



Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université d'Oran 2

Faculté des Sciences de la terre et l'univers

Département de Géographie et d'Aménagement du Territoire.

Mémoire Pour l'obtention du diplôme de Master 2  
Géographie et aménagement de territoire

**Option : Géomatique**

**Les sites favorables pour l'implantation**

**Des villes solaires**

Présenté par :

OGAB FARIHA AMEL

DAHMANE KHEIRA

Soutenu le 02 / 12/ 2020, devant la commission d'examen :

Noms et prénoms	Grade	Etablissement	Qualité
Mm Bachir Belmahdi Gourine Farida	Maitre assistante A	Université d'Oran	président
M <sup>r</sup> Hadj Sahraoui Omar	Attaché de recherche	Centre de technique spatial, Arzew	Encadreur
Mr Aalal Wassini Nadir	Maitre-assistant A	Université d'Oran	Examineur

Année universitaire : 2019/2020

# Dédicace

Avec joie , fierté et respect , Je dédie ce mémoire :

A **mon très cher père** ( Que dieu aie son âme)

Et particulièrement à **ma chère maman** a toujours été là pour moi et qui me donne toujours l'espoir de vivre et qui n'a jamais cassé de prier pour moi .

A mon cher frère **HOCINE** qui n'ont pas cessé de me conseiller , en courager et soutenir tout au long de mes études .

A mes cheres sœurs **HAYET- AFAFE** et son fiancé **Thamer** pour leur soutien morale , courage et un amour infaillible .

A toute ma grande famille **DAHMANE.**

A toute ma grande famille de ma mère **MADJDOUB.**

A mon encadreur **HAJ SAHRAOUI OMAR.**

A binôme **Amel** merci pour son soutien et son amitié .

A mes meilleurs amis : Amel , chaima , kifaya, Fatima , Hanane , Kheira , Soumia , Karima, Mazouniya , Merci pour leur encouragements .

A toutes les personnes qui m'ont toujours aidé et encouragé, qui étaient toujours à mes cotes et qui m'ont accompagné durant mon chemin d'études supérieures : mes collègues d'études et toute personne ayant contribué à la réalisation de ce travail .

*Kheira*

# Dédicace

Avec un cœur débordant de joie et de sensation j'ai un grand plaisir de dédier ce modeste travail

A tous ceux qui m'ont été une source d'inspiration et de volonté , pour leurs sacrifices  
et encouragement durant toute la période de mes études .

J'ai toujours pensé à faire ou offrir quelque chose à mes parents en signe de reconnaissance  
pour tout ce qu'ils ont fourni comme efforts , rien que pour voir réussir .

Voilà, l'occasion est alors venue aujourd'hui.

A ceux qui m'ont donné la vie, symbole de beauté et de fierté , de sagesse et de patience

A ceux qui sont la source de mon inspiration et de mon courage **Ma très chère Mère.**

L'épaule solide, loeil attentif ,compréhensif ,exemple de responsabilité et la personne  
la plus digne de mon estime

et de mon respect **Mon très cher Père .**

A ma très aimable sœur **Fatima El zahraa** qui n'ont pas cessée de me conseiller

Et son Mari **Djamel el din .**

A mon adorable petite sœur **Bouchra** qui sait toujours comment procurer la joie et le bonheur  
pour toute la famille.

A mes adorables frères : **Mohamed - a celui que j'aime beaucoup Abd el Djalil -Abd el Illah-  
Mustapha**

A mes nièces **wissou- roufi**

A mon encadreur **Mr hadj sahraoui omar** pour sa gentillesse , sa disponibilité  
et sa contribution général à l'élaboration de ce travail .

A ma grand-mère **Om Elkhir** , mes oncles **Ahmed, Mohamed-**, mes tantes **Soumia ,Amina ,  
Fatma ,kheira,Aicha,Khalida** , mes cousins surtout **Mohamed** et mes cousines

**A la famille Merizek**

**A Belhachmi Fathi**

A Ma meilleure amie :**kheira .**

A ma chère **khadidja Bendenia**

A tous mes chers amis : Souhila -Bouchra -Narimene– Hanane–kheira- Soumia – Khalida-  
Maimouna -khadidja—Houda- Fatima-Assia-Souaad-Imane - farah –  
Mohamed-Mouloud-Benouda-Nasro -Mostapha-Salah-Skandar-Badro

# Remerciements

Nous tenons d'abord à remercier (Allah) Le tout  
puissant

Et miséricordieux, qui nous a donné la force et la  
patience d'accomplir ce modeste travail.

Nos profonds sentiments de respects et nos  
remerciements

À **Mr Hadj Sahraoui Omar** pour qui dirigé ce travail  
par leur encadrement et leurs conseils.

Nos remerciements sont adressés à **Mm Bachir  
Belmahdi Gourine Farida**

Qui a accepté de présider la commission qui juge ce  
travail.

Nos remerciements sont également à **Mr Aallal Wassini  
Nadir** pour avoir accepté d'examiner ce travail.

Et puis un remerciement très chaleureux à mes  
professeurs de la faculté des sciences de la terre

En fin , nous tenons également à remercier toutes les  
personnes qui ont participé de près ou de loin à la  
réalisation de ce travail .

# Sommaire :

0.1. Introduction :	i
<a href="#">CHAPITRE I: Rayonnement solaire</a>	
I.Introduction :	1
I.1.Le réseau météorologique Algérien :	2
I.2.L'imagerie satellitaire :	3
I.2.1.Les satellites météorologiques polaires :	3
I.2.2.Les satellites météorologique géostationnaires.....	4
I.2.2.1.Les satellites météorologique géostationnaires Météosat Seconde Génération(MSG).....	4
I.2.2.2.Le radiomètre SEVIRI :	5
Les 12 canaux de SEVIRI .....	7
• Les canaux visibles (VIS 0.6, VIS 0.8, NIR 1.6 et HRV).....	7
• Les canaux infrarouges (3.9, 8.7, 9.7, 10.8, 12.0 et 13.4) .....	8
• Les canaux vapeur d'eau (WV 6.2 et 7.3 $\mu\text{m}$ ) .....	9
I.2.2.3.Collecte et transmission des images MSG :	10
I.2.2.4.Le segment sol de MSG :	12
I.3. Discussion :	14
<a href="#">CHAPITRE II:Bilan D'énergie</a>	
Préambule :	16
II.1.Introduction.....	16
II.2.Notions astronomiques :	17
Géométrie Solaire :	17
II.2.1.La déclinaison solaire :	18
II.2.2.L'équation du temps :	19
II.2.3.La hauteur solaire :	19
II.3.quelques définitions des propriétés des ondes électromagnétique :	20
II.3.1.L'émission :	22
II.3.2.L'absorption :	22
II.3.3.La réflexion :	22
II.3.4.La transmission :	23
II.3.5.La diffusion .....	23
II.4.Atmosphère térestre.....	25
II.4.1.La structure de l'atmosphère :	26
II.4.2.La masse atmosphérique :	26
II.4.3.Les constituants de l'atmosphère :	26
II.4.3.1.Le gaz :	26
II.4.3.2.Les aérosols :	27
II.4.3.3.Les nuages :	27
II.4.4.L'atténuation atmosphérique :	30
II.4.4.1.Les transmittances spectrales dues aux absorptions atmosphérique :	30
II.4.4.1.2.La transmittance spectrale due à l'absorption par l'ozone :	30
II.4.4.1.3 La transmittance due à l'absorption par molécules :	31
II.4.4.2. la transmittance dues aux diffusions atmosphériques :	31
II.4.4.2.1La transmittance spectrale due à la diffusion par molécules.....	31
II.4.4.2.2. La transmittance spectrale due à la diffusion par les aérosols :	31
II.4.4.3. La transmittance totale :	32
II.5. Evaluation du rayonnement global au sol .....	33
II.5.1.Le rayonnement spectral direct :	33
II.5.2.Le rayonnement spectral diffus horizontal :	33
II.5.3.Le rayonnement spectral diffus de Rayleigh :	34
II.5.4.Le rayonnement spectral diffus par les aérosols :	35
II.5.5.Le rayonnement spectral diffus dû aux réflexions multiples :	35
II.5.6.le rayonnement spectral global au sol :	36
II.6.Etude de rayonnement sol-atmosphère -satellite.....	36
II.6.1.La simulation du rayonnement atteignant le satellite :	36
II.6.1.1.La radiation réfléchie par le sol vers satllite .....	36
II.6.1.2.La radiation diffusée par l'atmosphère .....	38
II.6.1.3.La radiation totale parvenant au satellite.....	39
Conclusion :	39

### CHAPITRE III. BILAN D'ENERGIE APPLICATION

III. RAYONNEMENT SOLAIRE .....	41
III.1. METHODE DE CALCUL DU RAYONNEMENT SOLAIRE : .....	41
III.1.1. GEOMETRIE ENTRE LE SOLEIL ET LA TERRE : .....	42
III.1.2. CARACTERIQUES DU FLUX SOLAIRE : .....	42
III.1.3. EFFETS LIES A LA TOPOGRAPHIE : .....	43
III.1.4. CALCUL DU RAYONNEMENT GLOBAL : .....	43
$R_{tot} = R_{dir} + R_{diff} + R_{ref}$ .....	44
III.2. CALCUL A GRAND L'ECHELLE : .....	45
III.3.1. VALIDATION DU MODELE HELIOS : .....	46
<i>Helios radiations (MJ/m<sup>2</sup>)</i> .....	46
<i>MF radiations (MJ/m<sup>2</sup>)</i> .....	46
III.3.2. Sensibilité du modèle Helios : .....	47
III.4. Comparaison entre différentes méthodes d'estimation du rayonnement solaire : .....	49
III.4.1. Calcul et validation des indices : .....	50
III.4.2. Effet des indices sur la distribution des espèces : .....	55
Conclusion .....	63

# LISTE DES FIGURES

## Chapitre I :

<b>Figure I.1</b> les instruments de mesure des différentes composantes de l'irradiation solaire.....	<b>02</b>
<b>Figure I.2</b> Le satellite MSG.....	<b>05</b>
<b>Figure I.3</b> Couverture de l'imagerie MSG pour le canal haute résolution HRV à droite, et pour tous les autres canaux à gauche.....	<b>07</b>
<b>Figure I.4</b> Distribution du rayonnement dans les 12 canaux de SEVIRI.....	<b>07</b>
<b>Figure I.5</b> images prises dans le canal visible HRV à droite et 0.6 $\mu\text{m}$ à gauche.....	<b>08</b>
<b>Figure I.6</b> Image prise dans l'IR 10.8 $\mu\text{m}$ .....	<b>09</b>
<b>Figure I.7</b> images de canal vapeur d'eau 6.2 $\mu\text{m}$ à gauche et 7.3 $\mu\text{m}$ à droite.....	<b>09</b>
<b>Figure I.8</b> Principe de prise d'images par le radiomètre SEVIRI.....	<b>11</b>
<b>Figure I.9</b> Système de collecte et de diffusion de données MSG.....	<b>12</b>
<b>Figure I.10</b> Collecte et transmission des données MSG.....	<b>14</b>

## Chapitre II :

<b>Figure II.1.a</b> Coordonnées terrestres.....	<b>18</b>
<b>Figure II.1.b</b> Repérage du Soleil.....	<b>20</b>
<b>Figure II.2.a</b> Distribution spectrale du rayonnement solaire.....	<b>21</b>
<b>Figure II.2.b</b> Absorption, Réflexion, Transmission.....	<b>23</b>
<b>Figure II.2.c</b> Processus de transmission, d'absorption, de diffusion et de réflexion dans l'atmosphère (les chiffres sont des pourcentages).....	<b>25</b>
<b>Figure II.3</b> Radiation réfléchi par de l'eau et atteignant le satellite.....	<b>37</b>
<b>Figure II.4</b> Radiation diffuse par l'atmosphère .....	<b>38</b>

## Chapitre III :

<b>Figure III.1.</b> Rayonnement solaire global annuel sur l'Algérie entière. Le zoom sur le bassin versant de Cornimont (Vosges) montre la variabilité spatiale du calcul à petite échelle (valeurs en $\text{MJ}/\text{m}^2$ ).....	<b>45</b>
<b>Figure III.2</b> Comparaison des valeurs de rayonnement annuelles calculées avec Hélios et les mesures d'ONEM (MF) ( $\text{MJ}/\text{m}^2$ ) (88 points).....	<b>46</b>
<b>Figure III.3.</b> Variations de rayonnement solaire en fonction de l'altitude, de la latitude, et de la nébulosité ( $\text{MJ}/\text{m}^2$ ).....	<b>48</b>
<b>Figure III.4</b> rayonnement calculé par Helios avec et sans nébulosité pour une station.....	<b>48</b>
<b>Figure III.5.</b> Extrait des cartes nationales montrant les différences entre les indices de rayonnement solaire en terrain montagneux. Les calculs du sinus, du cosinus de l'exposition l'interaction entre le cosinus de l'exposition et la pente , le rayonnement sans nébulosité (Helios)et avec nébulosité calculés avec Helios (Helios-c) ont été cartographiés.....	<b>50</b>
<b>Figure III.6.a</b> Rayonnement direct solaire annuel en Algérie , calcul sous ciel clair (Helios)et ciel nuageux (Helios-c)( $\text{MJ}/\text{m}^2$ ).....	<b>52</b>
<b>Figure III.6.b</b> Rayonnement Diffus annuel en Algérie, calcul sous ciel clair (Helios) et ciel nuageux (Helios-c) ( $\text{MJ}/\text{m}^2$ ).....	<b>53</b>
<b>Figure III.6.c</b> Rayonnement Global annuel en Algérie, calcul sous ciel clair (Helios) et ciel nuageux (Helios-c) ( $\text{MJ}/\text{m}^2$ ).....	<b>54</b>
<b>Figure III.7.</b> Corrélation entre le rayonnement solaire annuel mesuré sur les stations ONEM des valeurs annuelles d' Helios nébulosité (A) et avec (B) ( $\text{MJ}/\text{m}^2$ ).....	<b>56</b>
<b>Figure III.8.a.</b> Corrélation entre le rayonnement solaire annuel mesuré sur les stations ONEM des valeurs annuelles d' Helios nébulosité (A) et avec (B) ( $\text{MJ}/\text{m}^2$ ).....	<b>57</b>
<b>Figure III.8.b</b> sélection de 5 points aléatoires pour validations.....	<b>58</b>

<b>Figure III.9.</b> Augmentation de la variance expliquée pour les modèles de distribution en incluant alternativement une des estimations étudiées de rayonnement solaire, comparativement au modèle de référence qui ne prend pas en compte le rayonnement solaire.....	<b>59</b>
<b>Figure III.10:</b> Validation des résultats de l'irradiation globale estimée du modèle dans des conditions de plan horizontal et plan incliné X corrigé de l'orographie avec correction des effets d'ombrage sur différentes composantes du rayonnement.....	<b>60</b>
<b>Figure III.11:</b> Graphe de tendance pour calculer la cohérence entre les trois composantes d'irradiation (Directe, Diffuse, Globale) pour le 1er Point.....	<b>60</b>
<b>Figure III.12:</b> Graphe de tendance pour calculer la cohérence entre les trois composantes d'irradiation (Directe, Diffuse, Globale) pour le 2 <sup>eme</sup> Point.....	<b>61</b>
<b>Figure III.13:</b> Graphe de tendance pour calculer la cohérence entre les trois composantes d'irradiation (Directe, Diffuse, Globale) pour le 3 <sup>eme</sup> Point.....	<b>61</b>
<b>Figure III.14:</b> Graphe de tendance pour calculer la cohérence entre les trois composantes d'irradiation (Directe, Diffuse, Globale) pour le 4 <sup>eme</sup> Point.....	<b>62</b>
<b>Figure III.15:</b> Graphe de tendance pour calculer la cohérence entre les trois composantes d'irradiation (Directe, Diffuse, Globale) pour le 5 <sup>eme</sup> Point.....	<b>62</b>



## LISTE DES TABLEAUX

### CHAPITRE. I

**Tableau. I.1** Les stations automatiques qui mesurent le rayonnement..... 03

**Tableau. I.2** Les caractéristiques de radiomètre SEVIRI..... 06

### CHAPITRE.II

**Tableau. II.1**Classification des nuages selon l'altitude..... 28

**Tableau. II.2** Classification des nuages selon le genre..... 29

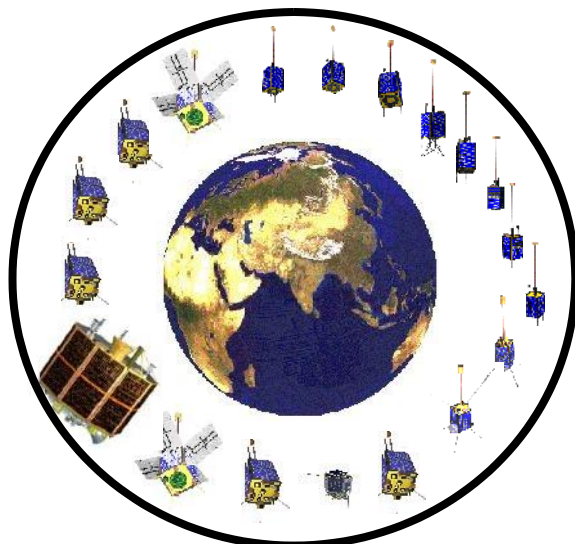
### CHAPITRE. III

**Tableau III.1.** Corrélations entre les valeurs moyennes mensuelles calculées avec Hélios et les mesures d'ONEM (MF) (MJ/m<sup>2</sup>)..... 47

**Tableau III.2.** Amplitude des radiations du modèle Hélios (MJ/m<sup>2</sup>) obtenues en faisant varier les valeurs des paramètres entre leurs deux extrêmes sur trois sites d'étude de taille décroissante..... 49

**Tableau III.3.** Coefficient de corrélation (R<sup>2</sup>) entre le rayonnement solaire mesuré (88 Stations ONEM) et les 5 estimations du rayonnement : sinus, cosinus de l'exposition, interaction entre le cosinus de l'exposition et la pente, le rayonnement sans nébulosité (Helios) et avec nébulosité calculés avec Helios (helios-c)..... 55

**Tableau III.4:** Présentation des 5 points aléatoires (Direct, Diffuse, Global)..... 58



# Introduction

## 0.1. Introduction :

Le soleil, une énergie renouvelable énorme et inépuisable, rayonne sur la terre avec une puissance de  $16 \times 10^{15}$  KWh/m<sup>2</sup> par an dans toutes les longueurs d'ondes du spectre de la lumière visible. Cette énergie renouvelable est une préoccupation mondiale et d'actualité surtout si elle est exploitée dans la conversion de l'énergie solaire en électricité, qui est l'un des enjeux de la politique énergétique de notre siècle.

L'Algérie dispose d'un gisement solaire important compte tenu des valeurs de la durée d'insolation enregistrées sur la quasi-totalité du territoire national dépassant les 2000 heures annuellement et pouvant atteindre même les 3900 heures sur les hauts plateaux et le Sahara. Par conséquent, la quantité d'énergie reçue au sol quotidiennement est de 5KWh/m<sup>2</sup> [40], soit près de 700KWh/m<sup>2</sup> par an au nord et de 2263kwh/m<sup>2</sup> au sud, ce qui favorise l'utilisation de l'énergie solaire dans différents domaines tel que la production de l'électricité, le séchage agroalimentaire, etc. La connaissance de ce gisement est d'un intérêt majeur pour concevoir et dimensionner les systèmes énergétiques solaires. Ainsi, un bon dimensionnement n'est

possible que si les mesures sont disponibles d'une manière continue dans l'espace et dans le temps. La meilleure manière pour cela est de disposer d'une série de mesures continues du rayonnement solaire arrivant au sol issues des différentes stations météorologiques. Compte tenu de l'étendue du territoire Algérien qui est d'environ 2 millions et demi de km<sup>2</sup> et de sa position géographique, la densité de son réseau est très insuffisante pour une bonne prise en charge de la mesure du rayonnement solaire. Pour pallier aux insuffisances de ce réseau, nous avons recours à des méthodes d'estimation en exploitant les images satellitaires collectées par les satellites géostationnaires.

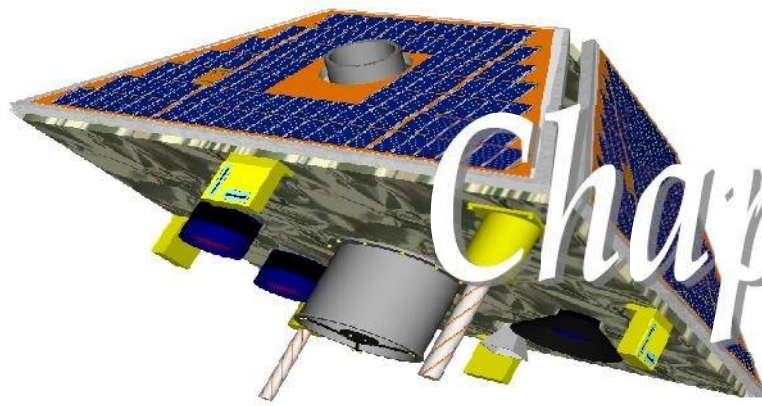
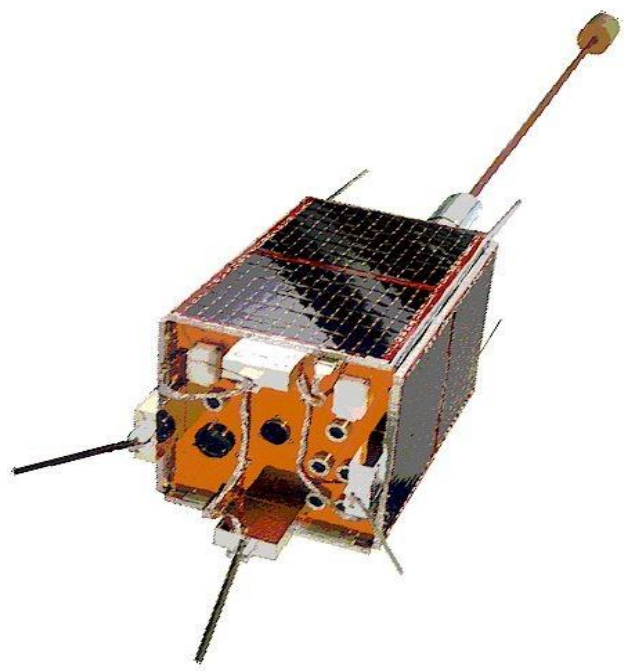
Les satellites géostationnaires Météosat Seconde Génération (MSG) fournissent des informations sur la terre et son atmosphère avec une résolution spatiale et temporelle élevée. Ces satellites sont donc, très utiles non seulement pour les

prévisions météorologiques, mais aussi pour l'estimation du gisement solaire qui permettent la reconstitution des cycles horaires et journaliers de l'irradiation solaire.

Plusieurs méthodes d'estimation du rayonnement solaire par traitement des images satellitaires sont développées dès la mise en orbite des satellites météosat. Parmi elles, les méthodes physiques qui ont été élaborées en considérant principalement les paramètres caractérisant l'absorption, la diffusion et la réflexion du rayonnement solaire par les nuages, les aérosols et la surface terrestre.

Pour évaluer le gisement solaire atteignant le sol sur plan horizontal par traitement d'images MSG, nous avons mis en œuvre le modèle de (gisement solaire par télédétection). Qui est un modèle physique basé sur une relation liant l'indice de clarté déterminé à partir des images MSG et le rayonnement global arrivant au sol par ciel clair calculé par le modèle de BIRD.

Pour estimer le gisement solaire par des images satellitaires, il est indispensable de connaître les caractéristiques du rayonnement solaire arrivant à la surface terrestre en un lieu donné, les atténuations qu'il subit en traversant l'atmosphère, les différents instruments de mesure, les satellites géostationnaires et surtout l'interprétation des images satellitaires. Toutes ces notions indispensables et importantes pour une telle étude ont fait l'objet de nos chapitres.



