+23^{\circ},27')$ (solstice été) et passe par la valeur zéro aux équinoxes (printemps, automne).

Au lieu de faire de l'étude de la terre autour du soleil et de son axe ; il est plus important pour notre étude s'intéresser au mouvement apparent du soleil dans la sphère céleste. Le repérage du soleil se fait à l'aide de deux angles et cela dans un système de coordonnées locales ou horizontales de soleil (azimut et hauteur solaire).

Références Bibliographiques

- [1] **CASSANET.J**, *Satellites et capteurs*, Télédétection Satellitaire, France, pp 14 – 20, (1988).
- [2] **MONGET.J.M**, *Cours de télédétection*, Volume 1, Centre de télédétection et d'analyse des milieux naturels, pp 1 – 10, (1986).
- [3] **COLLECTIVE**, *cours de télédétection*, Centre canadien de la télédétection des ressources naturelles, Canada, (1998).
- [4] **AISSANI. O**, *Thèse de magister, Modélisation du mesuré par le capteur du canal visible VISSR de METEOSAT7 pour l'estimation du rayonnement solaire global au sol*, Université Mentouri de Constantine, (2004).
- [5] **ROGER. B; GILBERT. M; MARCEL. S**, *Le rayonnement solaire conversion thermique et applications*, Paris, pp 31 – 52, (1979).
- [6] **GIRARD. M. C; GIRARD. C**, *Traitement de données de télédétection*, Dunod, Paris, (1999).
- [7] **NORRAN. O, ALAIN . R**, *Analyse des effets atmosphériques dans les données en télédétection du moyen infrarouge sur la classification des minéraux de surface en milieu aride*, Université de Sherbrooke, (2000).
- [8] **DELORME. C**, *Gisement solaire*, Tome 1, Cours de troisième cycle, Groupement de développement de la télédétection aérospatiale, Toulouse, pp 177, (1987).
- [9] **COULSON. K; DAVID. W.R**, *The spectral reflectance of natural surface*, Journal of applied meteorology, volume 10, pp 1285 – 1295, (1971).
- [10] **MOKHNACHE AMMAR**, *Thèse de doctorat, Détermination des faibles atténuation du rayonnement solaire au sol a partir de l'imagerie satellitaire*, Université Mentouri de Constantine, (2002).
- [11] **MUHAMMAD IQBAL**, *An introduction to solar radiation*, Academic press, (1983).
- [12] **CATHERINE . S**, *Thèse de doctorat, Station automatique de mesures pour l'étalonnage en vol des capteurs satellitaire. Application a Spot HRN sur de la CRAU*, Université du Littoral, (2002).
- [13] **CLAUSTRES.L**, *Thèse de doctorat, Modélisation de la fonction de distribution de la réflectance bidirectionnelle par ondelette pour le rendu physiquement réaliste*, université Paul SABATIER Toulouse, (2003).
- [14] **ARINO**, *Thèse de doctorat, Albédo de surface et bilan radiatif de courte longueur d'ondes: contribution satellitaire*, Toulouse, (1990).
- [15] **JACQUEMOUD. S; BARET.F; HANOCO. J.F**, *the soil line concept in remote sensing*, Remot sens. Rev, N^o7, pp 65 – 82, (1993).