# Chapitre I

# IR

ayonnement Solaire

### **I.Introduction :**

De façon générale, la mesure de flux global d'irradiation s'effectue dans les stations météorologiques sur le plan horizontal à l'aide d'un pyranomètre. Cet instrument collecte le rayonnement arrivant sur une surface horizontale noircie qui convertit le rayonnement reçu en chaleur puis en électricité. La différence de température entre cette surface et le corps de l'instrument est proportionnelle à l'éclairement énergétique du rayonnement global : elle est mesurée par une thermopile constituée de plusieurs thermocouples montés en série. Le pyranomètre de Kipp et Zonen (voir fig.5) est le plus utilisé. Il est constitué d'une thermopile de Moll contenue dans un boîtier métallique fermé à sa partie supérieure par deux hémisphères en verre. Ces derniers limitent les échanges par convection ou par conduction moléculaire avec le milieu extérieur.

La composante directe de l'irradiation solaire peut être mesurée par le même instrument en lui ajoutant une large couronne blanche qui protège la thermopile de la lumière diffusée par le sol et qui joue en même temps le rôle d'écran thermique (figure I.1), ou bien par un pyréliomètre de type Eppley N.I.P (Normal Incidence Pyréliomètre ). Cet appareil est l'un des plus utilisés dans les stations radiométriques. Il est constitué d'un tube en laiton chromé sur sa partie externe, muni d'une thermopile à sa partie inférieure, d'un diaphragme dans sa partie interne et d'une fenêtre de quartz à sa partie supérieure. Cet instrument étant étanche, est monté en atmosphère sèche. Une monture équatoriale lui est associée pour le garder constamment pointé vers le disque solaire.

En ce qui concerne la mesure de la composante diffuse, le pyranomètre doit être muni d'une bande pare-soleil. Cette bande est munie d'un écran annulaire qui est une bande circulaire axée sur la thermopile et parallèle au plan équatorial. Un simple déplacement axial du pare-soleil tous les deux ou trois jours, permet d'ajuster la position de pyranomètre en fonction de la déclinaison solaire. La précision de

pyranomètre de Kipp et Zonen est de 3 à 4%, celle-ci est due essentiellement aux limites de cet instrument imposée par la non linéarité de la réponse du pyranomètre. En outre, cet appareil est sensible aux variations de température et il nécessite une vérification fréquente de son étalonnage.



Pyranomètre équipé d'un pare-soleil :  
mesure de la composante diffuse



Pyrhéliomètre Eppley : mesure de  
la composante directe

**Figure I.1** les instruments de mesure des différentes  
composantes de l'irradiation solaire

### **I.1. Le réseau météorologique Algérien :**

La mesure du rayonnement solaire en Algérie est réalisée par l'Office National de la Météorologie (O.N.M) à travers son réseau constitué de quatre vingt et une (81) stations météorologiques mesurant la durée d'insolation. Parmi celles-ci, seules sept (07) stations ont assuré entre les années 1970 et 1989 la mesure des composantes diffuses et globales reçues sur le plan horizontal. De plus, ces séries de mesures comportent des données manquantes causées par des périodes plus ou moins longues de non fonctionnement des appareils de mesure.

Les informations récoltées en 2011 indiquaient que seules trois (03) stations à savoir Oran, Tamanrasset et Ksar Chellala assuraient d'une manière régulière la mesure du rayonnement solaire sur le plan horizontal. Huit autres stations automatiques mesurent le rayonnement depuis 2009 et qui sont : Alger (aéroport), Oran (Sénia), In amenas, Ghardaïa, Annaba, Tamanrasset, Tlemcen et Constantine.

Stations	Lat (degrés minutes)	Lon (degrés minutes)	Alt (m)
<b>Alger (Dar elBeida)</b>	36°43	3°15E	25
<b>Annaba</b>	36°50	7°49E	3
<b>Oran</b>	35°16	00°38W	90
<b>Tlemcen Zenata</b>	35°01	01°27W	249
<b>Ghardaia</b>	32°24	3°48E	468
<b>Tam (aéroport)</b>	22°48	05°27E	1362
<b>Ain Amenas</b>	28°03	09°38E	561
<b>Constantine</b>	36°17	06°37E	694

**Tableau.I.1** Les stations automatiques qui mesurent le rayonnement.

### **I.2.L'imagerie satellitaire :**

Les images satellitaires sont des mesures du rayonnement solaire réfléchi ou émis par la surface terrestre et les nuages, ou absorbé par l'atmosphère dans différentes bandes spectrales. Ces images sont fournies par différents satellites tel que les satellites météorologiques.

La mission principale des satellites météorologiques est le recueil de données utilisées pour la surveillance du temps et du climat de la Terre. Chaque nouvelle génération de satellite comporte des capteurs plus performants et capables d'effectuer des mesures sur un plus grand nombre de canaux ce qui permet de les utiliser pour différencier les divers phénomènes météorologiques tels que les nuages, les précipitations, les vents, brouillard, etc. Il existe deux types de satellites météorologiques :

#### **I.2.1.Les satellites météorologiques polaires :**

Ces satellites sont dits polaires ou défilants car leur orbite circulaire passe par



les pôles. Ils se trouvent à des basses altitudes d'environ 800 Km au dessus de la terre, ce qui permet de fournir des informations avec une résolution spatiale élevée. Leur période de révolution d'environ 102 minutes leur permet de balayer la totalité du globe deux fois par jour.

### **I.2.2. Les satellites météorologiques géostationnaires :**

Les satellites géostationnaires se trouvent à une altitude d'environ 36 000 kms au-dessus de la terre à 0° de longitude. Ils paraissent immobiles car ils tournent dans le même sens et à la même vitesse angulaire que la terre. Les satellites géostationnaires peuvent donc prendre des informations en continu de la même portion du globe. Plusieurs satellites géostationnaires sont lancés et maintenus à travers le monde (voir annexe A). Parmi eux, les satellites météosat première et deuxième génération.

#### **I.2.2.1. Les satellites météorologiques géostationnaires Météosat Seconde Génération (MSG) :**

Les satellites météorologiques géostationnaires de la série météosat constituent depuis les années 70 une source de données et d'informations primordiales pour la prévision météorologique ainsi qu'aux études climatiques à l'échelle mondiale. Ces satellites sont conçus par l'organisation européenne chargée de l'exploitation des systèmes opérationnels de satellites météorologiques (EUMETSAT) et l'Agence Spatiale Européenne (ESA) pour l'observation continue de tout le disque terrestre où se trouvent l'Afrique et l'Europe.

Le premier satellite météosat a été lancé en 1977 [7, 15], suivi par le lancement avec succès de six autres de la même génération dont le dernier appelé météosat-7 qui a été mis en orbite en 1997. Cette série de satellite de la première génération est remplacée par une nouvelle génération appelée météosat seconde génération (MSG). Cette nouvelle génération est constituée de quatre satellites (MSG-1 à MSG-4) dont le premier MSG-1 rebaptisé météosat-8, lancé en août 2002 et est déclaré opérationnel depuis le 28 janvier 2004. MSG-2 (météosat-9) qui est le satellite opérationnel actuellement mis en orbite depuis le 21 décembre 2005. Lorsque son exploitation opérationnelle a été commencée en juillet 2006, météosat-7 a été transféré à 63° Est

pour assurer la couverture de l'Océan Indien [16, 17] qui a été assuré par météosat-5.

Les satellites MSG sont stabilisés par rotation (voir figure I.2). Avec leur radiomètre imageur SEVIRI doté de 12 canaux spectraux (au lieu de trois sur la première génération) [7, 18, 19], et un cycle de répétition de seulement 15 minutes (30 mn pour météosat première génération). Ils transmettent des images multi-spectrales de la Terre et de son atmosphère deux fois plus vite avec une résolution beaucoup plus fine que ceux de la première génération.

Les satellites MSG ont également à bord le radiomètre bicanal à large bande GERB (Geostationary Earth Radiation Budget) qui mesure le bilan radiatif de la Terre.



**Figure I.2** Le satellite MSG

#### **I.2.2.2. Le radiomètre SEVIRI :**

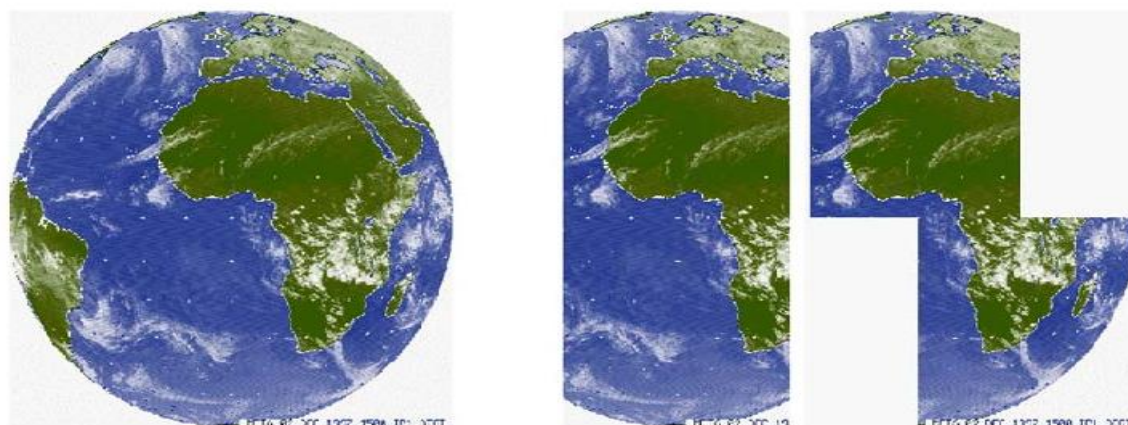
L'instrument principal dans le satellite MSG est le radiomètre imageur nommé SEVIRI (Spining Enhanced Visible and Infrared Imager) [18, 19, 20], constitué de douze canaux spectraux. SEVIRI transmet des images de tout le disque terrestre à une résolution de 3kms dans tous les canaux, à l'exception du canal visible haute résolution (HRV) qui couvre la moitié de disque avec une résolution d'un km, (Voir figure I.3).

Sur les 12 canaux, quatre sont consacrés pour le visible dont un est le HRV qui fournit des images d'une grande utilité pour détecter les situations météorologiques dangereuses ,et huit dans l'infrarouge dans des différentes longueur d'ondes,

apportant de très nombreuses informations sur l'état de l'atmosphère, qui était alors difficilement détectable par l'ancienne génération. Les canaux infrarouges fournissent des informations concernant la température des nuages, de la terre et de la surface de mer, l'ozone, la vapeur d'eau et le dioxyde de carbone. Le tableau ci-dessous donne plus d'informations sur les caractéristiques des 12 canaux de SEVIRI.

Canal	Bandes spectrales ( $\mu\text{m}$ )			Utilisations
	$\lambda_{\text{cen}}$	$\lambda_{\text{min}}$	$\lambda_{\text{max}}$	
<b>VIS0.6</b>	0.635	0.56	0.71	Détection, identification et évolution des nuages, observation des aérosols, suivis de la végétation. Albédo de surface
<b>VIS0.8</b>	0.81	0.74	0.88	
<b>NIR1.6</b>	1.64	1.50	1.78	Différenciation entre neige et nuage, nuages de glace et d'eau liquide, information sur les aérosols.
<b>IR3.9</b>	3.90	3.48	4.36	Détection des nuages bas et le brouillard de nuit, des feux de forêt.
<b>WV6.2</b>	6.25	5.35	7.15	Vapeur d'eau de la moyenne et haute troposphère, suivi de la dynamique atmosphérique, hauteur des nuages semi-transparents
<b>WV7.3</b>	7.35	6.85	7.85	
<b>IR8.7</b>	8.70	8.30	9.10	Détection des cirrus fins, distinction entre les nuages de glace et d'eau liquide.
<b>IR9.7</b>	9.66	9.38	9.94	Radiance de l'ozone pour assimilation en prévision numérique, évolution du champ total d'ozone.
<b>IR10.8</b>	10.80	9.80	11.80	Mesure de la température de surface de la terre et de la mer, détection des cirrus et déduction des quantités d'eau précipitable au-dessus de la mer.
<b>IR12.0</b>	12.00	11.00	13.00	
<b>IR13.4</b>	13.40	12.40	14.40	Amélioration de la détermination du facteur de transmission des cirrus, information sur la température de la basse troposphère dépourvue de nuages pour les évaluations d'instabilité.
<b>HRV</b>	A large bande (0.4 - 1.1)			Détection, identification et un suivi des nuages plus précis. Texture des nuages.

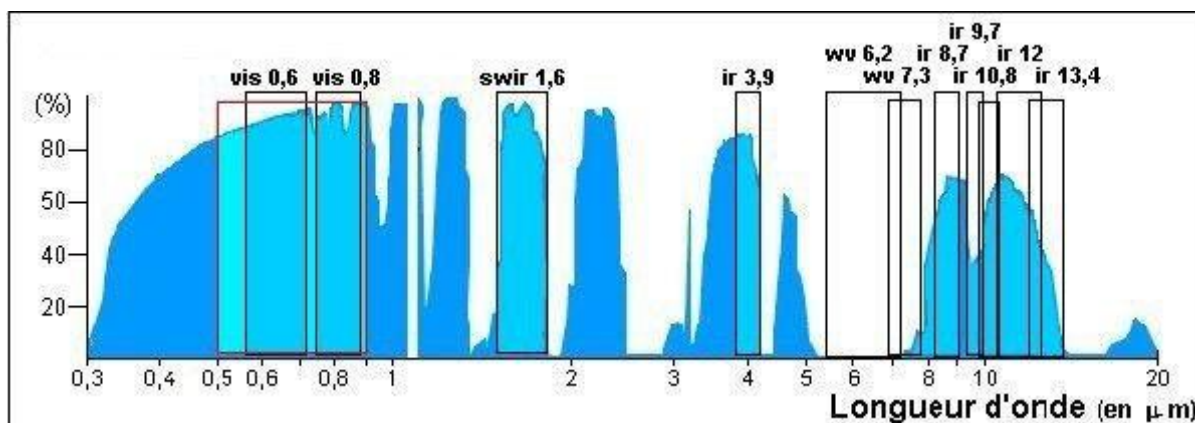
**Tableau.I.2** Les caractéristiques de radiomètre SEVIRI



**Figure I.3** Couverture de l'imagerie MSG pour le canal haute résolution HRV à droite, et pour tous les autres canaux à gauche

#### a) Les 12 canaux de SEVIRI

Pour chaque pixel, le radiomètre SEVIRI mesure l'énergie radiative dans différentes bandes spectrales. Ces bandes sont la bande visible, vapeur d'eau et l'infrarouge thermique. Le positionnement des 12 canaux de SEVIRI dans ces trois bandes est résumé par la figure suivante :

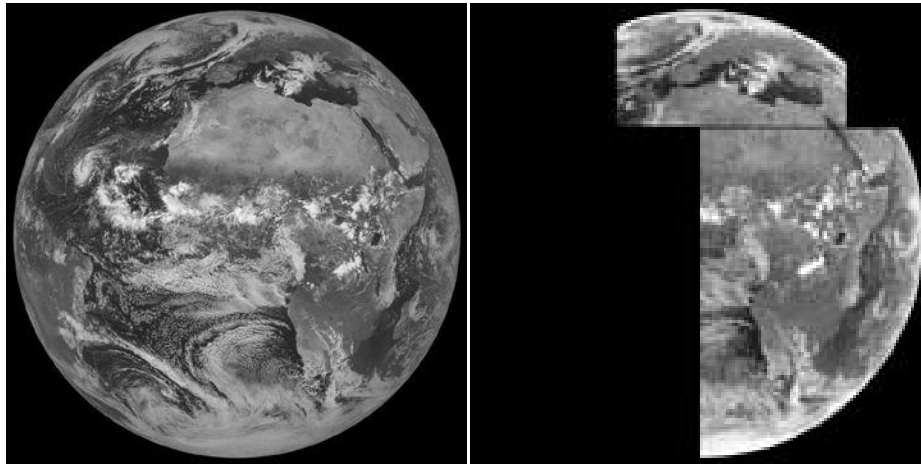


**Figure I.4** Distribution du rayonnement dans les 12 canaux de SEVIRI

- Les canaux visibles (VIS 0.6, VIS 0.8, NIR 1.6 et HRV)

Les images visibles représentent la quantité de lumière visible rétro diffusée

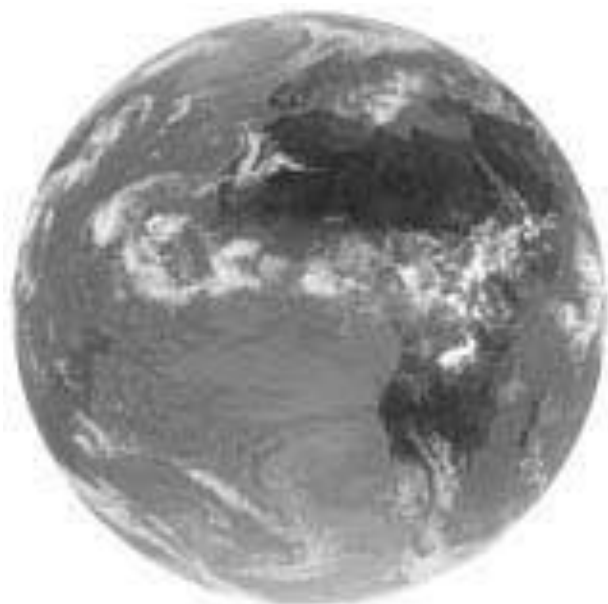
par les nuages ou la surface de la terre. Les nuages et la neige apparaissent en blanc et les zones sans nuages en noir. Les nuages épais sont plus brillants que les nuages fins. Il est difficile de distinguer les nuages bas des nuages élevés. Pour cela, il faut utiliser les images infrarouges. Les images visibles sont complètement noires pendant la nuit et ne peuvent ainsi être utilisées.



**Figure I.5** images prises dans le canal visible HRV à droite et  $0.6 \mu\text{m}$  à gauche

- **Les canaux infrarouges (3.9, 8.7, 9.7, 10.8, 12.0 et 13.4)**

Les images infrarouges représentent une mesure du rayonnement infrarouge émis par le sol ou les nuages. Ce rayonnement dépend de la température. En mode inversé, Plus l'objet est chaud, plus il est noir et plus l'objet est froid, plus il est blanc (fig.10). Les nuages élevés apparaissent plus blancs que les nuages bas car ils sont plus froids. Dans les zones sans nuages, plus le sol est chaud, plus il est sombre.



**Figure I.6** Image prise dans l'IR 10.8  $\mu\text{m}$

- **Les canaux vapeur d'eau (WV 6.2 et 7.3  $\mu\text{m}$ )**

Les images «vapeur d'eau» représentent une mesure du rayonnement infrarouge influencée par la vapeur d'eau dans l'atmosphère. Cela permet de déterminer les zones sèches et les zones humides. Lorsque l'atmosphère est pauvre en vapeur d'eau, les rayons infrarouges la traversent et parviennent au capteur WV de Météosat Seconde Génération. Au contraire plus l'atmosphère est chargée de vapeur d'eau moins ils la traversent.

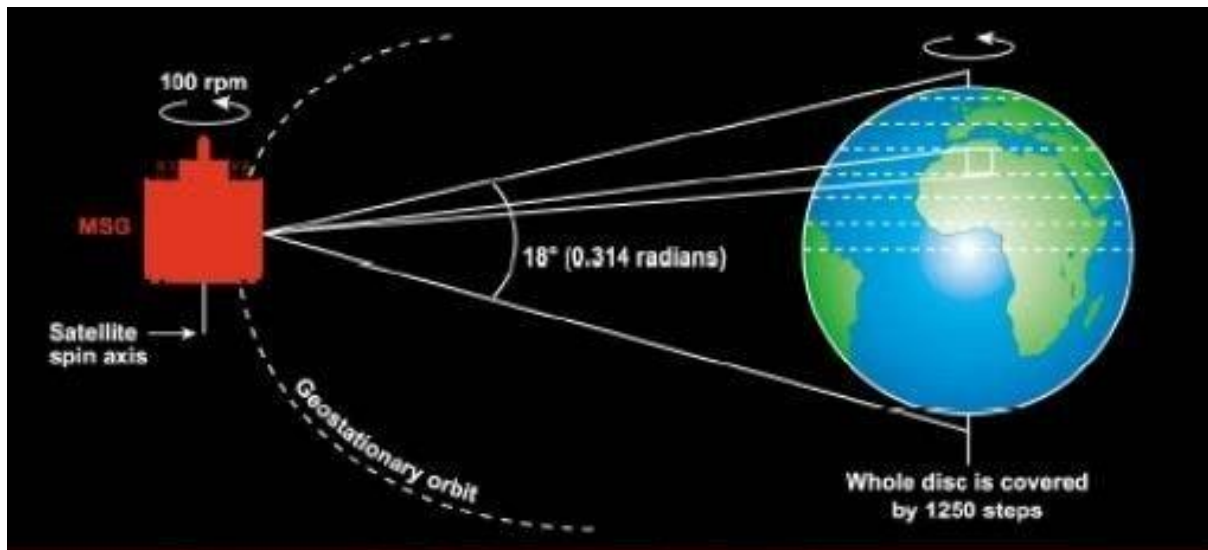


**Figure I.7** images de canal vapeur d'eau 6.2  $\mu\text{m}$  à gauche et 7.3  $\mu\text{m}$  à droite

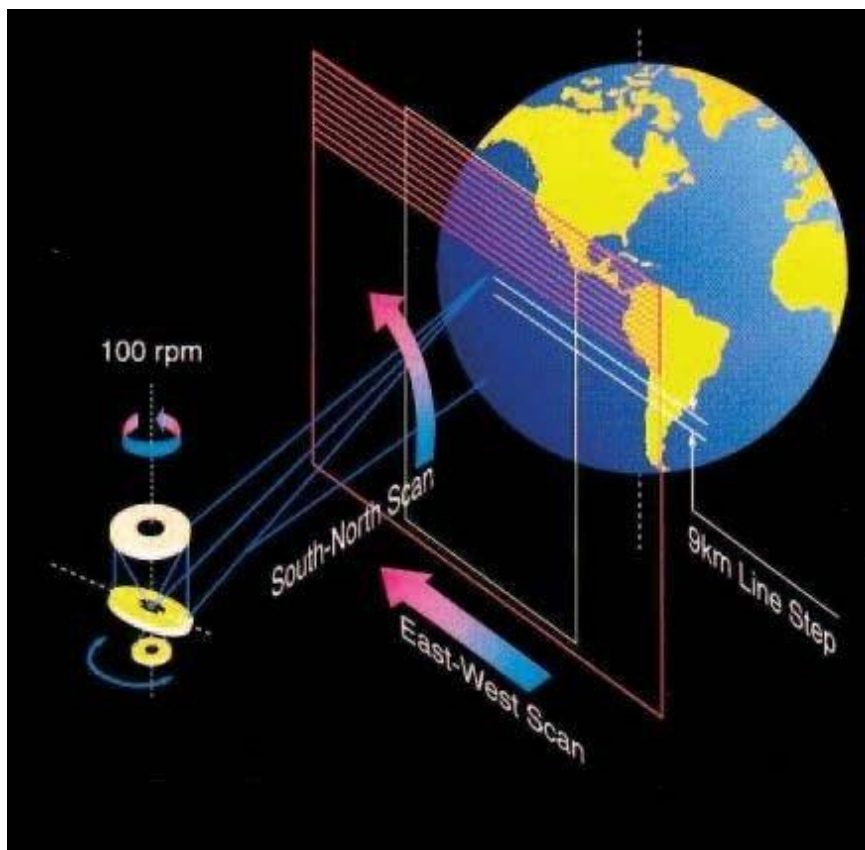
### I.2.2.3. Collecte et transmission des images MSG :

Le radiomètre imageur SEVIRI balaie la surface terrestre ligne par ligne d'est en ouest d'une manière à produire une nouvelle image multi-spectrale toutes les 15mn. L'acquisition des images est assurée en combinant la rotation de satellite autour de son axe et celle du miroir de balayage.

Le satellite tourne à 100 tours par minute autour d'un axe parallèle à l'axe Nord-Sud de la terre. Le télescope du radiomètre SEVIRI vise la terre par l'intermédiaire d'un miroir et balaie à chaque révolution du satellite une étroite bande de la surface de la terre. L'angle de balayage correspondant à  $18^\circ$ . Il est décrit en 30 ms. Pendant les 570 ms suivantes, le télescope vise l'espace et cette durée est mise à profit pour modifier l'orientation du miroir de façon qu'au tour suivant, il balaie au sol une bande contiguë à la précédente mais plus au nord de 3kms (voir figure I.8 a et b). Le balayage d'une ligne d'est en ouest est assuré par la rotation du satellite. Le balayage du sud au nord est réalisé par un mouvement pas à pas d'un miroir de balayage couvrant le disque terrestre d'environ 1250 tours ; ceci fournit 3750 lignes d'image pour les 11 canaux disposant de 3 détecteurs chacun. Pour le HRV, 9 détecteurs sont utilisés pour le balayage d'une ligne. Pour fournir une image plein disque, le télescope balaie la totalité de la surface de la terre en 12 mn et 30 s. les 2 mn 30s suivantes sont consacrées au retour du miroir à sa position initiale, et il reprend le balayage de l'image suivante. La phase de non acquisition des images est consacrée au calibrage des canaux infrarouges par référence au rayonnement du corps noir inséré dans le chemin optique de télescope. Chaque 15 mn, le satellite produit une image de 3712 lignes et de 3712 pixels codée sur 10 bits dans les 11 canaux, et une image de  $11136 \times 5568$  pixels pour le HRV.



(a)



(b)

**Figure I.8** Principe de prise d'images par le radiomètre SEVIRI

Les images brutes collectées par le satellite MSG sont des images de niveau-1.0 qui se transforment en images de niveau 1.5, après traitement et correction



géométrique de toutes les perturbations introduites par le satellite.

Le satellite MSG reçoit les données envoyées par la plateforme de collection de données (DCP) [21]. Puis, il les transmet à la station au sol (PGS) située à Usingen en Allemagne (voir figure I.9). Ces données sont traitées au centre de contrôle spécifique (MCC) au siège d'Eumetsat à Darmstadt en Allemagne, puis retransmises aux utilisateurs, soit via le système mondial de télécommunication (GTS) de l'organisation mondiale de la météorologie (OMM), soit via EUMETCast, le système de distribution de données d'EUMETSAT [18], ou par le service LRIT (Low Rate Information Transmission). Le service LRIT transmet des données de faible débit (128 kb/s) aux stations de réception de faible débit LRUS (Low Rate User Station) qui reçoivent trois à cinq images dans les canaux de SERIVI, par cycle de 30 minutes dans les 15 minutes qui suivent l'observation.

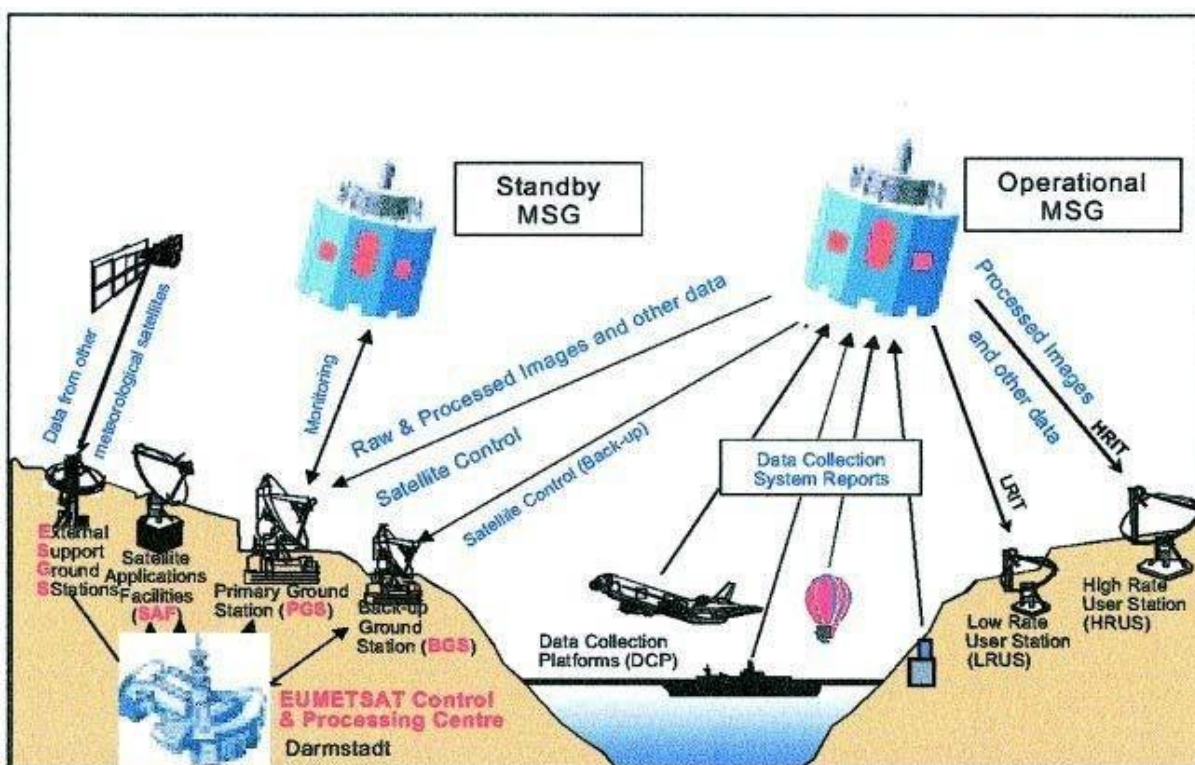


Figure I.9 Système de collecte et de diffusion de données MSG

#### I.2.2.4. Le segment sol de MSG :

Le segment sol est nécessaire au contrôle et à la commande des satellites et à la réception des données. Il est constitué d'un centre de contrôle spécifique (MCC)

[19], d'une station sol principale (PGS), d'une station de secours et d'orbitographie à Maspalomas en Espagne et d'une deuxième station de réserve à Cheia, en Roumanie, d'un centre d'extraction de produits météorologiques (MPEF), d'un centre d'archivage et de consultation de produits météorologiques (U-MARF) installés à Darmstadt et d'un réseau décentralisé de centres d'applications satellitaires (SAF) (voir figure I.10).

Le réseau SAF a été développé par EUMETSAT à travers l'Europe afin de fournir des outils logiciels, produits et données spécialisés à diverses communautés d'utilisateurs. Il existe huit SAFs qui sont [16, 19] :

SAF OSI (SAF on Ocean and Sea Ice): il produit et dissémine des produits caractérisant la surface des océans et les flux d'énergie à travers la surface de la mer.

SAF O3M (SAF on Ozone Monitoring): il est développé pour le traitement des données de l'Ozone, des aérosols et le rayonnement ultra-violet estimé par des observations satellitaires.

SAF NWP (SAF on Numerical Weather Prediction) : Ce SAF vise à augmenter les avantages aux divers centres météorologiques européens de NWP en développant des techniques avancées pour l'usage efficace des données satellites.

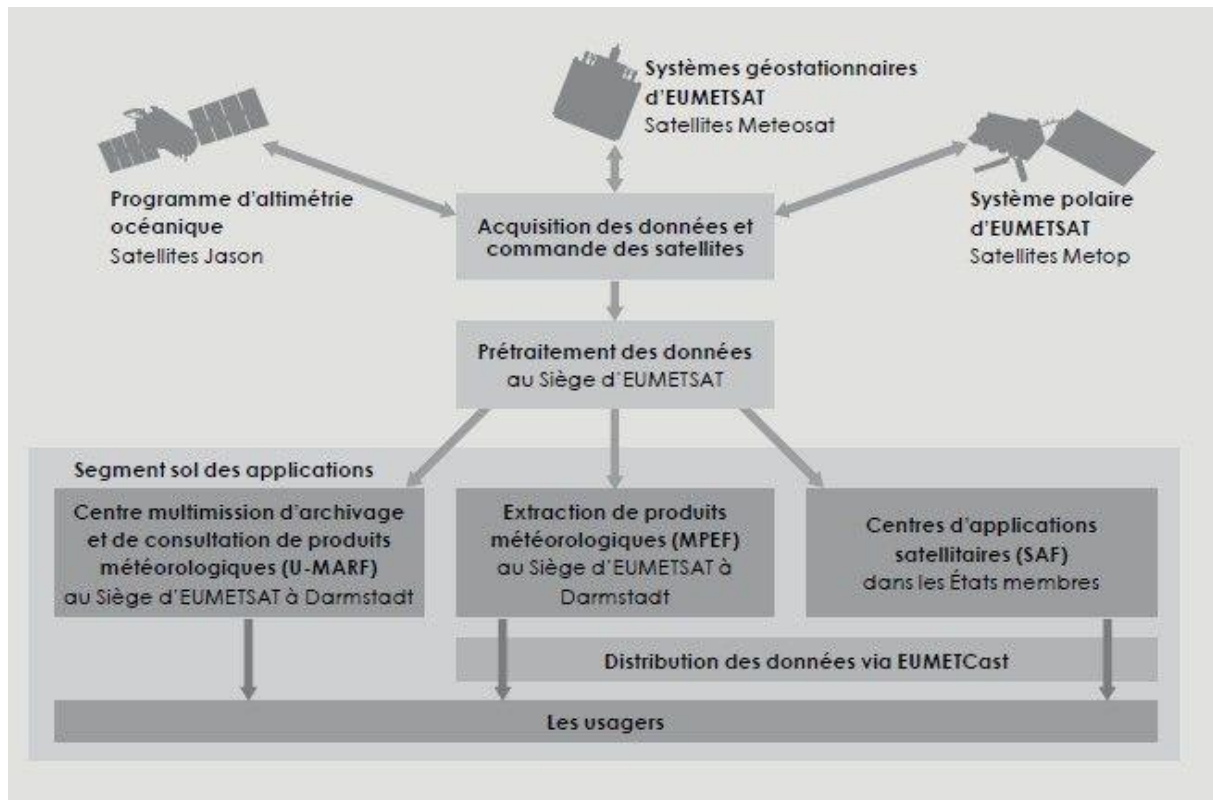
SAF CLM (SAF on Climate Monitoring) : il produit et archive des ensembles de données de haute qualité pour des domaines d'application spécifiques du climat. Actuellement, il se concentre sur des paramètres de nuage et des produits de l'humidité atmosphérique.

SAF LSA (SAF on Land Surface Analysis): ce SAF est consacré à l'analyse de la surface terrestre.

SAF GRAS (SAF on Ground positioning system Receiver for Atmospheric Sounding): ce SAF est consacré aux mesures par radio occultation du satellite.

SAF-H: est consacré pour l'hydrologie opérationnelle et la gestion de l'eau.

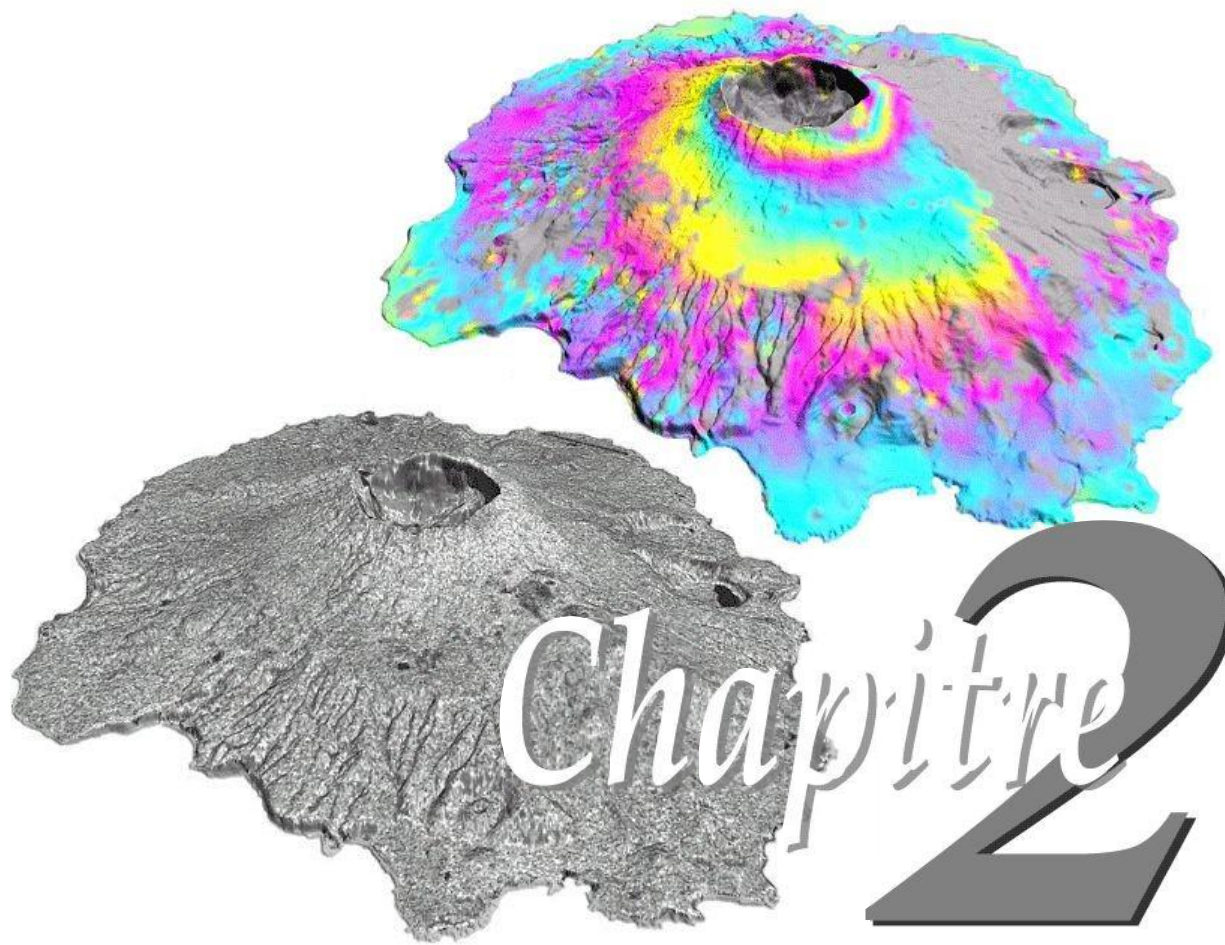
SAF NWC : la prévision immédiate et à court terme.



**Figure I.10** Collecte et transmission des données MSG

### I.3. Discussion :

Nous avons donné dans ce chapitre des généralités sur le rayonnement solaire et les images satellitaires. Ces différentes notions, définitions vont nous permettre dans le second chapitre à introduire les différentes méthodes d'estimation du rayonnement solaire par traitement d'images.



# Chapitre 2

**B**ilan d'Energie

**Préambule :**

La source du rayonnement solaire est le soleil âgé de 4,5 milliards d'années. Cet astre est situé à environ 150.106 km de la terre. Vue de notre planète, il se présente sous la forme d'un disque assez homogène. Son rayon qui est de 696 000km, est 100 fois supérieur que celui de la terre et sa masse est 333 000 fois celle de notre planète. Le soleil est composé

principalement d'hydrogène et d'hélium. Il tire son énergie des réactions thermonucléaires se produisant en permanence dans son noyau, dont la température atteint 20.106 degrés, qui décroît vers l'extérieur jusqu'à un palier d'environ 5800°k à la surface du soleil. Les réactions thermonucléaires transforment l'hydrogène en hélium avec une émission d'énergie qui donne

naissance à un rayonnement électromagnétique se propageant à une vitesse de 300 000km/s, dont le spectre couvre toutes les fréquences possibles et dont l'intensité est maximum dans la gamme du visible.

La puissance rayonnée à la surface du soleil est d'environ 3,85.1026 W. Cependant, une infime partie qui est de 1,9.1017 W est reçue par la terre. Il existe deux types de mesures pour déterminer le rayonnement solaire arrivant à la surface terrestre. Les mesures in-situ sont effectuées dans les stations météorologiques ou radiométriques par contre les mesures indirectes utilisent les images prises par des satellites météorologiques. Pour utiliser cette deuxième voie, il est nécessaire d'extraire les composantes utiles du rayonnement solaire en traitant les images. Pour cela, nous consacrons la première partie de ce chapitre à l'étude du rayonnement solaire et la deuxième à l'imagerie satellitaire.

**II.1.INTRODUCTION :**

Grâce à la position du satellite sur son orbite de déterminer la trace au sol de la caméra. Cette dernière est exprimée en latitude et longitude du lieu survolé par le satellite. Ces données vont nous servir à évaluer l'énergie qui parvient au satellite. L'objectif de cette partie est d'estimer cette énergie en :

- Evaluant le rayonnement diffusé par la cible, après son interaction avec l'atmosphère, ce qui consiste à exprimer les différentes atténuations atmosphériques et leurs effets sur l'éclairement solaire.
- Simulant la partie du rayonnement, diffusé dans la direction du satellite, qui atteint le cône de visée de la caméra.

Il existe différents modèles d'estimation du gisement solaire au sol, tels que les modèles statistiques qui se basent sur une série de données météorologiques des différentes stations solaires et des modèles physiques qui utilisent les images numériques satellitaires .

Le modèle spectral est un modèle qui se base sur des informations physiques dépendant de la fréquence du phénomène. Dans notre étude, nous utilisons ce modèle pour évaluer l'énergie, et nous choisissons le modèle spectral de R.Bird dans la bande spectrale du visible  $[0.4-1.0]\mu\text{m}$ .

Pour commencer, nous verrons tout d'abord quelques notions d'astronomie utiles au développement de ce chapitre.

## II.2.NOTIONS ASTRONOMIQUES :

### **Rayonnement solaire :**

Le rayonnement arrivant au sol dépend de la réflectance de la surface terrestre et des effets de l'atmosphère qui interviennent dans le double trajet (soleil-terre et terre-satellite) que fait le rayonnement à travers l'atmosphère. Pour connaître l'énergie reçue à un site donné, il est nécessaire de repérer ce site sur la surface terrestre, de connaître la position et la trajectoire du soleil dans la voûte céleste et les mouvements de la terre autour du soleil.

### **Géométrie Solaire :**

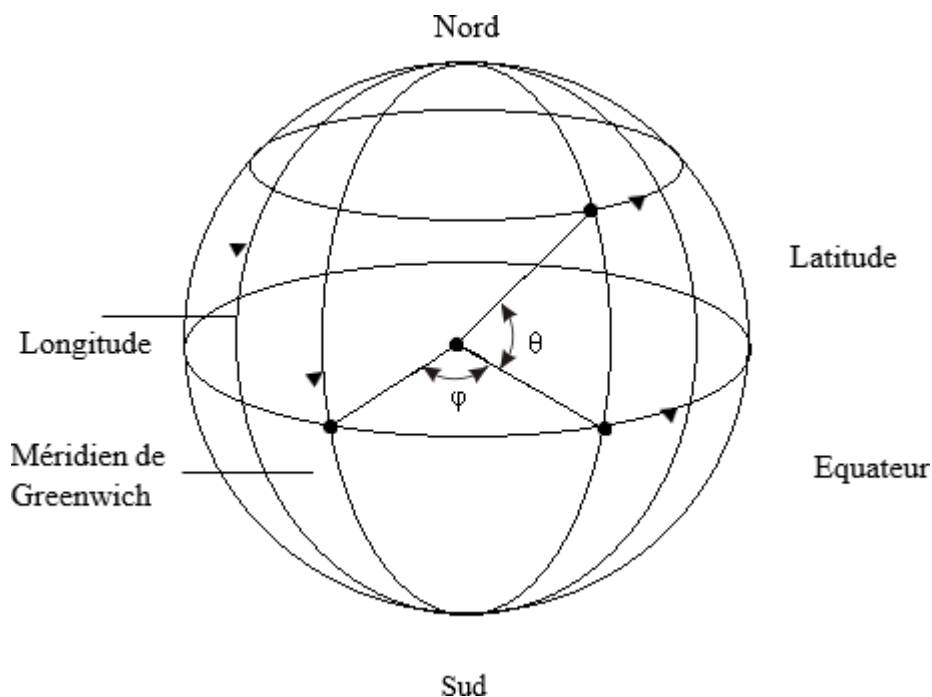
Il est possible de déterminer la position du soleil dans la voûte céleste en fonction du temps et de la position de l'observateur sur la terre.

Pour repérer un site donné à la surface terrestre, on définit les grandeurs suivantes :

- a) **La latitude  $\theta$**  : C'est l'angle  $\theta$  que fait la verticale du lieu avec le plan équatorial.

Si  $\theta > 0$ , le site se trouve dans l'hémisphère nord, sinon le site est dans l'hémisphère sud.

- b) **La longitude  $\varphi$**  : C'est l'angle  $\varphi$  formé par le méridien de Greenwich et le méridien du lieu considéré. La longitude est comprise entre  $-180$  (vers l'ouest) et  $+180$  (vers l'est). Comme la terre met 24 heures pour faire un tour sur elle-même ( $360^\circ$ ), chaque heure représente  $15^\circ$  d'écart de longitude et donc, chaque degré de longitude représente 4 minutes.
- c) **L'altitude** : C'est la distance verticale exprimé en mètres, séparant le point considéré du relief terrestre du niveau de la mer, pris comme surface de référence.



**Figure II.1.a** Coordonnées terrestres

### II.2.1. La déclinaison solaire :

Le plan de révolution de la Terre autour du soleil est appelé le plan écliptique. La Terre elle-même tourne autour d'un axe appelé axe polaire, qui est incliné approximativement de  $23.5$  degrés de la normale au plan écliptique.

La rotation de la terre autour de son axe entraîne des changements diurne et nocturne ; la position de cet axe polaire est relative au soleil indique les saisons.

L'angle entre l'axe polaire et la normale au plan écliptique reste inchangé, de même pour l'angle entre le plan équatorial de la terre et le plan écliptique .

Cependant, l'angle entre une ligne joignant les centres du soleil et de la terre au plan équatoriale change chaque jour, et à chaque instant. Cet angle est appelé la déclinaison solaire  $\delta$ , dont la formulation mathématique proposée par Cooper est :

$$\delta = 23.45^\circ \sin[0.986 (qj + 284)] \quad (\text{II.1})$$

Où :

qj : Quantième jour de l'année. (qj = 1, le 1<sup>er</sup> janvier).

- Pour les équinoxes de printemps et d'automne la déclinaison est  $0^\circ$ .
- Pour les solstices d'été et d'hivers la déclinaison est respectivement de  $+23^\circ 27'$  et  $-23^\circ 27'$ .

### II.2.2.L'équation du temps :

Le temps solaire est basé sur la rotation de la terre autour de l'axe des pôles et sur sa rotation autour du soleil ; la durée du jour varie au cours de l'année ceci est dû principalement au fait que la terre balaye des surfaces inégales sur le plan écliptique lors de sa rotation autour du soleil ; c'est-à-dire que si un observateur à l'équateur voit le soleil à midi au méridien local, un mois plus tard le soleil n'apparaîtra pas exactement au méridien local.

Des écarts allant jusqu'à 16 minutes se produisent ; cette différence s'appelle équation du temps et est donnée par :

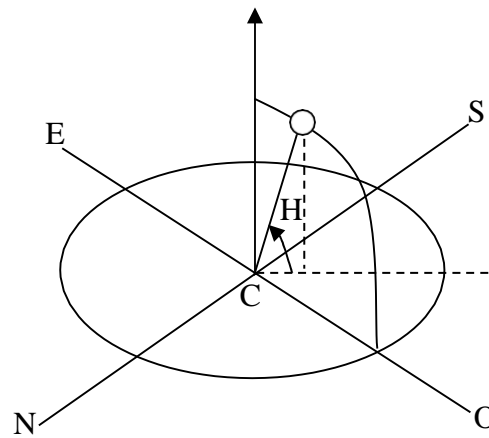
$$\text{ET (mn)} = 9.9 \sin[2(0.986 qj + 100)] - 7.7 \sin(0.986 qj - 2) \quad (\text{II.2})$$

### II.2.3.La hauteur solaire :

C'est l'angle qui définit la position du soleil, relativement à un endroit sur la terre (figure II.1). Pour déterminer cette hauteur, nous aurons besoin de certains paramètres tels que la position du lieu survolé par le satellite exprimée en latitude et



longitude, la déclinaison solaire du jour considéré, ainsi que la correction du temps et l'heure.



**Figure II.1.b Repérage du soleil**

L'équation donnant la hauteur solaire est :

$$\sin(H) = \sin(l) \sin(\delta) + \cos(l) \cos(\delta) \cos(w) \quad (\text{II.3})$$

Où:

H : hauteur solaire.

l : Latitude du lieu.