- [16] HUNT. G. E; KANDEL. R; MECHERIKUNEL. A. T, *A history of pre satellite investigations of the earth's radiation budget*, Rev. Geophys, 24, pp 351- 356, (1986).
- [17] LONDON. J, *A study of the atmospheric heat balance . Final report*, AFCRC- TR- 57- 287(NTIS PB 115626), New York universities. Coll. Of Engineering,, (1957).
- [18] CHARNEY. J. G, *Dynamics of deserts and drought in the sahel* , Quart.J. Roy Meteo. Soc 101, pp 193-202, (1975).
- [19] CHANEY. J; QUICK. W. J; CHOW. S; KORNFIELD. J, *A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi arid regions*, Journal of atmospheric sciences, V32, pp 1366 – 1385, (1977).
- [20] JACQUES STUM, *Thèse de doctorat, Conversion des luminances mesurees par le canal visible de METEOSAT en luminances sur tout le spectre solaire- Etablissement d'une parametrisation appropriee aux etudes du bilan radiatif*, Cours de troisième cycle, DE l'enseignement supérieur, Université de Clermont II, N^o807, pp 17 – 22, (1985).
- [21] BOUKA BIONA, *Estimation du rayonnement solaire global en zone sahélienne: Variabilités spatiale, Temporelle et schémas d'interpolation a partir des données météorologiques synoptiques*, Thèse de 3^{eme} cycle, Université de clermont II, pp 73, (1983).
- [22] ANGSTROM. A, *On the atmospheric transmission of sur radiation and on the dust in the air*, Geografiska Annamer, Vol. 2,p. 156 – 166, (1929).
- [23] CHRISTIAN GUEYMARD, *A simple model of the atmospheric radiative transfer of sunshine*, Algorithms and performance assessment, Smarts2, A research institute of the University of Central Florida, (1995).
- [24] CHRISTIAN GUEYMARD, *Smarts code*, Users Manuel, Version 2.9.2, Solar Consulting Services, Bailey, CO, U S A, 2003.
- [25] CHRISTIAN GUEYMARD, *Parameterized transmittance model for direct beam and circumsolar spectral irradiance*, Solar energy Vol 71, pp 325 – 346, (2001).
- [26] CHRISTIAN GUEYMARD, *Updated transmittance functions for use in fast spectral direct beam irradiance models*, Florida solar energy center, (1994).
- [27] CHRISTIAN GUEYMARD, *A tow- bend model for the calculation of clear sky solar irradiance*, and photosynthetically active radiation at the earth's surface Solar energy Vol 43, N^o5, pp 253 – 265, (1989).
- [28] CHRISTIAN GUEYMARD, *Mathematically integrable parameterization of clear – sky beam and global irradiances and its use in daily irradiation applications*, Solar energy vol50, pp 385– 397, (1993).

- [29] **PERRIN DE BRICHAMBAUT**, *Estimation des ressources solaires énergétiques en France. Supplément au n^o1 des cahiers de L'Association française pour l'étude et le développement de l'énergie solaire*, Edition Européenne thermique et industrie, Paris, pp 80, (1975).
- [30] **KASTEN. F**, *A new table and approximation formula for the relative optical air mass*, Arch. Met. Geoph. Biokl. B14, pp 206- 223, (1965).
- [31] **KASTEN. F; YOUNG. A. T**, *Revised optical air mass tables and approximation*, Appl. Opt. 28, pp 4735 – 4738, (1989).
- [32] **KERKER. M**, *The scattering of light and other electromagnetic radiation*, Academic press, New York, (1969).
- [33] **MCCARTNEY. E. J**, *Optics in the atmosphere*, Wiley, New York, (1976).
- [34] **PIERLUISSI. J. H; TSAI. C. M**, *Molecular transmittance band model for oxygen in the visible*, Appl.Opt.25, pp 2458- 2460, (1986).
- [35] **PIERLUISSI. J. H; TSAI. C. M**, *NEW LOWTRAN models for uniformly mixed gases*, Oppl. Opt.26, pp 616 – 618, (1987).
- [36] **PIERLUISSI. J. H ; MARAGOUDAKIS. C. E ; TEHRANI-MOVAHED. R**, *NEW LOWTRAN band model for water vapour*, Appl. 28, pp 3792- 3795, (1989).
- [37] **NAKES. M. T**, *Thèse de magister, Evaluation du gisement solaire a partir des images de satellite METEOSAT7*, (2000).
- [38] **BEN JEMAA.A; DELOME. C**, *Détermination quotidienne, en tous les points d'une région, de l'évolution de l'eclairement solaire utilisable a partir d'images de METEOSAT*, journal de physique, vol3, N^o5, pp 847 – 858, (1992).
- [39] **ZHANQING. L; ALEXANDER. T**, *A study toward an improved understanding of the relationship between visible and shortwave measurements*, Canada Centre for remote Sensing, Ontario, Canada, pp 347- 360, (1999).
- [40] <http://tpouchin.club.fr/index.htm>

استعمال الاستشعار عن بعد لتقدير تأثير ارتفاع الشمس على معامل الانعكاس لسطح الأرض

ملخص

معامل الانعكاس المزدوج الإتجاه لسطح الأرض هو عنصر مهم في نظام التبادل الحراري على مستوى أرض - جو . هذا المعامل يساوي النسبة بين الإشعاع الشمسي المنعكس في اتجاه معين و الإشعاع الساقط.