$\delta$  : Déclinaison solaire.

w : Angle horaire.

$$w = 15 (\text{TSV} - 12) \quad (\text{II.4})$$

tel que :

$$\text{TSV} = \text{TU} + \text{long}/15 + \text{ET} \quad (\text{II.5})$$

Avec :

TSV : Temps solaire vrai.

TU : Temps universel.

ET : Equation du temps.

long : longitude du lieu.

On définit l'angle horizontal solaire  $\theta_z$ , angle formé entre la position du satellite et la verticale, en fonction de  $H$ , comme suit :

$$\theta_z = 90^\circ - H \quad (\text{II.6})$$

### II.3. QUELQUES DEFINITIONS DES PROPRIETES DES ONDES ELECTROMAGNETIQUES :

Le rayonnement solaire se compose de radiations électromagnétiques émises par le soleil, dont le spectre s'étend des plus petites longueurs d'ondes (rayons gamma) vers les grandes ondes radioélectriques. Les parties de ce spectre qui jouent un rôle dans l'interaction du rayonnement solaire avec l'environnement terrestre sont essentiellement les bandes infrarouge, visible et ultraviolette, ainsi que la gamme radioélectrique et celles des microondes. La distribution spectrale de ce rayonnement est donnée par la fig.3.

Le rayonnement solaire reçu au sommet de l'atmosphère, dans un plan perpendiculaire aux rayons solaires et pour une distance terre-soleil égale à sa valeur moyenne, est appelée la constante solaire et vaut  $1367 \text{ W/m}^2$ . Lorsque ce rayonnement traverse l'atmosphère pour atteindre la surface terrestre, il est fortement atténué en raison des phénomènes d'absorption et de diffusion par les différents constituants de celle-ci.

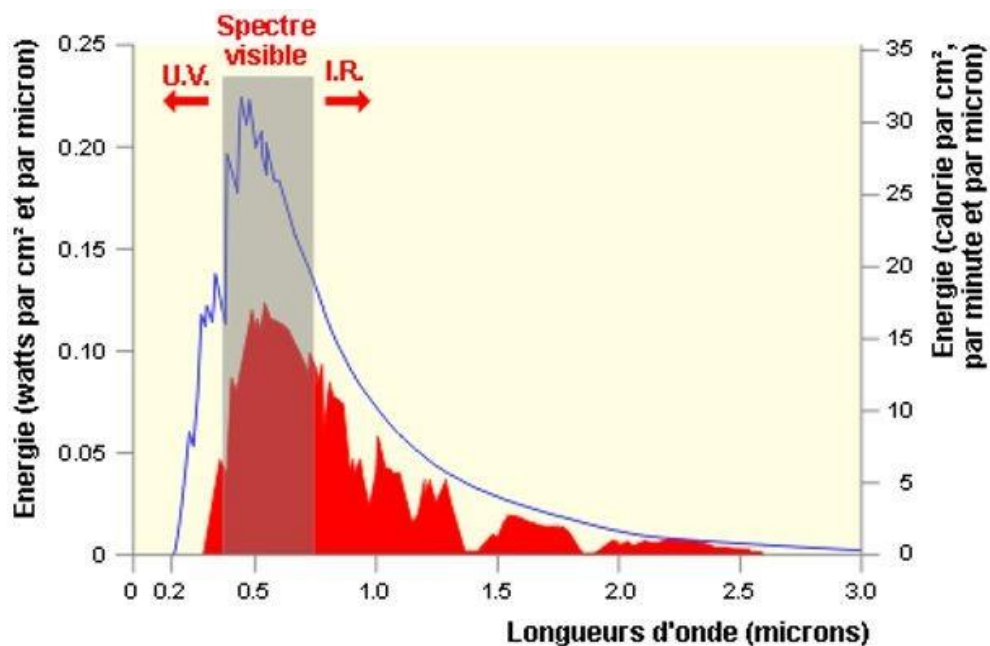


Figure II.2.a Distribution spectrale du rayonnement solaire

### II.3.1.L'émission :

Tout corps dont la température thermodynamique est supérieure à 0K (-273°) émet un rayonnement électromagnétique.

### II.3.2.L'absorption :

Tout corps dont la surface reçoit un rayonnement électromagnétique peut en absorber une partie. le rapport entre l'énergie absorbée et l'énergie reçue (incidente) est appelé coefficient d'absorption, ou absorptance  $\alpha$ . ( $0 < \alpha < 1$ ).

L'absorption par les gaz atmosphériques est dite sélective, car elle n'affecte que des radiations de longueurs bien précises. Elle est due essentiellement à la vapeur d'eau (H<sub>2</sub>O), à l'ozone (O<sub>3</sub>), à l'oxygène (O<sub>2</sub>) et au gaz carbonique (CO<sub>2</sub>).

La vapeur d'eau qui est le constituant le plus important après l'air, présente plusieurs bandes d'absorption situées à des longueurs d'ondes supérieures à 0,65  $\mu\text{m}$  [8]. La bande allant de 2,4 à 2,8  $\mu\text{m}$  est la plus large. De plus, à ce niveau, l'absorption est la plus forte. L'absorption propre à la vapeur d'eau est d'environ 10% [9].

L'ozone est le principal absorbant dans l'ultraviolet. Il est caractérisé par une forte bande d'absorption à des longueurs d'ondes inférieures à 0,3  $\mu\text{m}$  et une faible absorption entre 0,45 et 0,7  $\mu\text{m}$ .

L'oxygène a deux bandes étroites de faible atténuation dans le visible à 0,69 et 0,76  $\mu\text{m}$ . Le gaz carbonique absorbe le rayonnement dans cinq bandes se trouvant respectivement à 1,46, 1,60, 2,04, 2,75 et 4,27  $\mu\text{m}$ .

### II.3.3.La réflexion :

Tout corps recevant une quantité d'énergie rayonnante d'une source extérieure peut en réfléchir une partie. Le rapport entre l'énergie réfléchie et l'énergie incidente est appelé coefficient de réflexion, ou réflectance  $\rho$  ( $0 < \rho < 1$ ).

Quand l'énergie reçue est l'énergie solaire et que les surfaces irradiées sont des surfaces terrestres, la réflectance est appelée albédo.

### II.3.4. La transmission :

Tout corps recevant une quantité d'énergie rayonnante peut en transmettre une partie. Le rapport entre l'énergie émise ou réfractée et l'énergie incidente est appelé coefficient de transmission, ou transmittance  $\tau$  ( $0 < \tau < 1$ ).

La relation entre l'absorption, la réflexion et la transmission est donnée par la figure II.2.

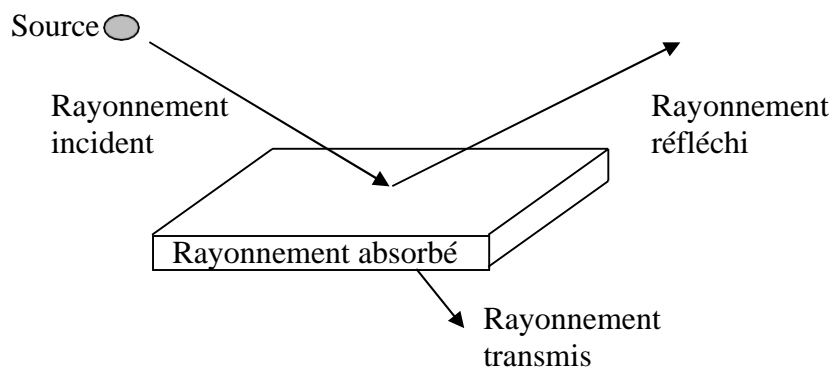


Figure II.2.b Absorption, Réflexion, Transmission

### II.3.5. La diffusion :

La diffusion est une redistribution du rayonnement solaire qui interagit avec les molécules gazeuses, les gouttelettes et les aérosols dans toutes les directions sans changement de longueur d'onde. Selon la taille des particules diffusantes par rapport à la longueur d'onde du rayonnement incident, on distingue deux types de diffusion : la diffusion de Rayleigh et la diffusion de Mie.

La diffusion de Rayleigh affecte surtout les molécules d'air pur et sec comme l'azote et l'oxygène. C'est une diffusion sélective causée par les particules dont le diamètre est très inférieur à la longueur d'onde incidente. En moyenne, en prenant en compte la course du soleil et les différentes longueurs d'onde, environ 13% de rayonnement solaire incident subissent la diffusion de Rayleigh [10]. Le coefficient d'extinction caractérisant ce type de diffusion est donné par la relation suivante :

$$k_r(\lambda) = 0.008735 \lambda^{-4}$$

L'existence de particules microscopiques dans un milieu de transmission, comme l'atmosphère par exemple, provoquent une diffusion dans toutes les directions de la partie de l'énergie émise par la source. Si le rayonnement diffus est de même

fréquence que le rayonnement incident, la diffusion est élastique. Si la fréquence du rayonnement diffus est inférieure à celle du rayonnement incident, il y a absorption d'énergie par le milieu et la diffusion est inélastique. On distingue :

- La diffusion élastique de Mie, concernant les particules dont les dimensions sont du même ordre que la longueur d'onde. L'intensité du rayonnement diffusée est en  $\lambda^{-n}$ , avec n l'ordre de 1 à 2.
- La diffusion élastique de Rayleigh, s'appliquant aux particules de dimensions très inférieures à la longueur d'onde. L'intensité du rayonnement diffusé est fonction de  $\lambda^{-4}$ .

Les phénomènes d'absorption et de diffusion par les nuages réduisent considérablement le rayonnement reçu au sol surtout pour les longueurs d'ondes supérieures à 1  $\mu\text{m}$ . Les nuages sont constitués des particules dont les dimensions sont notablement supérieures aux longueurs d'ondes ultraviolets et visibles. C'est ainsi que dans ce domaine du spectre solaire, la diffusion par les nuages est indépendante de la longueur d'ondes. Le taux d'atténuation par les nuages dépend essentiellement de leur épaisseur, leur nature et leur distribution dans le ciel. Une couche de nuages, aussi mince que possible peut renvoyer le rayonnement incident vers l'atmosphère. Quant à l'absorption du rayonnement par les nuages, elle est moins marquée. Les nuages les plus épais n'absorbent qu'environ 8 % de l'énergie incidente. La contribution de ces différents phénomènes est illustrée par la figure suivante :

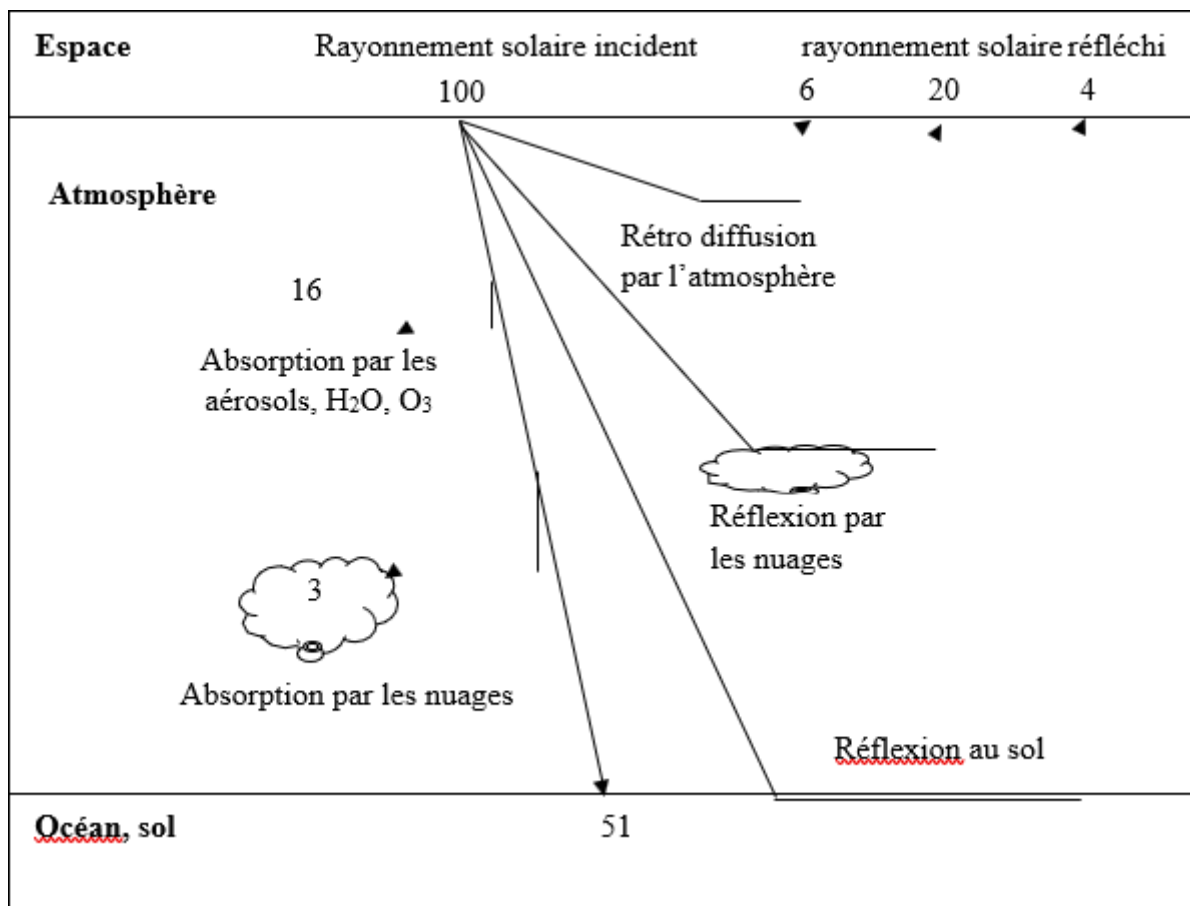


Figure II.2.c Processus de transmission, d'absorption, de diffusion et de réflexion dans l'atmosphère (les chiffres sont des pourcentages)

II.4.ATMOSPHERE TERRESTRE :

L'atmosphère terrestre est une enveloppe très mince par rapport au rayon de la terre. C'est à son entrée que le rayonnement électromagnétique émis par le soleil commence à s'atténuer.

L'atmosphère est composée de couches superposées les unes sur les autres. Depuis le sol, on distingue la troposphère, la stratosphère, puis la mésosphère, suivi de la thermosphère.

L'air sec est composé de 78% d'azote, de 21% d'oxygène, de 1% d'argon et de 0.033% de dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>), avec de la vapeur d'eau dans la troposphère et une mince couche d'ozone dans la stratosphère dont le rôle est si important dans l'absorption des rayons ultraviolets les plus durs. On rajoute à cela les aérosols qui sont des particules soit d'origine naturelle, tels que le sable, la suie, les cristaux de

glace ou les poussières volcaniques, soit d'origine artificielle telle que celles produites par l'industrie, l'automobile ou le chauffage.

#### II.4.1. La structure de l'atmosphère :

L'atmosphère s'étend jusqu'à 100 km ; ses différentes couches sont respectivement :

- La troposphère : elle s'étend de la surface terrestre à une altitude de 10 km.
- La stratosphère : elle s'étend de 10 à 50 km.
- L'ionosphère : elle s'étend de 50 à 100 km.

#### II.4.2. La masse atmosphérique :

- Une masse atmosphérique unité correspond au trajet d'un rayon solaire selon la verticalité du lieu.
- La masse atmosphérique relative  $M_r$  est définie comme le rapport entre le chemin optique sur une trajectoire oblique et le chemin selon la direction du zénith soit :

$$M_r = 1 / [\cos(\theta_z) + 0.15 (93.885 - \theta_z)^{-1.259}] \quad (\text{II.7})$$

La formule (II.7), proposée par Kasten, n'est pas valable que pour une pression standard de 1013.25 mb (millibar) au niveau de la mer; d'où la masse d'air traversée est donnée par :

$$M = M_r(P/1013.25) \quad (\text{II.8})$$

Où :

M : Masse atmosphérique en mètre.

P : Pression atmosphérique du lieu en mb (millibar).

#### II.4.3. Les constituants de l'atmosphère :

Trois grandes catégories de constituants provoquent l'atténuation du rayonnement solaire, soit par diffusion ou par absorption.

##### II.4.3.1. Le gaz :

L'atténuation est due principalement à quatre constituants de l'atmosphère :

Oxygène, dioxyde de carbone, ozone et vapeur d'eau.

- Oxygène et dioxyde de carbone sont présents en quantité variable. L'absorption qui en résulte est indépendante du lieu et du temps.
- Ozone est créé par la décomposition de l'oxygène sous l'effet des rayons UV (Ultra Violet) et sa recombinaison avec une molécule d'oxygène. Il est localisé dans la stratosphère. L'épaisseur réduite d'ozone varie entre 2 à 5 mm cette variation est fonction de la latitude et de la date.
- La vapeur d'eau présente dans l'atmosphère est caractérisée par la hauteur d'eau condensable, notée  $W$  : c'est la hauteur d'eau liquide obtenue au sol par condensation de la vapeur d'eau d'une colonne verticale d'atmosphère.

#### **II.4.3.2. Les aérosols :**

Ce sont des particules, solides ou liquides, en suspension dans l'atmosphère. Leurs tailles varient de  $10^{-3}$  à  $10^2$   $\mu\text{m}$ . Leur origine est diverse : mer, sable, poussières, volcans, pollutions industrielles, ...etc. Ils ont un effet de diffusion important sur le rayonnement selon leur taille.

#### **II.4.3.3. Les nuages :**

Les nuages sont des ensembles de fines particules d'eau voisines les unes des autres. Ces particules sont soit des gouttelettes, surfondues ou non, soit des particules de glaces. La teneur en eau condensée d'un nuage est de l'ordre de  $10^{-3}$   $\text{kg}/\text{m}^3$ . D'où ils ont un effet d'atténuation très importante sur le rayonnement, surtout par absorption.

Un nuage est composé de millions de toutes petites gouttes d'eau ou de cristaux de glace si la température de l'air est très basse, flottant dans l'air. Un nuage se forme lorsque la vapeur d'eau devient liquide, c'est-à-dire lorsque l'air humide se refroidit et que la vapeur condense sur des minuscules particules. Les nuages peuvent être divisés en trois catégories selon le niveau caractéristique d'apparence [13]: nuages bas, nuages de niveau intermédiaire (les nuages d'étage moyen) et les nuages hauts



plafonnant à des altitudes avoisinant la dizaine de kilomètres. Les météorologues ont ainsi identifié un nombre limité de formes caractéristiques en fonction de l'altitude et des conditions de formation. Les espèces de nuages se rapportent à une ou plusieurs des caractéristiques suivantes : la forme (nuages en banc, en couches, en nappes, en voile...), la dimension (surface des éléments constitutifs, extension verticale...). Les nuages peuvent être classifiés selon l'altitude (voir tableau.II.1), selon le genre (voir tableau.II.2), selon l'espèce ou bien selon la variété.

Groupe	Altitude moyenne de la base (m)	Préfixe du nom du nuage
Etage supérieur	6000	Cirr
Etage moyen	2000	Alto
Etage inférieur	Du sol à 2000	Stra
A développement vertical	500	Cum

**Tableau II.1.** Classification des nuages selon l'altitude

Nom	Description
Cirrus (Ci)	Nuages détachés sous forme délicats filaments blancs composés de bancs ou d'étroites bandes blanches. Ces nuages ont un aspect fibreux (chevelu), un éclat soyeux ou les deux.
Cirrostratus (Cs)	Voile nuageux transparent et blanchâtre, d'aspect fibreux ou lisse, couvrant le ciel en totalité ou en partie et donnant le plus généralement lieu à des phénomènes de halo.
Cirrocumulus (Cc)	Banc, nappe ou couche mince de nuages blancs sans ombre propre composés de très petits éléments en forme de granules, de ride, etc. soudés ou non et disposés plus au moins régulièrement, la plupart des éléments ont une largeur apparente de moins d'un doigt tenu à longueur de bras.
Altostratus (As)	Nappe ou couche nuageuse grisâtre ou bleuâtre, d'aspect strié, fibreux ou en uniforme couvrant entièrement ou partiellement le ciel présentant des parties suffisamment minces pour laisser voir le soleil, au moins vaguement, comme au travers d'un verre dépoli.

Alto cumulus (Ac)	Banc , nappe ou couche de nuages blancs et gris ayant généralement des ombres propres et composés de lamelles, de galets, de rouleaux, etc., d'aspect parfois partiellement fibreux ou flou, soudés ou non. La plupart des petits éléments ont une largeur apparente comprise entre un et trois doigts tenus à longueur de bras.
Stratus (St)	Couche nuageuse, généralement grise, à base assez uniforme pouvant donner lieu à de la bruine, des cristaux de glace ou de la neige en grains. Lorsque le soleil est visible à travers ces nuages, on distingue facilement son contour. Il se présente parfois sous forme déchiquetées.
Strato cumulus (Sc)	Banc, nappe ou couche de nuages gris ou blanchâtre, ou les deux à la fois, ayant presque toujours des parties foncées, formées de dalles, de galets, de rouleaux, etc., d'aspect non fibreux, soudés ou non ; la plupart des petits éléments de forme régulière ont une largeur apparente de plus de trois doigts tenus à la longueur de bras.
Cumulus (Cu)	Nuages détachés, normalement denses et aux contours bien délimités, se développant verticalement sous forme de dômes et de tours, dont la partie supérieure bourgeonnante a souvent l'aspect d'un chou-fleur. Les parties du nuage éclairées par le soleil sont d'un blanc éclatant ; la base est relativement foncée et horizontale.
Cumulonimbus (Cb)	Nuage dense à extension verticale considérable en forme de montagne ou de tour immense. Sa partie supérieure est presque toujours aplatie, celle-ci prend la forme d'une enclume. Sous sa base, souvent très foncée, on retrouve fréquemment des nuages bas déchiquetés, soudés ou non avec elle ainsi que des précipitations.
Nimbostratus (Ns)	Couche nuageuse grise, souvent foncée dont l'aspect est rendu flou par des chutes de pluie plus au moins continues, qui, dans la plupart des cas atteignent le sol. Il masque complètement le soleil sur toute son étendue. Sous sa base, on retrouve fréquemment des nuages bas, déchiquetés, soudés ou non avec elle ainsi que des précipitations.

**Tableau II.2.** Classification des nuages selon le genre.

#### II.4.4.L'atténuation atmosphérique :

Nous avons souligné que le rayonnement extra-terrestre commence son atténuation à l'entrée de l'atmosphère terrestre. Les principaux effets d'atténuations sont :

- L'absorption par la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère, l'ozone, les molécules des gaz mixtes.
- La diffusion par les aérosols et les molécules des gaz mixtes. Ces atténuations sont traduites par des transmittances.

##### II.4.4.1.Les transmittances spectrales dues aux absorptions atmosphérique :

###### II.4.4.1.1.La transmittance spectrale due à l'absorption par la vapeur d'eau :

Une version modifiée de l'expression de la transmittance de la vapeur d'eau développée par Leckner est proposée par Bird.

$$\tau_{w\lambda} = \exp -0.3285 a_{w\lambda} \frac{(W + (1.42 - W) 0.5)}{(1.0 + 20.07 a_{w\lambda} Mr)^{0.45}} Mr \quad (\text{II.9})$$

Où :

$a_{w\lambda}$  : Coefficient d'absorption de la vapeur

$W$  : Hauteur d'eau condensable exprimée en centimètre.

###### II.4.4.1.2.La transmittance spectrale due à l'absorption par l'ozone :

L'ozone absorbe dans l'ultraviolet (UV), le visible (V), et l'infrarouge (IR). Pour cette absorption, les résultats des travaux de Vigroux ont abouti à l'établissement d'une table de coefficients d'absorption pour l'ozone. Quant à l'expression de la transmittance, elle est donnée par Leckner :

$$\tau_{o\lambda} = \exp (-a_{o\lambda} \cdot l_{o\lambda} \cdot M_o) \quad (\text{II.10})$$

Où :

$a_{o\lambda}$  : Coefficient d'absorption de l'ozone.

$l_{o\lambda}$  : Taux d'ozone en cm (centimètre). Ce taux varie entre 0.3cm et 2 cm. La valeur prise par Leckner est 0.3cm.

$M_o$  : Masse d'air de l'ozone dont l'expression développée par Paltridge & Platt.

$$M_o = 35 / [1224 \cdot \cos^2(\theta z) + 1]^{0.5} \quad (\text{II.11})$$

#### II.4.4.1.3 La transmittance due à l'absorption par molécules :

Cette transmittance est due à l'absorption par les molécules ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{CH}_4$ , ...), appelées mélange uniforme de gaz ou gaz mixtes et est formulée par Leckner comme suit :

$$\tau_\lambda = \exp \frac{-1.41 \cdot a_{g\lambda} \cdot M}{(1 + 118.93 \cdot a_{g\lambda} M)^{0.45}} \quad (\text{II.12})$$

Où :

$a_{g\lambda}$  : Coefficient d'absorption des molécules.

$M$  : Masse atmosphérique.

#### II.4.4.2. la transmittance dues aux diffusions atmosphériques :

##### II.4.4.2.1. La transmittance spectrale due à la diffusion par molécules :

L'expression du coefficient d'extinction  $K_{r\lambda}$ , de la diffusion moléculaire est extraite du modèle atmosphérique de calcul Laowtran-5, dont les résultats sont en accord avec ceux obtenus par les formulations théoriques de Pendorf, qui est donnée par :

$$K_{r\lambda} = \frac{1}{\lambda^4 (115.6406 - \frac{1.335}{\lambda^2})} \quad (\text{II.13})$$

En combinant les équations (II.8) et (II.13), la transmittance de la diffusion moléculaire se déduit par :

$$\tau_{r\lambda} = \exp (-M \cdot K_{r\lambda}) \quad (\text{II.14})$$

##### II.4.4.2.2. La transmittance spectrale due à la diffusion par les aérosols :

Dans l'atmosphère, les aérosols sont le facteur principal de la diffusion de l'énergie solaire. Angström a proposé une formulation simple connue sous le nom de « formule de trouble d'Angström » qui s'écrit sous la forme :

$$K_{r\lambda} = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \quad (\text{II.15})$$

$K_{r\lambda}$  : Coefficient d'extinction.

$\alpha$  : Coefficient qui dépend du type et de la taille des particules. Il varie entre 0 (grosses particules) et 4 (molécules). A la suite de nombreuses mesures, Angström a proposé  $\alpha = 1.3$ .

$\lambda$  : Longueur d'onde.

$\beta$  : Coefficient de trouble (il est lié à la visibilité du ciel).

Avec :

- Atmosphère très limpide  $\rightarrow \beta = 0.10$ .
- Atmosphère trouble  $\rightarrow \beta = 0.20$ .
- Atmosphère très polluée  $\rightarrow \beta = 0.40$ .

L'expression de la transmittance due à la diffusion par les aérosols est :

$$\tau_{a\lambda} = \exp(-K_{a\lambda} \cdot Mr) \quad (\text{II.16})$$

#### II.4.4.3. La transmittance totale :

Nous venons d'exprimer les transmittances qui traduisent les différentes atténuations dues aux composantes de l'atmosphère. La transmittance totale s'écrit :

$$\tau_{\lambda} = \tau_{o\lambda} \cdot \tau_{w\lambda} \cdot \tau_{g\lambda} \cdot \tau_{a\lambda} \cdot \tau_{r\lambda} \quad (\text{II.17})$$

$\tau_{\lambda}$  : Transmittance spectrale totale.

$\tau_{o\lambda}$  : Transmittance spectrale due à l'absorption par l'ozone.

$\tau_{w\lambda}$  : Transmittance spectrale due à l'absorption par la vapeur d'eau.

$\tau_{g\lambda}$  : Transmittance spectrale due à l'absorption par les molécules.

$\tau_{a\lambda}$  : Transmittance spectrale due à la diffusion par les aérosols.

$\tau_{r\lambda}$  : Transmittance spectrale due à la diffusion par les molécules.

## II.5. EVALUATION DU RAYONNEMENT GLOBAL AU SOL :

Le rayonnement solaire global au sol, après la traversée de l'atmosphère, est la somme de deux composantes : rayonnements direct et diffus.

Les valeurs des transmittances obtenues par les relations précédentes interviennent dans le calcul du diffus horizontal et du direct au sol.

Le diffus est composé du :

- Rayonnement diffus dû à la diffusion Rayleigh.
- Rayonnement diffus dû à la diffusion par les aérosols.
- Rayonnement diffus dû aux réflexions multiples entre le sol et l'atmosphère.

### II.5.1. Le rayonnement spectral direct :

Le rayonnement spectral incident, au niveau du sol, sur une surface normale à la direction du soleil est :

$$I_{n\lambda} = I_{o\lambda} \cdot \tau_{\lambda} \quad (\text{II.18})$$

$I_{n\lambda}$  : Rayonnement spectral direct sur une surface perpendiculaire aux rayons solaires.

$I_{o\lambda}$  : Rayonnement spectral hors atmosphère.

$\tau_{\lambda}$  : Transmittance spectrale totale.

Pour une surface horizontale et donc inclinée par rapport aux rayons solaires, le rayonnement s'écrit :

$$I_{\lambda} = I_{n\lambda} \cdot \cos(\theta_z) \quad (\text{II.19})$$

$$I_{\lambda} = I_{o\lambda} \cdot \tau_{\lambda} \cdot \cos(\theta_z) \quad (\text{II.20})$$

### II.5.2. Le rayonnement spectral diffus horizontal :

Le rayonnement diffus spectral est très difficile à mettre en termes simples, d'où l'impossibilité de le calculer aussi rigoureusement que la composante du directe.

L'évaluation du diffus nécessite des formulations très complexes, et en général pour simplifier son évaluation on se limite à quelques composantes du diffus. La

méthode de calcul du rayonnement diffus est celle proposé par R.Bird, basée sur les travaux de Brine & Iqbal ainsi que de Hayes & Davies, excepté pour le facteur de correction  $C_\lambda$  du diffus ajouté par R.Bird.

Le rayonnement diffus sur une surface horizontale est donnée par :

$$I_{d\lambda} = (I_{r\lambda} + I_{a\lambda}) \cdot C_\lambda + I_{g\lambda} \quad (\text{II.21})$$

$I_{d\lambda}$  : Rayonnement spectral diffus sur surface horizontale.

$I_{r\lambda}$  : Rayonnement spectral diffus de Rayleigh sur surface horizontale.

$I_{a\lambda}$  : Rayonnement spectral diffus des aérosols sur surface horizontale.

$I_{g\lambda}$  : Rayonnement spectral diffus dû aux réflexions multiples entre le sol et l'atmosphère sur une surface horizontale.

$C_\lambda$  : Facteur de correction dépendant de  $\lambda$  et de l'angle zénithal solaire  $\theta_z$ .

### II.5.3. Le rayonnement spectral diffus de Rayleigh :

Une atmosphère de Rayleigh soumise à une radiation monochromatique subit une diffusion primaire donnée par :

$$1 - \tau_{r\lambda} \quad (\text{II.22})$$

La quantité diffusée est alors :

$$(1 - \tau_{r\lambda}) \cdot \tau_{a\lambda} \cdot \tau_{w\lambda} \cdot \tau_{o\lambda} \cdot \tau_{g\lambda} \quad (\text{II.23})$$

L'expression du rayonnement diffus du type Rayleigh, dû à un éclairement  $I_{o\lambda} \cdot \cos(\theta_z)$  sur une surface horizontale aux abords de l'atmosphère est :

$$I_{o\lambda} \cdot \cos(\theta_z) \cdot (1 - \tau_{r\lambda}) \cdot \tau_{a\lambda} \cdot \tau_{w\lambda} \cdot \tau_{o\lambda} \cdot \tau_{g\lambda} \quad (\text{II.24})$$

Sachant que la moitié de cette radiation est diffusée vers l'espace, la quantité atteignant le sol après un premier passage à travers l'atmosphère est :

$$I_{r\lambda} = I_{o\lambda} \cdot \cos(\theta_z) \cdot 0.5 \cdot (1 - \tau_{r\lambda}) \cdot \tau_{a\lambda} \cdot \tau_{w\lambda} \cdot \tau_{o\lambda} \cdot \tau_{g\lambda} \quad (\text{II.25})$$

#### II.5.4. Le rayonnement spectral diffus par les aérosols :

Considérons une atmosphère ne contenant que des particules de matières (aérosols), l'atténuation du rayonnement sera :

$$1 - \tau_{a\lambda} \quad (\text{II.26})$$

Cependant la quantité diffusée est confondue avec celle absorbée. Seul l'albédo de diffusion simple  $W_o$  des aérosols permet d'évaluer l'énergie diffusée comme :

$$W_o \cdot (1 - \tau_{a\lambda}) \quad (\text{II.27})$$

Aussi, toute l'énergie diffusée ne se dirige pas vers le sol, on définit alors un autre facteur  $F_c$  comme le rapport de l'énergie diffusée vers le sol à l'énergie totale diffusée. D'où la diffusion par le rayonnement spectral diffus des aérosols est donnée par:

$$I_{a\lambda} = I_{o\lambda} \cdot \cos(\theta z) \cdot (1 - \tau_{a\lambda}) \cdot \tau_{r\lambda} \cdot \tau_{w\lambda} \cdot \tau_{o\lambda} \cdot \tau_{g\lambda} \cdot W_o \cdot F_c \quad (\text{II.28})$$

Avec :

$$F_c = [1 + \cos(\theta)]. 0.5 \quad (\text{II.29})$$

$\cos(\theta)$  : facteur d'asymétrie des aérosols.

#### II.5.5. Le rayonnement spectral diffus dû aux réflexions multiples :

Ce rayonnement est défini par les réflexions du rayonnement incident entre le sol et l'atmosphère. Ce qui fait intervenir l'albédo du sol et celui de l'atmosphère. Le rayonnement incident au sol lors de son passage par l'atmosphère est :

$$R_\lambda = (I_{r\lambda} + I_{a\lambda}) \cdot C_\lambda \cdot I_{n\lambda} \cdot \cos(\theta z) \quad (\text{II.30})$$

Par suite, les réflexions multiples entre le sol et l'atmosphère font apparaître un rayonnement diffus  $I_{g\lambda}$  tel que :

$$I_{g\lambda} = R_\lambda \left[ \frac{\zeta_{s\lambda} \cdot \zeta_{a\lambda}}{(1 - \zeta_{s\lambda} \cdot \zeta_{a\lambda})} \right] \quad (\text{II.31})$$

Où :

$\zeta_{s\lambda}$  : Albédo spectral du sol.

$\zeta_{a\lambda}$  : Albédo spectral de l'atmosphère.



$$\zeta_{a\lambda} = \tau_{w\lambda} \cdot \tau_{o\lambda} \cdot \tau_{g\lambda} \cdot [\tau_{a\lambda} \cdot (1 - \tau_{r\lambda}) \cdot 0.5 + (1 + \tau_{a\lambda}) \cdot W_o \cdot (1 - F_c) \cdot \tau_{r\lambda}] \quad (\text{II.32})$$

L'expression générale du diffus au sol est donc :

$$I_{d\lambda} = (I_{r\lambda} + I_{a\lambda}) \cdot C_{\lambda} + I_{g\lambda}$$

$$I_{d\lambda} = (I_{r\lambda} + I_{a\lambda}) \cdot C_{\lambda} \cdot \left[ \frac{1}{(1 - \zeta_{s\lambda} \cdot \zeta_{a\lambda})} \right] + I_{n\lambda} \cdot \cos(\theta_z) \left[ \frac{\zeta_{s\lambda} \cdot \zeta_{a\lambda}}{(1 - \zeta_{s\lambda} \cdot \zeta_{a\lambda})} \right] \quad (\text{II.33})$$

### II.5.6. le rayonnement spectral global au sol :

Le rayonnement global au sol est la somme, des rayonnements direct et diffus horizontal. Il se traduit à partir des équations (II.19), (II.20) et (II.33) :

$$G_{\lambda} = I_{n\lambda} \cdot \cos(\theta_z) + I_{d\lambda} \quad (\text{II.34})$$

## II.6. ETUDE DU RAYONNEMENT SOL - ATMOSPHERE - SATELLITE :

Nous venons de voir comment le rayonnement solaire est influencé par l'atmosphère sur le trajet soleil – soleil ; la deuxième partie du modèle (sol – satellite) que nous allons développer, consiste à évaluer le rayonnement qui parvient au satellite dans le cône de visé de la caméra. Ce rayonnement est la résultante du rayonnement réfléchi par le sol et de celui diffusé par l'atmosphère.

### II.6.1. La simulation du rayonnement atteignant le satellite :

#### II.6.1.1. La radiation réfléchie par le sol vers le satellite :

Le rayonnement atteignant la surface terrestre, va être réfléchi vers le capteur du satellite ; la quantité réfléchie dépend de la nature du sol, et donc de sa réflectance.

Le rayonnement réfléchi par la surface terrestre traversera l'atmosphère, subira de nouveau différentes atténuations traduites par les transmittances. Ces transmittances seront calculées en fonction de l'angle zénithal satellitaire donné par :

$$\theta_{\text{sat}} = (1.826 \cdot X - 0.274) / \sqrt{3.14 - X} \quad (\text{II.35})$$

Avec :

$$X = \cos(l) \cdot \cos(\text{long}) \quad (\text{II.36})$$

Où :

l : Latitude du lieu au sol.

long : Longitude du lieu au sol.

Le rayonnement parvenant au satellite sera alors :

$$G_{\lambda(\theta_{\text{sat}})} = G_{\lambda} \cdot \zeta_{s\lambda} \cdot \tau_{\lambda(\theta_{\text{sat}})} \quad (\text{II.37})$$

$G_{\lambda}$  : Rayonnement spectral global au sol.

$\zeta_{s\lambda}$  : Albédo spectral (réflectance)

$\tau_{\lambda(\theta_{\text{sat}})}$  : Transmittance spectrale totale en fonction de l'angle zénithal du satellite ( $\theta_{\text{sat}}$ ).

Où :

$$\tau_{\lambda(\theta_{\text{sat}})} = \tau_{a\lambda} \cdot \tau_{r\lambda} \cdot \tau_{w\lambda} \cdot \tau_{o\lambda} \cdot \tau_{g\lambda} \quad (\text{II.38})$$

La figure (II.3) donne la variation de la radiation réfléchie par de l'eau et qui atteint le satellite. La courbe est le résultat du logiciel réalisé.



Figure II.3 Radiation réfléchie par de l'eau et atteignant le satellite

### II.6.1.2 La radiation diffusée par l'atmosphère :

La radiation diffusée par l'atmosphère est en majeure partie due aux molécules des gaz mixtes. En effet 80% du rayonnement diffusé par les aérosols se fait vers le sol. La partie diffusée vers l'espace est très faible.

Tandis que la diffusion Rayleigh (diffusion par les molécules) se fait à 50% vers le sol et 50% vers l'espace. La radiation perçue par le satellite est :

$$E_{\lambda} = I_{o\lambda} \cdot 0.5 \cdot (1 - \tau_{r\lambda}) \cdot F \cdot (1 + \cos^2(\psi)) \quad (\text{II.39})$$

Où :

F : Rapport de l'énergie diffusée vers le satellite à l'énergie totale diffusée.

$\psi$  : Angle formé par la direction du soleil et celle du satellite.

$E_{\lambda}$  : Représente à peu près 10% de la radiation issue du sol.

La figure (II.4) représente la radiation diffusée par l'atmosphère. C'est le résultat obtenu par notre logiciel.

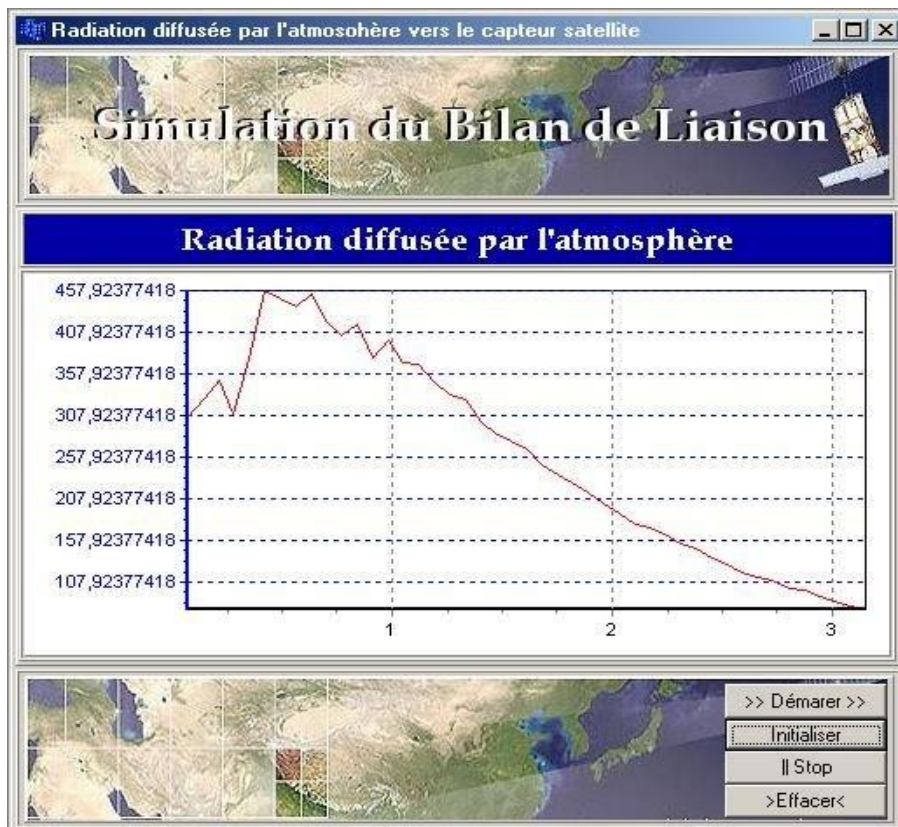


Figure II.4 Radiation diffusée par l'atmosphère

### II.6.1.3. La radiation totale parvenant au satellite :

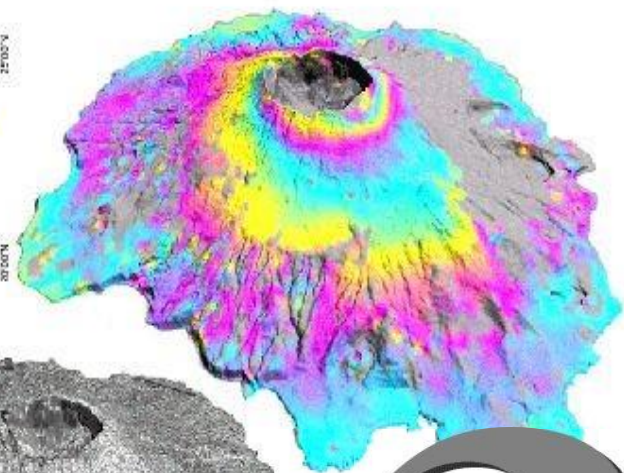
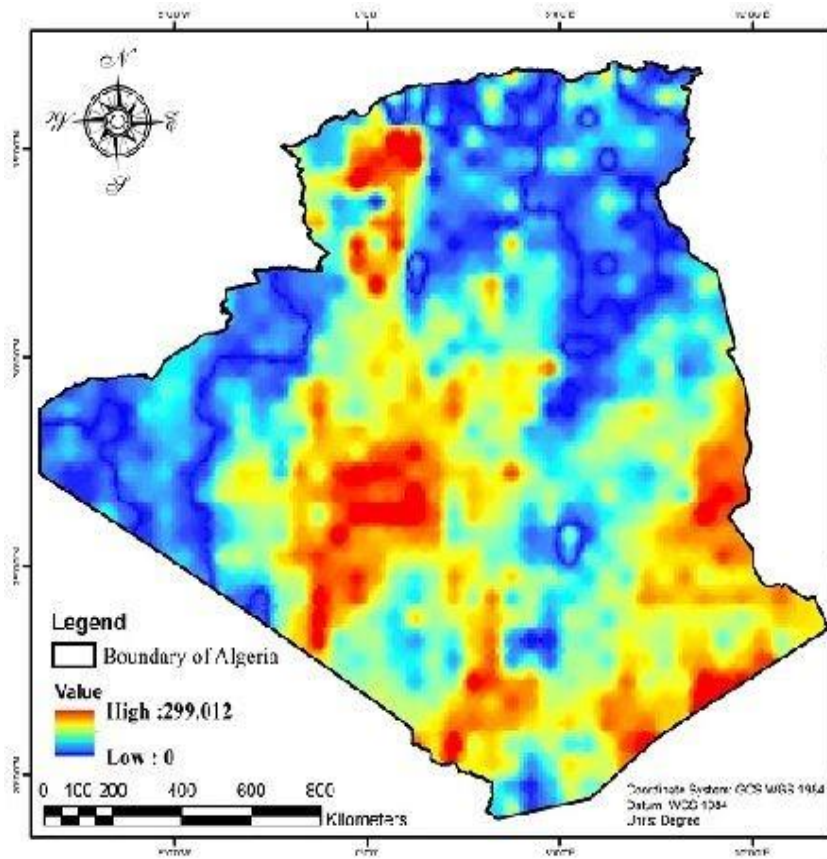
La quantité d'énergie qui atteindra le capteur du satellite est la somme de celle issue du sol et celle diffusée par l'atmosphère :

$$R_{\lambda} = G_{\lambda} \cdot \rho_{\lambda} \cdot \tau_{\lambda(\theta_{\text{sat}})} + E_{\lambda} \quad (\text{II.40})$$

#### Conclusion :

L'étude de l'interaction du rayonnement électromagnétique avec l'atmosphère est d'une importance capitale, elle nous permet d'expliquer et d'analyser le comportement du rayonnement vis-à-vis de l'atmosphère et donc de quantifier la part du rayonnement diffusé, ou absorbé par les molécules et les poussières. Ceci permet d'évaluer, la quantité du rayonnement qui parvient à la cible et ensuite d'estimer le rayonnement capté par le satellite.

Un organigramme traduisant la simulation de ce rayonnement est donné au chapitre V.



# Chapitre 3

# A pplication

### III. Rayonnement solaire

Dans un premier temps nous allons décrire le mode de calcul du rayonnement solaire, puis nous présenterons la validation du modèle élaboré sous SIG. Dans un deuxième temps nous étudierons la sensibilité d'Hélios, qui sera ensuite comparé à d'autres estimateurs du rayonnement solaire.

#### III.1.Méthode de calcul du rayonnement solaire :

Les radiations à faible longueur d'onde (0.28-5  $\mu\text{m}$ ) peuvent être séparées en 3 composants : le rayonnement direct, le plus important, le rayonnement diffusé par l'atmosphère et qui dépend de sa composition, et le rayonnement réfléchi par le sol (Gates, 1980). Le rayonnement global, somme de ces trois composantes, est déterminé par trois groupes de facteurs : les relations géométriques entre le soleil et la surface de la terre, l'atténuation due à la traversée de l'atmosphère, et les facteurs topographiques (Hofierka and Suri, 2002). Des formules astronomiques permettent de calculer les relations géométriques entre le soleil et la terre en fonction de la localisation et du moment. Le facteur d'atténuation atmosphérique est conditionné par la présence de gaz, et de particules solides ou liquides, qui sont fonction de l'épaisseur de l'atmosphère et donc de l'altitude. Les facteurs topographiques induisent de fortes variations à l'échelle locale du fait des variations de pente et d'exposition, qui modifient l'angle d'incidence du rayonnement solaire. Les effets de masque de versant opposés peuvent également jouer un rôle important. Ils peuvent être simulés à l'aide d'un modèle numérique de Terrain, avec une grande précision qui sera cependant fonction de la qualité du MNT utilisé. Nous avons choisi de prendre en considération l'atténuation par les nuages de façon séparée, permettant le calcul du rayonnement sous ciel clair ou sous ciel nuageux, et éventuellement d'intégrer différentes sources de couverture nuageuse. Pour cela nous utilisons des équations empiriques basées sur des mesures de terrain réalisées en Allemagne et

fournies par Kasten et Czeplak (Kasten and Czeplak, 1980).

### III.1.1.Géométrie entre le soleil et la terre :

La position du soleil dans le ciel est fonction de l'heure et de la latitude. Au début du calcul une grille avec des valeurs de latitude est générée pour chaque pixel, permettant par la suite l'utilisation de la latitude comme variable.