معامل الانعكاس هو قيمة مقاسه تحدد قدرة سطح على عكس الطاقة الواردة. يتميز سطح الأرض بمعامل انعكاس مزدوج الاتجاه r_s ، الذي يتعلق بالرطوبة، درجة الحرارة و بتركيب الشروط الهندسية للإنارة. في هذه الأطروحة نهتم بتقدير معامل الانعكاس على مستوى سطح الأرض بمساعدة نموذج التبادل الحراري و معطيات القمر الصناعي الأوروبي METEOSAT7 على موقع تمراست و ذلك من أجل سبعة أوقات في الأيام الصافية للأشهر من جانفي إلى ديسمبر 1999. في هذا العمل نقوم بتقدير الإشعاع الشمسي على مستوى سطح الأرض بنموذجين، الأول طيفي (SMARTS2) و الثاني تحليلي (bande large).

نتائج ملاحظة سطح الأرض موافقة للتأكيد أن معامل الانعكاس يتعلق بالوقت و الفصل، و $r_s(q_s, q_n, j)$ يتناقص مع تزايد ارتفاع الشمس، تحصلنا في هذا العمل على أحسن قيمة لمعامل الارتباط المتبادل بين تغير $(r_s - r_{s,min})$ و $\sin(h_s - h_{s,min})$ ، و هو يساوي 0.987.

الكلمات الدالة: معامل الانعكاس مزدوج الاتجاه – القمر الصناعي METEOSAT7 - الاستشعار عن بعد - الإشعاع الكلي.

Use of the remote detection to quantify the influence of the solar height on the coefficient of bi-directional réflectance

Abstract

The coefficient of bi-directional reflectance of land is an important parameter in the balance of global exchange of energy to interface land - atmosphere. it is equal to the report between the solar radiance thought in all directions and the incidental radiance.

The reflectance is a measure of a surface capacity of to think the incidental energy, the land is characterized by the coefficient of bi-directional reflectance r_s that depends on the humidity, the temperature, the texture and the irradiance geometric conditions.

In this thesis we have interest to estimate the coefficient of land reflectance with the help of the radiative transfer model and the radiometric data of the European satellites geostationary METEOSAT7 on the site of TAMANRASSET, for the seven hours per day fattening pond of the months January until December 1999.

In this work we are going to study two models (spectral of SMARTS2 and analytic to large strip) of estimate of the solar radiance to land.

The calculation and the measurements are in according we have noted that reflectance of surface depends on the hour and the season, $r_s(q_s, q_n, j)$ is decreased with the increase of the solar height, in this work one has obtained a good coefficient of interrelationship between the variation $r_s(q_s, q_n, j)$ of and sinus (hS), this coefficient is equal to 0.987.

Key words: Bidirectional reflectance - METEOSAT7 satellite - Remote detection - Global radiance.

**Utilisation De la Télédétection Pour Quantifier L'Influence De La Hauteur
Solaire Sur Le Coefficient De Réflectance Bidirectionnelle**

Résumé

Le coefficient de réflectance bidirectionnelle du sol est un paramètre important dans le calcul du bilan d'échange global d'énergie à l'interface sol- atmosphère. Il est égal au rapport entre le rayonnement solaire réfléchi dans une direction donnée et le rayonnement incident.

La réflectance est une mesure de la capacité d'une surface à réfléchir l'énergie incidente, la surface du sol est caractérisée par le coefficient de réflectance bidirectionnelle r_s , qui dépend de l'humidité, de la température, de la texture et des conditions géométrique d'éclairément.

Dans cette thèse nous nous intéressons à l'estimation du coefficient de réflectance du sol pour le site de TAMANRASSET à l'aide d'un modèle de transfert radiatif et les données radiométriques du satellite géostationnaire européen METEOSAT7, pour les sept heures par jour clair des mois Janvier jusqu'à Décembre 1999.

Dans ce travail nous allons étudier deux modèles (spectrale de SMARTS2 et analytique à bande large) d'estimation du rayonnement solaire au sol.

Les calculs et les mesures se concordent, nous constatons que la réflectance de surface dépend de l'heure et de la saison, $r_s(q_s, q_n, j)$ diminue avec l'augmentation de la hauteur solaire, dans ce travail on a obtenu un bon coefficient de corrélation entre la variation de $(r_s - r_{s\min})$ et $\sin(h_s - h_{s\min})$, ce coefficient est égal à 0.987.

Mots clés : Réflectance bidirectionnelle- Satellite METEOSAT7- Télédétection- Rayonnement global.