La position du soleil est définie par deux angles caractérisant l'altitude et l'azimut solaire :

$$\sin \alpha = \sin \varphi * \sin \delta + \cos \varphi * \cos \eta * \cos \delta$$

avec  $\varphi$  la latitude pour chaque cellule,  $\eta$  étant l'heure solaire,  $\delta$  la déclinaison solaire, qui varie en fonction du jour julien J :

$$\delta = 23.45 * \sin(360 (284 + J) / 365)$$

l'azimut solaire ( $\beta$ ) est l'angle entre le soleil et le nord. Nous avons utilisé la formule d'Oke (Oke, 1987) :

$$\cos \beta = (\sin \delta * \cos \varphi - \cos \delta * \sin \varphi * \cos \eta) / \cos \alpha$$

### III.1.2.Caractéristiques du flux solaire :

Nous avons calculé le flux solaire à la sortie de l'atmosphère ( $R_{out}$ , W/m<sup>2</sup>) avec le modèle de Kreith and Kreider (1978). Le flux solaire est fonction de la constante solaire  $Sc$  (valeur utilisée fournie par le World Radiation Center, 1367 W/m<sup>2</sup>), et le jour de l'année (J) :

$$R_{out} = Sc * (1 + 0.034 * \cos (360 J/365))$$

Le coefficient de transmissivité  $\tau^M$  représente la fraction du rayonnement incident

à la surface de l'atmosphère qui atteint le sol le long d'une trajectoire verticale. Nous avons choisi une valeur de 0.6 pour  $\kappa$  (Gates, 1980).  $M$  représente la longueur du trajet en fonction de l'azimut solaire. En zone de montagne, il est nécessaire d'utiliser un facteur de correction lié à la pression atmosphérique  $p/p_0$ , qui dépend de l'altitude. Nous avons utilisé les formules de List (1984) et Kreith and Kreider (1978) :

$$M = M_0 * P/P_0$$

$P/P_0$  (mbar/mbar) étant le facteur de correction de la pression atmosphérique :

$$P/P_0 = ((288 - 0.0065 * h) / 288)^{5.256}$$

$h$  étant l'altitude et  $M_0$  étant calculé grâce à la formule suivante :

$$M_0 = \sqrt{1229 + (614 * \sin \alpha)^2} - 614 * \sin \alpha$$

### III.1.3. Effets liés à la topographie :

Pour calculer le rayonnement sur des zones pentues, il est nécessaire de prendre en compte l'angle d'incidence entre le rayon solaire et la surface du sol ( $\cos i$ ). Il varie en fonction de la position du soleil et de la topographie (Campbell, 1981) :

$$\cos i = \cos \alpha * \sin \chi * \cos (\beta - \beta_s) + \sin \alpha * \cos \chi$$

$\chi$  étant la pente (degrés), et  $\beta_s$  l'exposition (degrés).

### III.1.4. Calcul du rayonnement global :

Le calcul horaire du rayonnement global est obtenu par la somme des composantes directes ( $R_{dir}$ ), diffuses ( $R_{diff}$ ) et réfléchies ( $R_{ref}$ ) :

$$R_{dir} = S_h * R_{out} \tau^M \cos i$$



Sh étant une valeur binaire d'ombrage calculée pour chaque heure de la journée et chaque valeur entière d'angle solaire ( $\alpha$ ) et d'azimut solaire ( $\beta$ ) (table I). Sh est calculé en utilisant la commande "Hillshade" du logiciel Arcinfo, qui permet de simuler la projection d'un rayon lumineux de la position estimée du soleil vers le MNT. Quand la cellule est à l'ombre des montagnes voisines la valeur 0 est affectée, sinon c'est la valeur 1.

Nous avons utilisé le modèle isotropique de Liu and Jordan (1960) pour calculer le rayonnement réfléchi. Ce modèle prend en compte l'angle solaire et la transmissivité de l'atmosphère dans des conditions de ciel clair :

$$R_{diff} = R_{out} * (0.271 - 0.294 * \tau^M) * \sin\alpha \quad (10)$$

Le rayonnement réfléchi est calculé à partir de la formule de Gate (Gates, 1980) :

$$R_{ref} = r * S_c * (0.271 + 0.706 \tau^M) * \sin\alpha * \sin^2(\chi/2)$$

r étant la réflectance du sol (nous avons utilisé une valeur constante de 0.2).

La somme des trois composantes permet d'estimer le rayonnement global ( $R_{tot}$ ) pour chaque heure de calcul ( $W/m^2$ ) :

$$\mathbf{R_{tot} = R_{dir} + R_{diff} + R_{ref}}$$

Les valeurs journalières de rayonnement global sont obtenues en faisant la somme des valeurs horaires entre le lever et le coucher du soleil.

Les conditions nuageuses (Dubayah, 1997; Hofierka, 2002) sont calculées en utilisant le "cloud attenuation factor" ( $K_c$ ) défini par Kasten and Czeplak (1980). Cette équation ne nécessite que des valeurs mesurées en octas comme on les trouve généralement dans les postes météo, un octa représentant 1/8 du ciel visible. Nous avons interpolé 10 ans de mesures sur plusieurs stations de Météo utilisant la méthode IDW. Le rayonnement solaire avec ciel nuageux ( $R_{totc}$ ) est ensuite calculé :

$$R_{totc} = R_{tot} * K_c$$

$$\text{avec } K_c = (1 - 0.75(N/8)^{3.4})$$

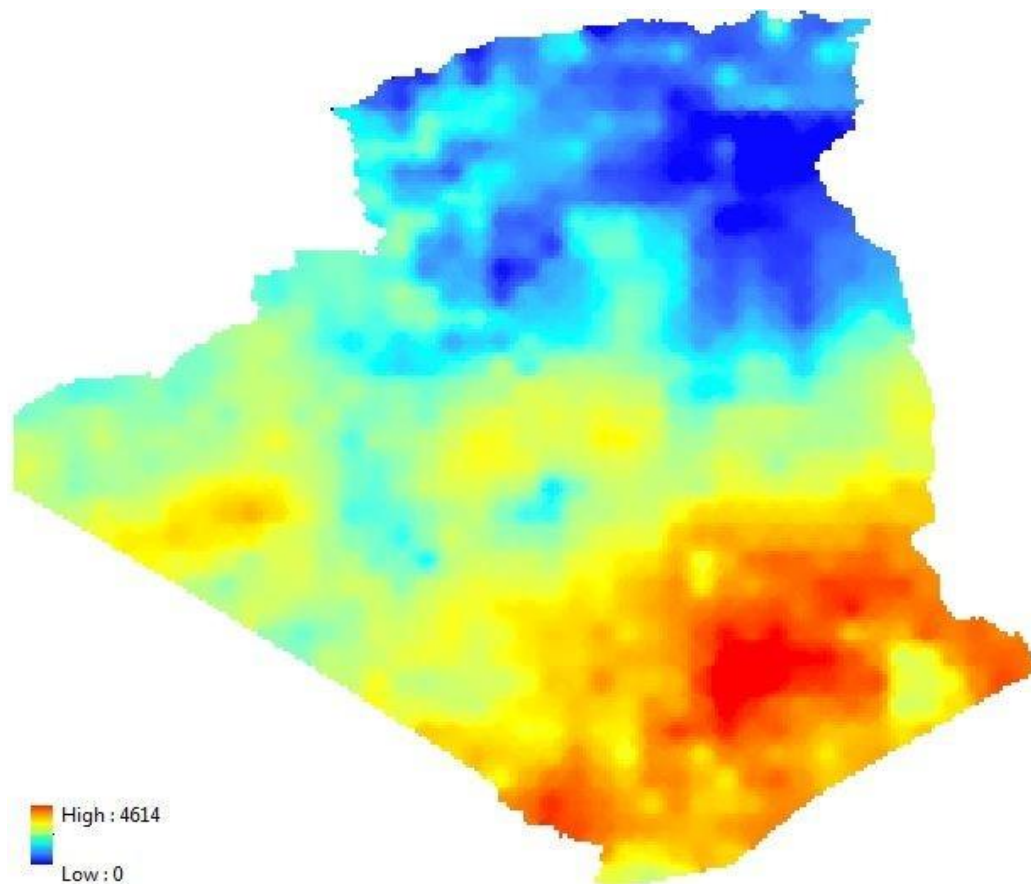
N étant la nébulosité en octas

Le rayonnement global peut être calculé pour des durées allant d'un jour à un an, par

sommation des valeurs journalières pendant la période considérée. Afin d'économiser du temps de calcul, il est possible de calculer une valeur mensuelle en extrapolant un nombre limité de jours de calcul.

### III.2. Calcul à grand l'échelle :

L'utilisation du SIG permet d'obtenir en sortie une matrice de pixels de 50 mètres de côté, couvrant toute l'Algérie; chaque pixel contenant une valeur de rayonnement pour chaque mois de l'année. Le format numérique de ces données et leur fine résolution permet au forestier de terrain, ou qu'il se trouve en Algérie, de pouvoir appréhender la variabilité spatiale du rayonnement solaire à l'échelle de la forêt (**Figure III.1**).



**Figure III.1.** Rayonnement solaire global annuel sur l'Algérie entière. Le zoom sur le bassin versant de Cornimont (Vosges) montre la variabilité spatiale du calcul à petite échelle (valeurs en MJ/m<sup>2</sup>).

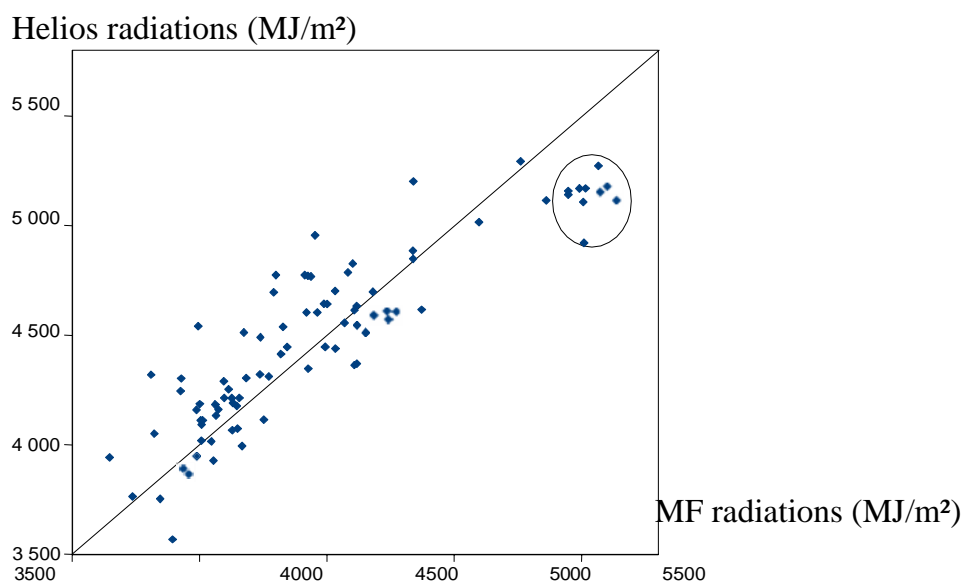
Nous obtenons des valeurs annuelles variant jusqu'au 4800 MJ/m<sup>2</sup> pour l'Algérie, pour une valeur moyenne approchant 4500 MJ/m<sup>2</sup>. Le gradient latitudinal est visible, tout comme la

forte variabilité due à la topographie, que l'on peut observer sur la **Figure III.1** dans la région de Tamenraset. On observe que l'écart de rayonnement dans les régions montagneuses est relativement identique à l'écart de rayonnement sur terrain plat entre le nord et le sud de l'Algérie, seulement au sud y a de fort potentiel.

### III.3.1. Validation du modèle Helios :

Le modèle Helios est validé en comparant les données de rayonnement estimées à celles mesurées sur les stations de Météo. Pour cela, nous avons acquis les données de 10 ans sur toutes les stations climatiques ONEM possédant des séries d'enregistrement suffisamment longues. Les données acquises ont ensuite été agrégées par mois afin de pouvoir les comparer aux données mensuelles du modèle Helios.

La validation montre une forte corrélation entre Helios et celles de ONEM ( $R^2 = 0,78$  sur les valeurs annuelles), avec un biais annuel inférieur à 1% (36,9 MJ/m<sup>2</sup>) et une erreur moyenne absolue de 194,5 MJ/m<sup>2</sup> (pour une valeur moyenne de 4450 MJ/m<sup>2</sup>) (**Figure III.2**). Le modèle Hélios surestime légèrement le rayonnement en été et le sous-estime en hiver. Les mois les mieux corrélés avec les stations ONEM sont ceux de décembre et janvier ( $R^2 = 0,88$ ) ; le moins bon étant celui de mai ( $R^2 = 0,60$ ) (**Tableau III.1**).



**Figure III.2** Comparaison des valeurs de rayonnement annuelles calculées avec Hélios et les mesures d'ONEM (MF) (MJ/m<sup>2</sup>) (88 points)

	Janv.	Fev.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Aout	Sept	Oct	Nov.	Dec.	Annee
MF	128.7	190.9	350.1	454.8	582.6	619.3	648.5	571.6	397.4	253.9	147.0	105.4	4450.2
Helios	111.7	174.0	336.9	467.6	606.0	661.2	681.5	580.5	401.7	239.8	128.9	91.5	4481.2
biais	-17.0	-16,9	-13.2	12.8	23.4	41.9	33	8.9	4.3	-14.1	-18.1	-13.9	30.9
R <sup>2</sup>	0.88	0.84	0.81	0.60	0.60	0.62	0.68	0.65	0.72	0.78	0.84	0.88	0.78

**Tableau III.1.** Corrélations entre les valeurs moyennes mensuelles calculées avec Hélios et les mesures de ONEM (MF) (MJ/m<sup>2</sup>).

### III.3.2.Sensibilité du modèle Helios :

Nous avons étudié la sensibilité du modèle selon différentes conditions de pente, d'altitude, d'exposition, et de nébulosité. Pour cela nous avons travaillé sur toute l'Algérie en interpolant les résultats. Pour chacun de ses sites, nous avons calculé la variabilité du rayonnement solaire en prenant les valeurs moyennes pour chacune des variables testées (pente, exposition, altitude, latitude, nébulosité), sauf pour celles dont on veut tester le comportement dont on a fait varier les valeurs entre les valeurs extrêmes présentes sur le site, selon un intervalle défini. L'analyse approfondie de la sensibilité du modèle montre qu'une augmentation de latitude ou de la nébulosité entraîne une diminution du rayonnement global, tandis qu'une augmentation d'altitude et une pente croissante orientée au sud induisent une augmentation des radiations (**Figure III.3**). La prise en compte de la nébulosité est particulièrement importante. Ainsi, la corrélation entre les stations ONEM et le modèle passe de 0,78 à 0,46 pour l'année (de 0.62 à 0.02 pour le mois de juin) si on exclut la couverture nuageuse (**Figure III.4**). Cependant, les valeurs de rayonnement ne sont pas dépendantes des mêmes paramètres selon la taille de la zone étudiée (**Tableau III.2**). A l'échelle locale, la pente, l'exposition et, dans une moindre mesure, l'altitude, jouent un rôle essentiel. A l'échelle nationale, la latitude et la nébulosité deviennent prépondérantes, confirmant ainsi l'importance d'un modèle prenant en compte la totalité de ces paramètres. On peut estimer qu'au-delà d'un secteur d'étude ayant la taille d'une région, l'utilisation d'un modèle radiatif qui ne prend pas en considération les variations de latitude et de nébulosité entraîne d'importantes erreurs.

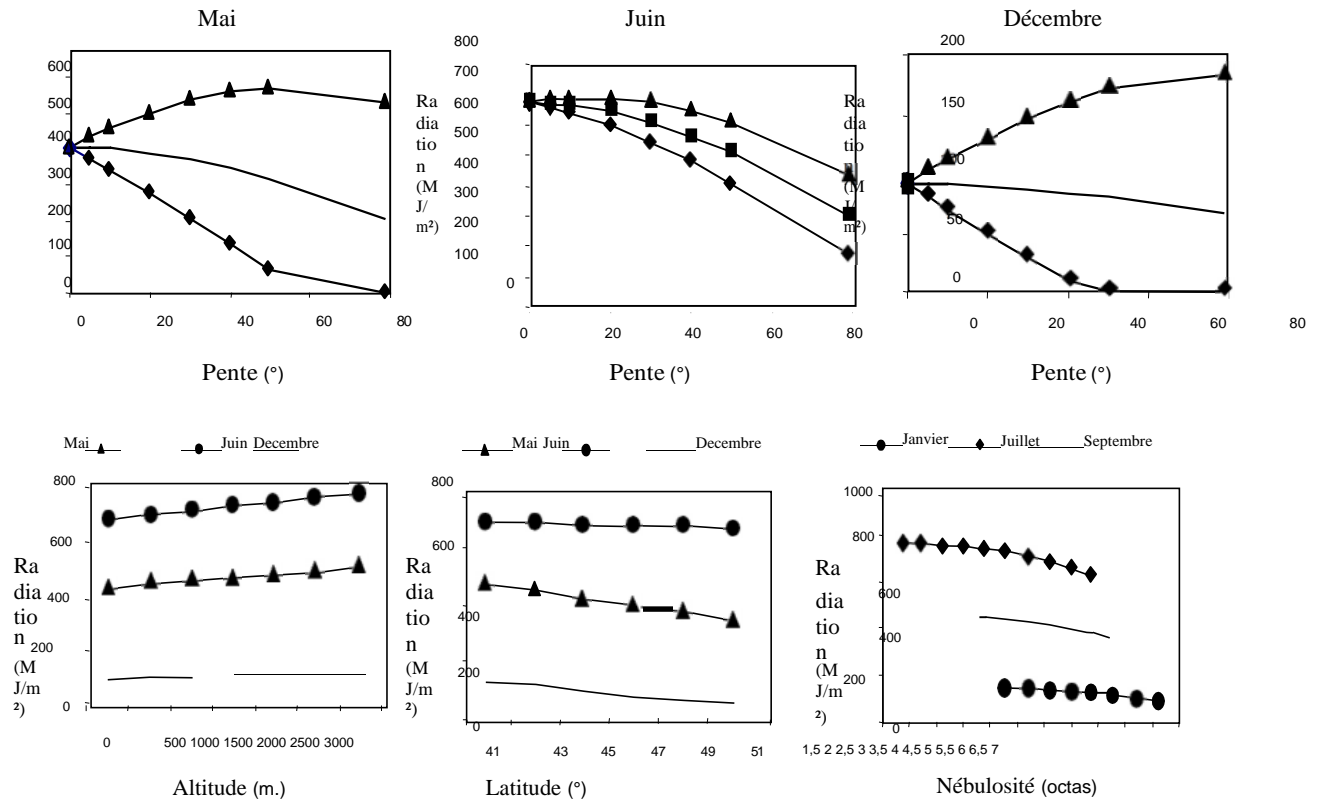


Figure III.3. Variations de rayonnement solaire en fonction de l'altitude, de la latitude, et de la nébulosité (MJ/m<sup>2</sup>)

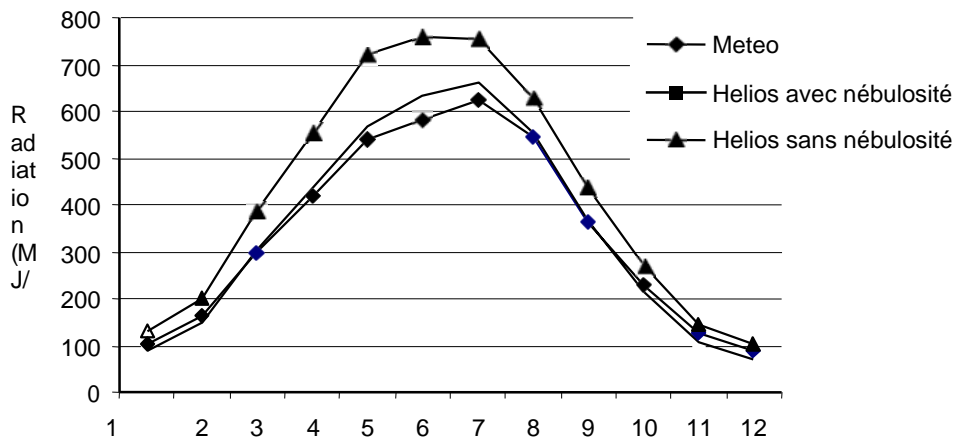


Figure III.4. Rayonnement calculé par Helios avec et sans nébulosité pour une station

	Site n°1			Site n°2			Site n°3		
	mai	juin	déc.	mai	juin	déc.	mai	juin	déc.
Alt. limitée à 3000 m	77	90	25	23	37	7	21	34	8
Nébulosité	106	152	45	5	8	5	0	0	0
Latitude	209	46	115	9	7	1	0	0	0
Expo. avec pente 5°	59	24	22	35	24	14	48	29	18
Expo. avec pente 10°	114	46	41	87	50	29	95	58	37
Expo. avec pente 20°	224	91	81	172	98	57	187	115	72
Expo. avec pente 40°	944	170	153	323	185	106	N	N	N

Tableau III.2. Amplitude des radiations du modèle Hélios (MJ/m<sup>2</sup>) obtenues en faisant varier les valeurs des paramètres entre leurs deux extrêmes sur trois sites d'étude de taille décroissante.

### III.4. Comparaison entre différentes méthodes d'estimation du rayonnement solaire :

La méthode la plus simple utilisée par les chercheurs pour estimer le rayonnement solaire est de les dériver à partir de valeurs de pentes ou d'exposition. Ces variables sont souvent utilisées car elles sont faciles à mesurer sur le terrain ou à calculer (Carroll et al., 1999; Clark et al., 1999). L'exposition étant une variable circulaire, les écologues calculent leur sinus ou leur cosinus afin d'obtenir une variable traduisant un gradient. D'autre part, depuis le développement des SIG dans les années 1990, différents modèles radiatifs ont été réalisés et sont utilisés dans de nombreuses études écologiques. Ils sont plus ou moins sophistiqués et faciles à mettre en œuvre, la plupart d'entre eux n'étant pas conçus pour travailler sur de larges emprises du fait de la non prise en compte des variations de latitude ou de nébulosité.

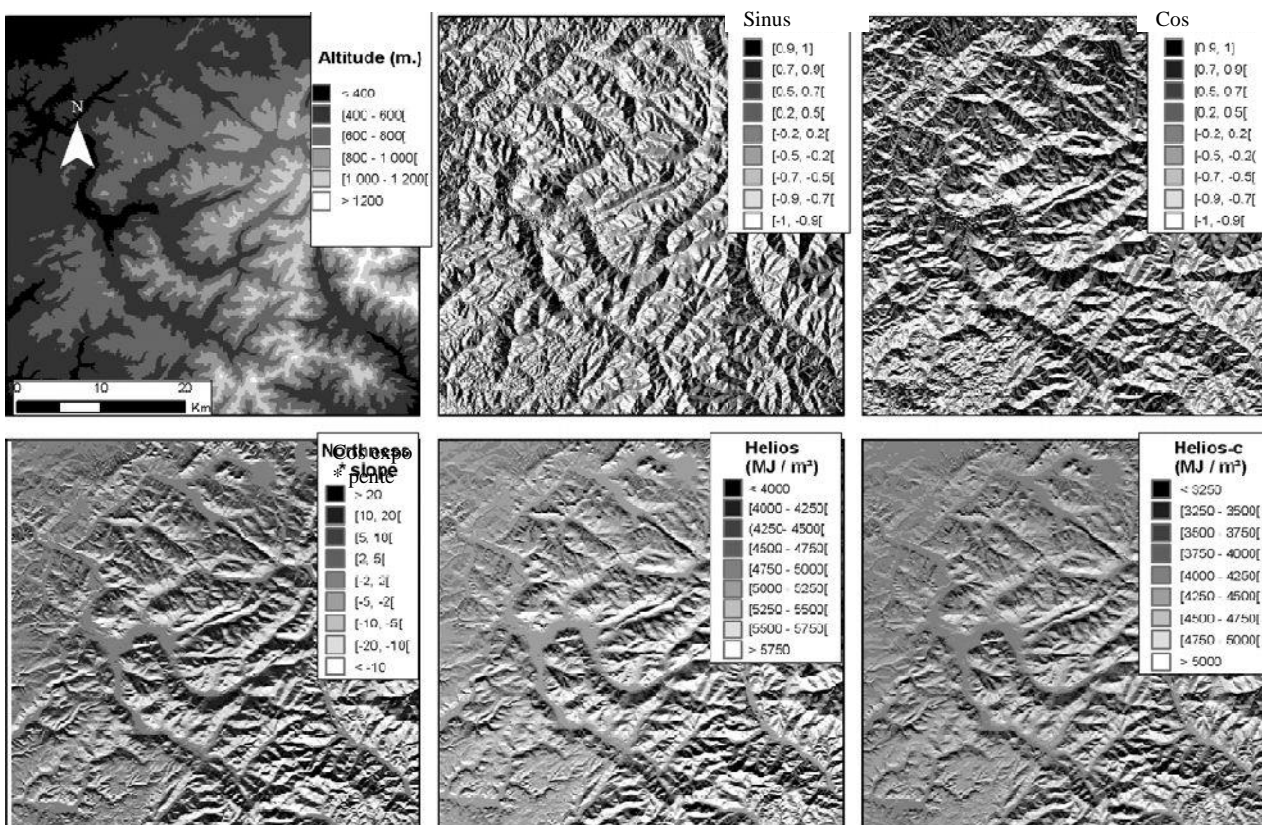
L'efficacité de ces différentes méthodes de calcul n'a jamais été comparée, bien qu'elles soient couramment utilisées. De nombreux modèles permettent un calcul sous ciel clair,

mais l'effet de la nébulosité sur la qualité de la simulation du rayonnement, et sa capacité à prédire la ressource forestière, semblent n'avoir jamais été évalués. Aussi, notre objectif est comparer cinq méthodes de calcul, la dérivation du sinus et le cosinus de la pente, l'interaction entre la pente et le cosinus de l'exposition, et le rayonnement solaire calculé sans et avec nébulosité. Ces deux derniers calculs seront réalisés à l'aide du programme Helios.

Pour comparer l'effet de ces 5 estimations, nous avons choisi dans un premier temps de valider les calculs avec le jeu de 88 Stations ONEM décrit précédemment.

**III.4.1. Calcul et validation des indices :**

Le sinus et le cosinus de la pente, l'interaction entre la pente et le cosinus de l'exposition, et le rayonnement solaire calculé sans et avec nébulosité ont été calculés par pixels de 50 mètres de côté sur toute l'Algérie (Figure III.5).

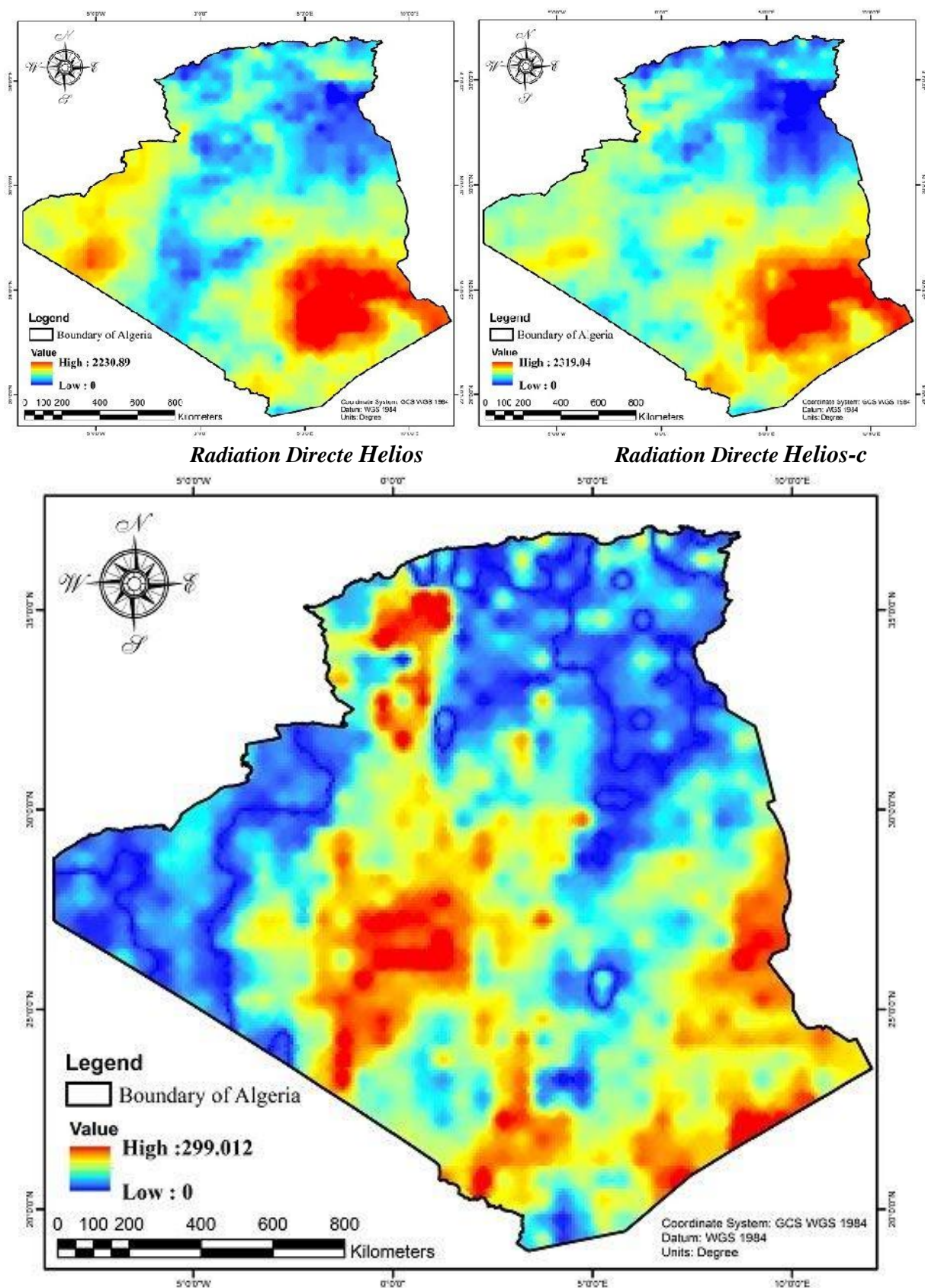


**Figure III.5.** Extrait des cartes nationales montrant les différences entre les indices de rayonnement solaire en terrain montagneux. Les calculs du sinus, du cosinus de l'exposition, l'interaction entre le cosinus de l'exposition et la pente, le rayonnement sans

nébulosité (Helios) et avec nébulosité calculés avec Helios (Helios-c) ont été cartographiés.

Les cartes de rayonnement solaire avec et sans nébulosité montrent des différences à la fois en termes de valeurs et de répartition spatiale. En effet, si le rayonnement solaire calculé sans nébulosité (appelé Helios) varie entre 1400 et 8000 MJ/m<sup>2</sup>, avec une valeur moyenne de 4600 MJ/m<sup>2</sup>, les valeurs calculées avec la nébulosité (Helios-c) sont naturellement plus basses, s'échelonnant entre 1200 et 7200 MJ/m<sup>2</sup> avec une valeur moyenne de 4500 MJ/m<sup>2</sup>. L'effet de la nébulosité accentue les différences nord/sud et introduit des différences est/ouest (**Figure III.6**).





**Figure III.6.a** Rayonnement Direct solaire annuel en Algérie, calcul sous ciel clair (Helios) et ciel nuageux (Helios-c) (MJ/m<sup>2</sup>).

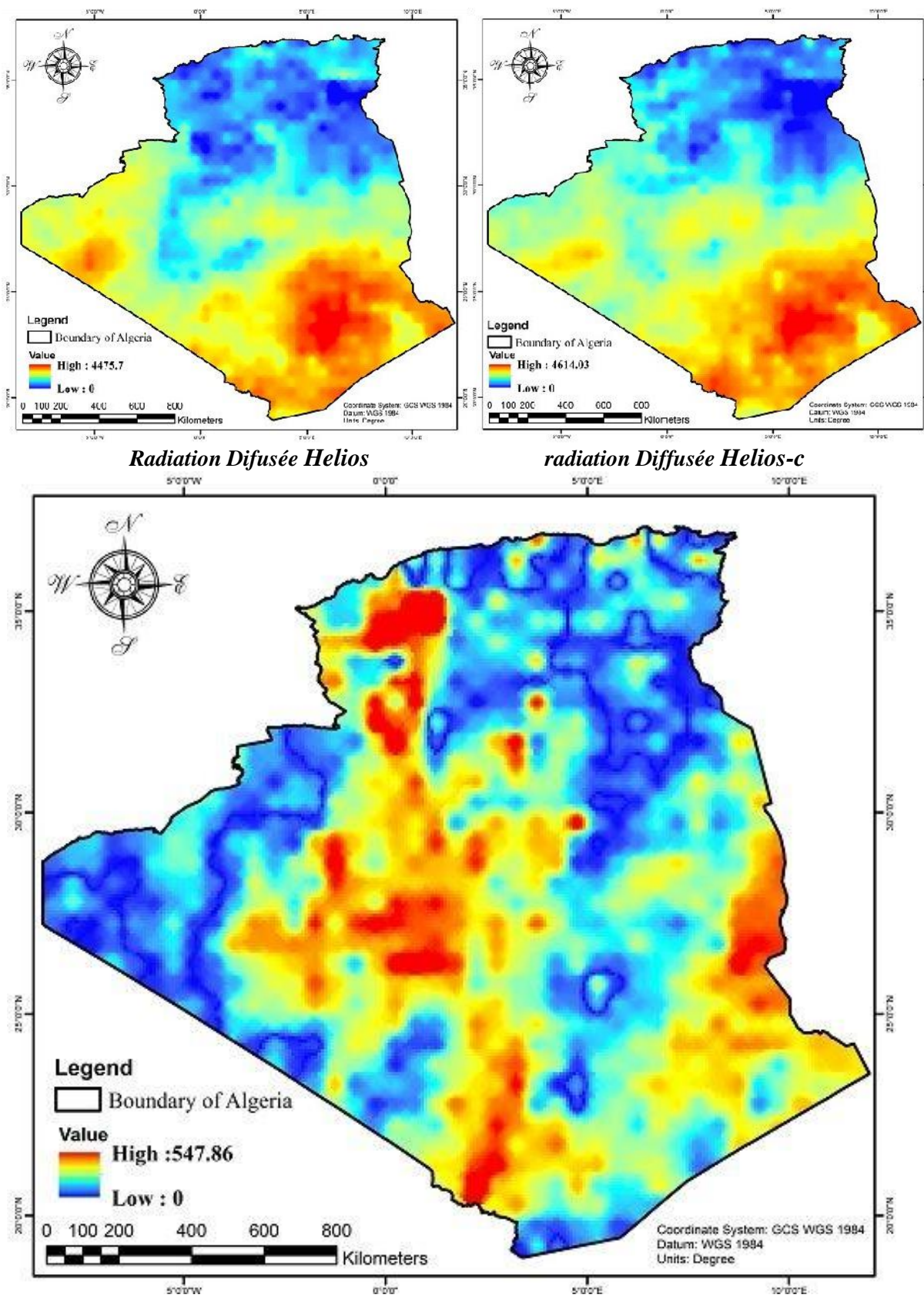
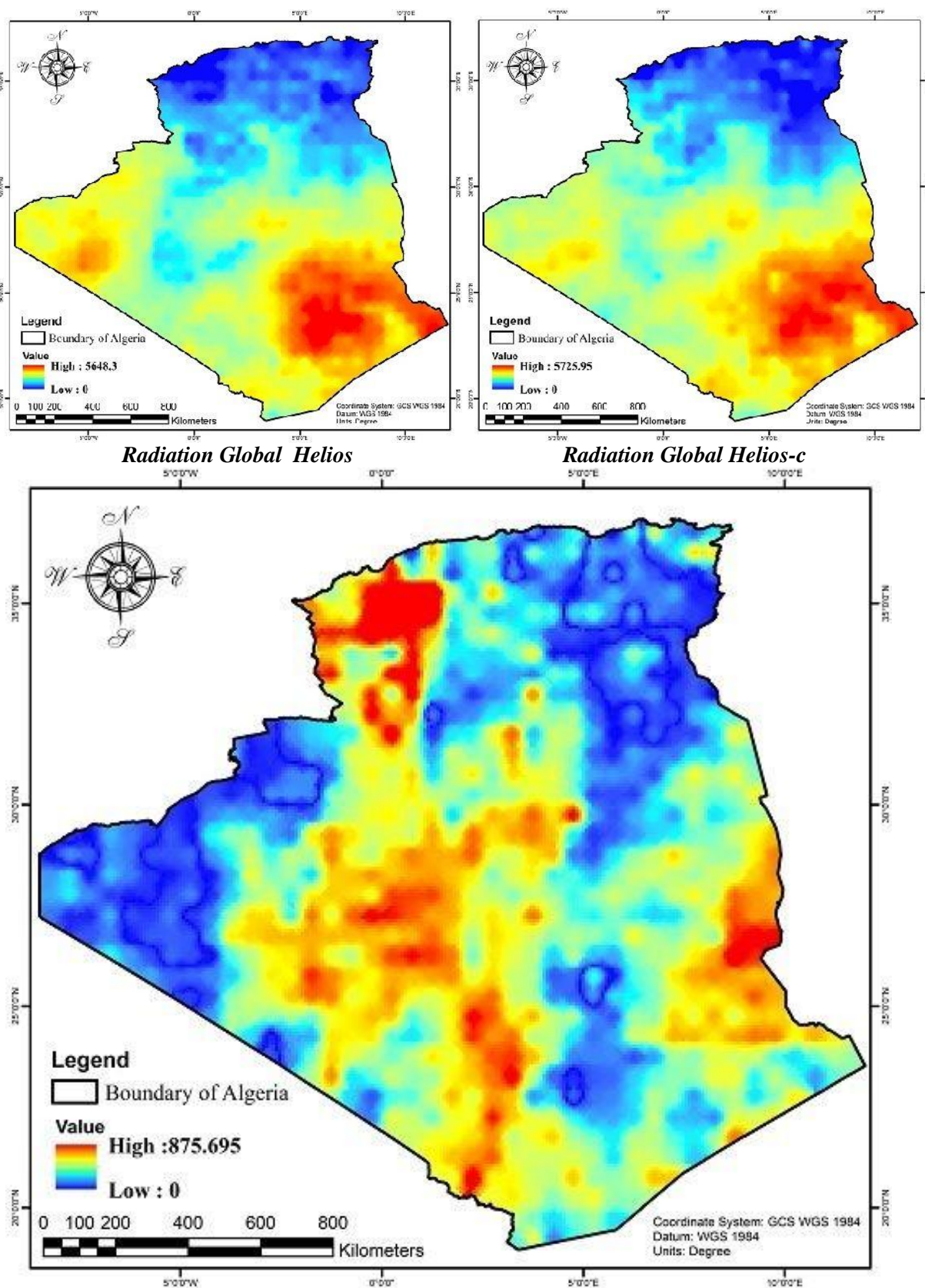


Figure III.6.b Rayonnement Diffus annuel en Algérie, calcul sous ciel clair (Helios) et ciel nuageux (Helios-c) (MJ/m<sup>2</sup>).



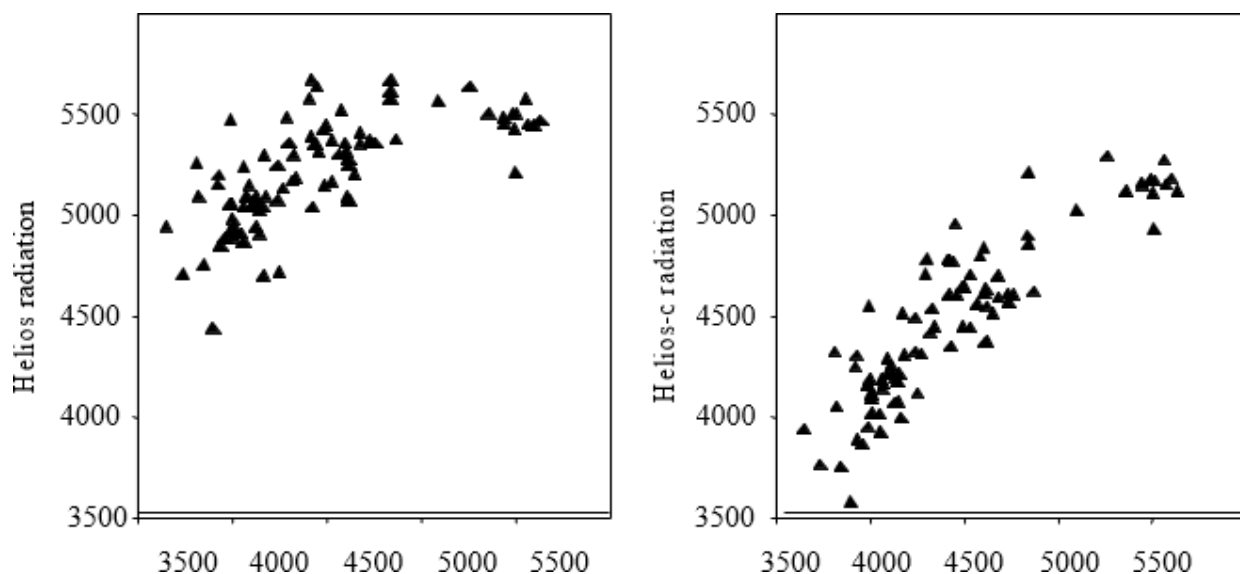
Différence entre les deux radiations

Figure III.6.c Rayonnement Global annuel en Algérie, calcul sous ciel clair (Helios) et ciel nuageux (Helios-c) (MJ/m²).

En comparant les différentes estimations aux 88 Stations ONEM, on s'aperçoit que les résultats sont très différents selon la méthode utilisée (Tableau III.3). Les dérivées de l'exposition, qu'elles soient couplées ou non avec la pente, sont très peu corrélées aux mesures de Météo ( $R^2 < 0.02$ ). Le rayonnement solaire calculé sans nébulosité montre une meilleure corrélation, mais nettement inférieure à celle du modèle sous ciel nuageux ( $R^2$  0.78 contre 0.46 pour le modèle sous ciel clair) (Figure III.7).

	Jan.	Fev.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Année
Sinus expo	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00
Cos expo	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Cosexpo * pte	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Helios	0,72	0,62	0,53	0,29	0,01	0,00	0,12	0,25	0,46	0,58	0,68	0,76	0,46
Helios-c	0,88	0,84	0,81	0,60	0,60	0,62	0,68	0,65	0,72	0,78	0,84	0,88	0,78

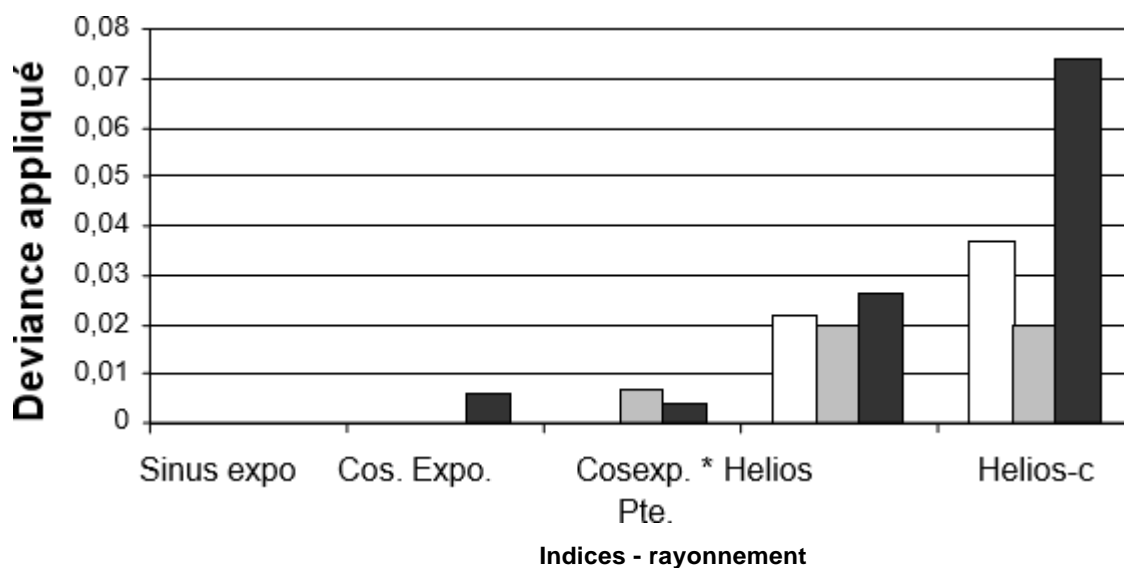
**Tableau III.3.** Coefficient de corrélation ( $R^2$ ) entre le rayonnement solaire mesuré (88 Stations ONEM) et les 5 estimations du rayonnement : sinus, cosinus de l'exposition, interaction entre le cosinus de l'exposition et la pente, le rayonnement sans nébulosité (Helios) et avec nébulosité calculés avec Helios (helios-c).



**Figure III.7.** Corrélation entre le rayonnement solaire annuel mesuré sur les stations ONEM des valeurs annuelles d' Helios nébulosité (A) et avec (B) ( $MJ/m^2$ ).

**III.4.2.Effet des indices sur la distribution des espèces :**

La réalisation de modèles unis variés par régression logistique entre les indices de rayonnement solaire montre que les indices basés sur le calcul d'exposition (sinus, Cosinus, interaction entre le cosinus de l'exposition et la pente) ne sont pas très efficaces pour prédire la distribution de ces espèces à l'échelle national (Figure III.8).



**Figure III.8.a** Part de déviance expliquée ( $D^2$ ) pour les modèles univariés de distribution. Le sinus de l'exposition, le cosinus de l'exposition, l'interaction entre le cosinus de l'exposition et la pente, le rayonnement solaire sans (Helios) et avec nébulosité sont comparés.

L'interaction entre le cosinus de l'exposition et la pente, qui explique une petite part de la déviance, est le meilleur de ces trois indices, mais il explique une part de déviance bien moindre que le modèle SIG. La plus forte capacité prédictive sont de la distribution ( $D^2 = 0.037$ ) et de la distribution observée avec Helios-c ( $D^2 = 0.074$ , **Figure III.8.a**). Pour la déviance expliquée en utilisant le rayonnement solaire est identique si on prend en compte ou pas la nébulosité ( $D^2 = 0.020$ ).

Les différents indices permettant d'estimer le rayonnement solaire ont ensuite été utilisés en combinaison avec d'autres variables écologiques pour prédire la distribution des espèces. Plusieurs variables candidates ont été testées (précipitations moyennes annuelles, MaP, températures moyennes annuelles, MaT, altitude et pH). Un modèle a été réalisé sans estimateur du rayonnement solaire, ce sera le modèle « étalon », et ensuite 5 nouveaux modèles ont été réalisés en incluant les indices de

rayonnement l'un après l'autre comme variables candidates. En ce qui concerne le rayonnement solaire calculé avec Helios, nous avons choisi de tester le rayonnement annuel ainsi que les valeurs mensuelles de juin et de décembre.

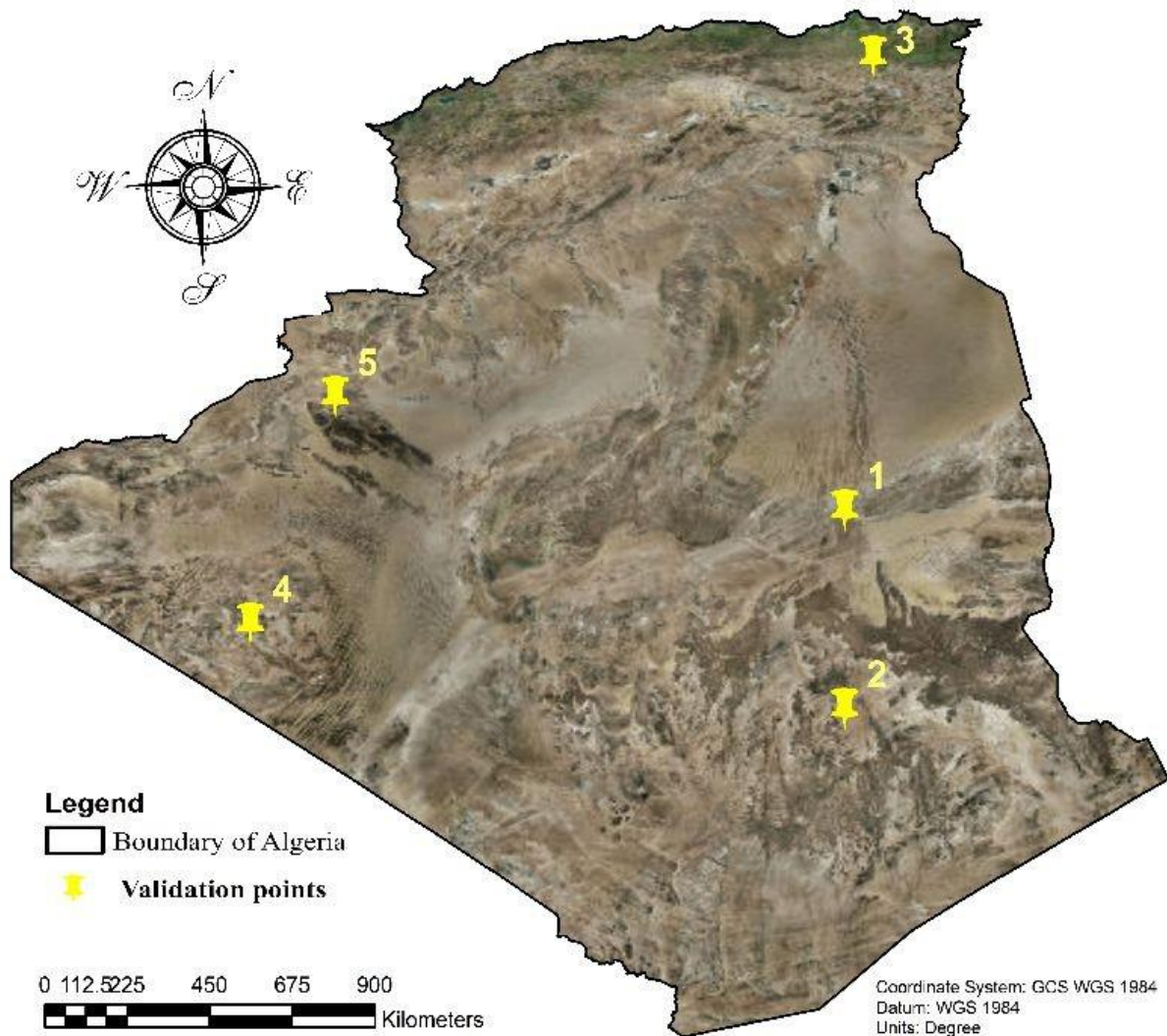
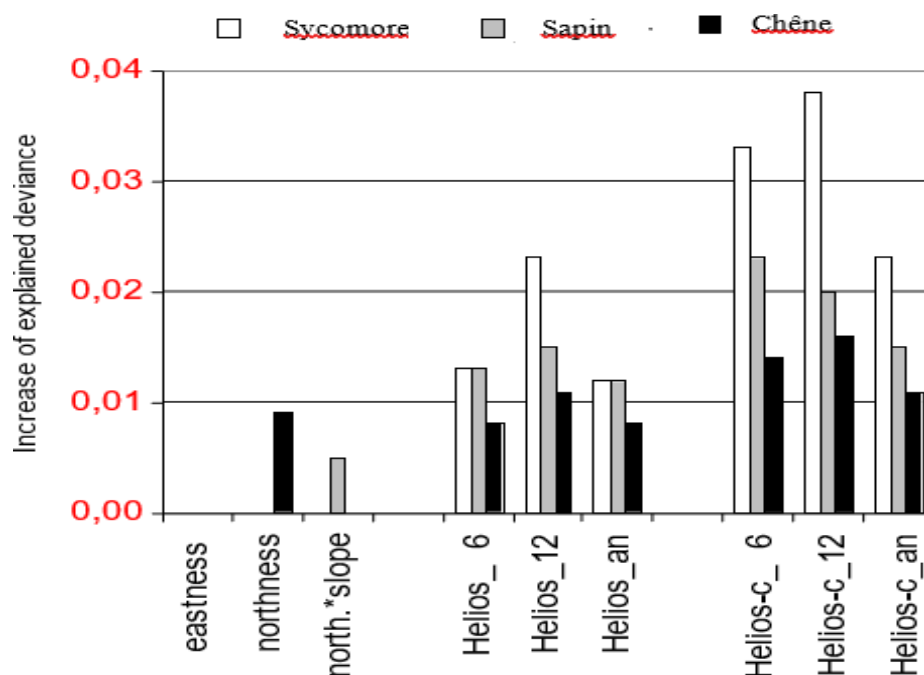


Figure III.8.b sélection de 5 points aléatoires pour validations

	Radiation Helios	Radiation Helios-c		Longitude	Latitude
P1	3668,180071 1625,387337 4494,798612	3442,766777 1502,090162 4176,582265	Diffuse Direct <b>Global</b>	6,25	28,25
P2	4272,588034 2049,395888 5398,851398	4143,925671 1932,513822 5120,612264	Diffuse Direct <b>Global</b>	6,25	24,75
P3	3128,689006 1424,765313 3154,785191	3128,613617 1422,605655 3083,32719	Diffuse Direct <b>Global</b>	6,75	36,25
P4	3915,427897 1731,899578 4686,937173	3870,776444 1738,160973 4695,08481	Diffuse Direct <b>Global</b>	-4,25	26,25
P5	3523,025023 1593,273982 4234,265222	3632,173707 1646,494099 4348,45375	Diffuse Direct <b>Global</b>	-2,75	30,25

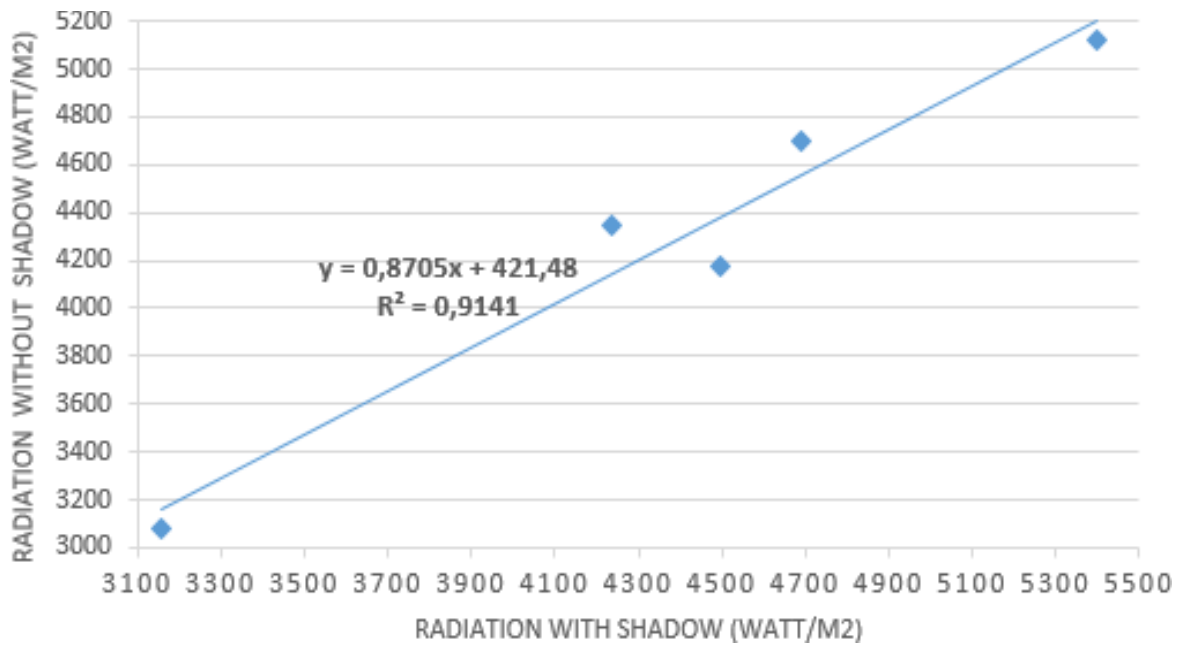
**Tableau III.4:** Présentation des 5 points aléatoires (Direct, Diffuse, Global)

Les modèles multivariés intégrant un à un les estimateurs du rayonnement montrent que les indices dérivés de l'exposition ont un effet très faible sur la distribution des espèces étudiées, généralement non significatif, sauf, pour lesquels respectivement le cosinus de l'exposition et l'interaction entre le cosinus de l'exposition et la pente augmente légèrement la déviance expliquée (**Figure III.9**). Pour les trois espèces étudiées, le modèle Helios, avec ou sans nébulosité, donne de meilleurs résultats que les autres indices ( $p < 0.001$ ). Le calcul prenant en compte la nébulosité (Helios-c) donne dans tous les cas de meilleures performances que le modèle sous ciel clair. Le fait d'avoir une valeur de rayonnement mensuel calculé avec nébulosité dans le modèle permet une augmentation significative de  $D^2$ .



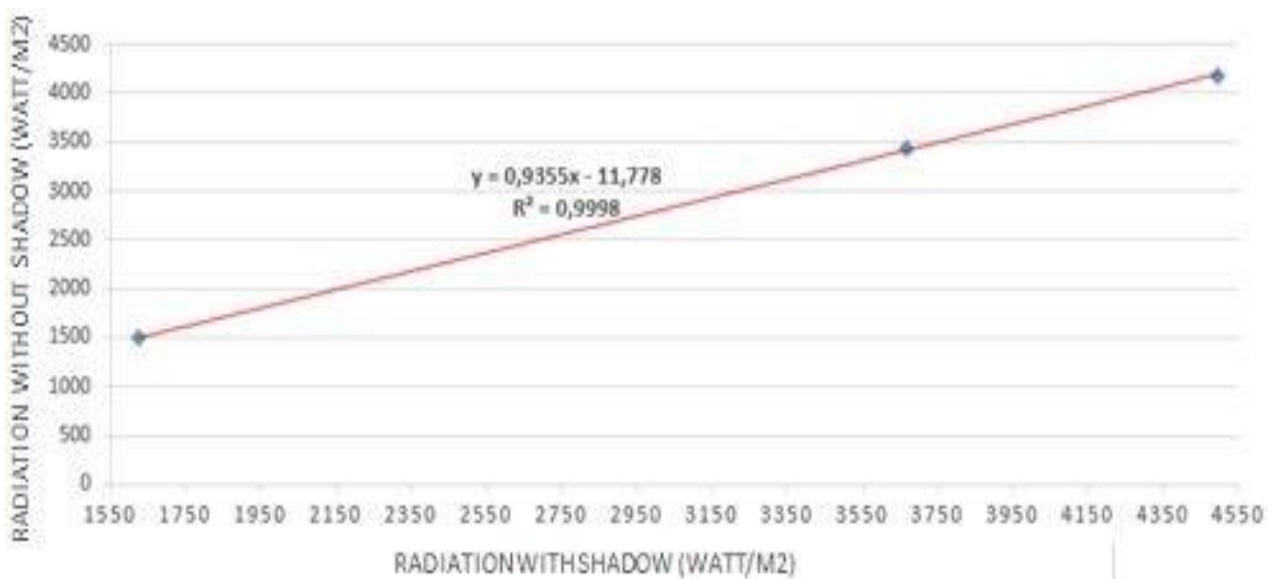
**Figure III.9.** Augmentation de la variance expliquée pour les modèles de distribution en incluant alternativement une des estimations étudiées de rayonnement solaire, comparativement au modèle de référence qui ne prend pas en compte le rayonnement solaire. Ce modèle de référence a comme variables candidates l'altitude, les températures moyennes annuelles, les précipitations et le pH des sols. Les estimateurs du rayonnement solaire testés sont le cosinus de l'exposition, son sinus, l'interaction entre le cosinus de l'exposition et la pente, et le calcul SIG du rayonnement solaire sans nébulosité (Helios) et avec (Helios-c) pour juin (suffixe 6, décembre (suffixe 12), et l'année entière (suffixe an). Component.





**Figure.III.10:** Validation des résultats de l'irradiation globale estimée du modèle dans des conditions de plan horizontal et plan incliné X corrigé de l'orographie avec correction des effets d'ombrage sur différentes composantes du rayonnement.

La fonction de tendance calculée pour les données présentées dans le tableau III.4 a montré des résultats très parfaits ( $R^2 = 0,9998$ ) dans toutes les figures suivantes, de telle façon, la fonction de tendance calculée pour les données présentées dans le tableau III.4 a montré des résultats très parfaits, ce qui signifie qu'il y a une très bonne cohérence entre les trois composantes pour les 5 points utilisés.



**Figure .III.11:** Graphe de tendance pour calculer la cohérence entre les trois composantes

d'irradiation (Directe, Diffuse, Globale) pour le 1er Point.

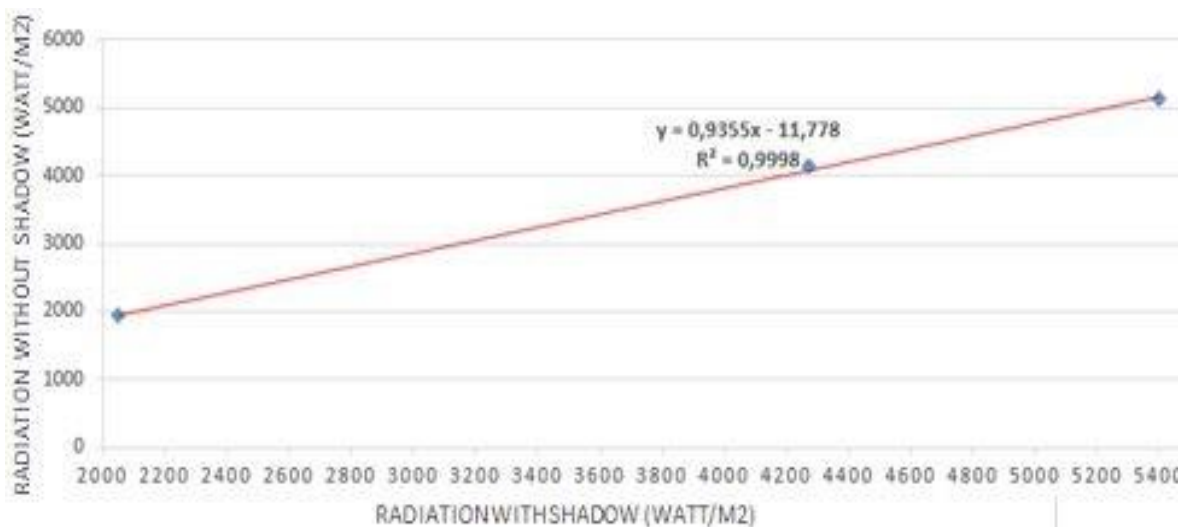


Figure III.12: Graphe de tendance pour calculer la cohérence entre les trois composantes d'irradiation (Directe, Diffuse, Globale) pour le 2<sup>ème</sup> Point.

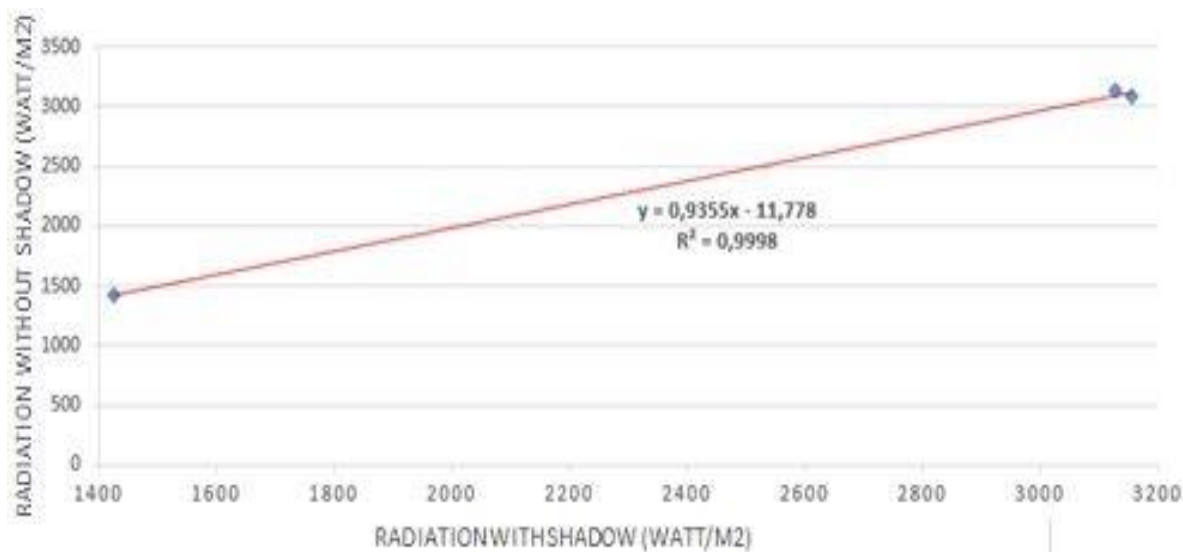
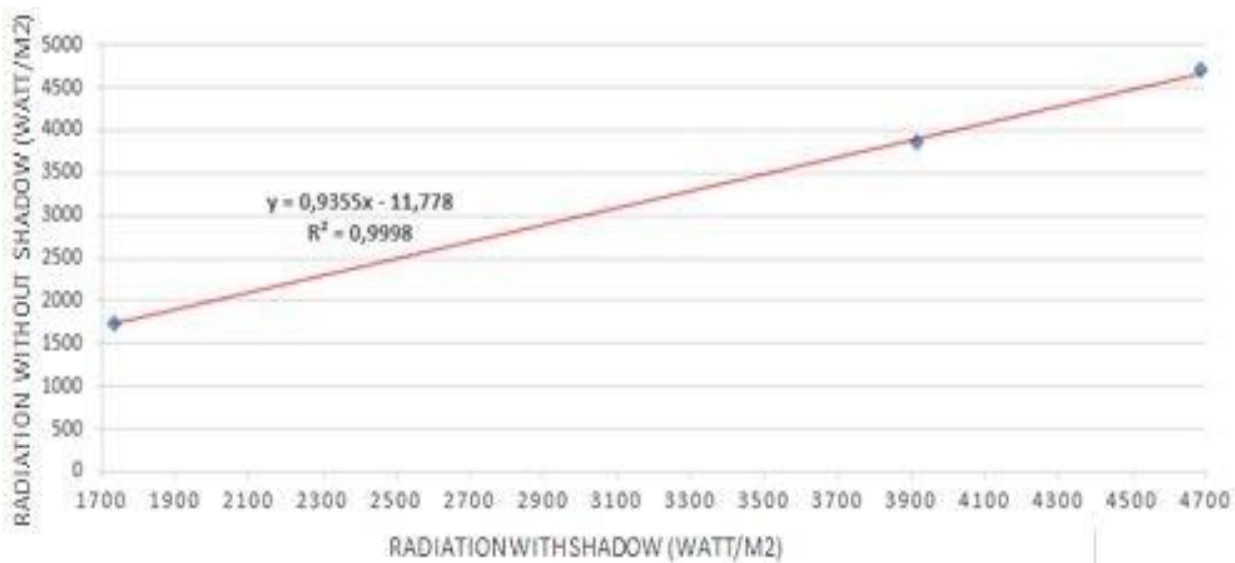
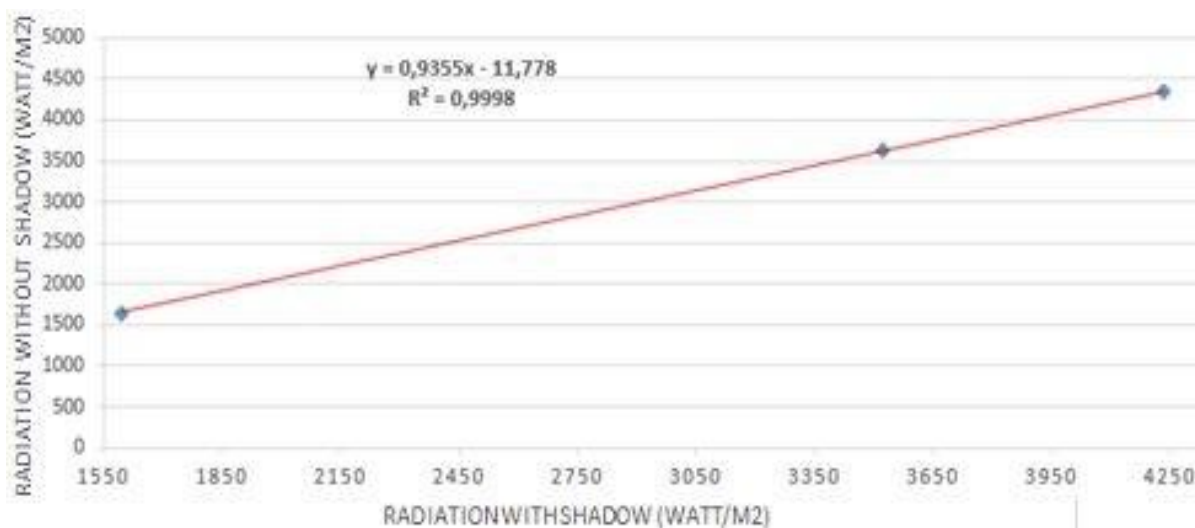


Figure III.13: Graphe de tendance pour calculer la cohérence entre les trois composantes d'irradiation (Directe, Diffuse, Globale) pour le 3<sup>ème</sup> Point.



**Figure III.14:** Graphe de tendance pour calculer la cohérence entre les trois composantes d'irradiation (Directe, Diffuse, Globale) pour le 4<sup>eme</sup> Point.



**Figure III.15:** Graphe de tendance pour calculer la cohérence entre les trois composantes d'irradiation (Directe, Diffuse, Globale) pour le 5<sup>eme</sup> Point.

## Conclusion

Nos résultats montrent que le choix des estimateurs de rayonnement solaire est important et que les résultats peuvent varier de façon importante selon la méthode de calcul choisie. Les calculs de sinus, cosinus de l'exposition avec ou sans interaction avec la pente ne sont pas efficaces ni pour estimer le rayonnement solaire ni pour prédire la distribution des trois espèces étudiées à l'échelle nationale. Cela est probablement dû à la grande taille du site d'étude. En effet, il y a de ce fait une large amplitude des latitudes, permettant d'avoir une valeur de rayonnement identique dans les pentes nord du sud de l'Algérie et dans les pentes sud du nord. Le fait d'inclure les précipitations et les températures dans les modèles de distribution des espèces élimine cet effet latitudinal mais, même dans ce cas, ces indices ont un pouvoir prédictif très faible.

Les valeurs de rayonnement calculées avec un modèle SIG donnent de bien meilleurs résultats, mais des différences importantes apparaissent selon la méthode de calcul utilisée. Ainsi, il apparaît essentiel de prendre en compte l'action de la nébulosité. Cela est particulièrement vrai au printemps et en été, le modèle réalisé sous ciel clair n'étant plus corrélé avec les mesures météo en mai ou juin. Cela peut s'expliquer par la faible variabilité du rayonnement solaire à cette époque ou le soleil est haut dans le ciel, et par la haute variabilité de la nébulosité pour cette même époque. Ces résultats justifient de déconseiller l'usage de modèles ne prenant pas en compte la couverture nuageuse à l'échelle d'un pays comme très vaste comme l'Algérie.

- [1] **A. ANGSTRÖM**: "Techniques of Determination the Turbidity of the Atmosphere", 1961.
- [2] **M. BELANGER**: "Traitement Numérique du signal". Théorie et pratique Masson, 1990.
- [3] **R.E. BIRD**: "A simple, Solar Spectral Model for Direct-Normal and Diffuse Horizontal Irradiance", Solar Energy. Volume 32, N°4, PP 461-474, 1984.
- [4] **A. BOUDJEMAI**: "Technologie des Plates Formes des Satellites". Rapport interne. Division de Mécaniques Spatiales CNTS, Arzew, 1992.
- [5] **A. BOUDJEMAI**: "Etudes Synthétique des Microsatellite". ENSAE Toulouse, 1994.
- [6] **A. BOUDJEMAI**: "Spécification Techniques de la Plate Forme AlSat-1". Rapport interne. Division de Mécaniques Spatiales CNTS, Arzew, 1995.
- [7] **D.T. BRINE & M. IQBAL**: "The Renewable Challenge", 1982.
- [8] **J. CASSANET**: "Satellites et Capteurs". Télédétection Satellitaire 1, 1969.
- [9] **M. CAPDEROU**. Atlas Solaire de L'Algérie. "Modèles Théorique et expérimentaux". Volume 1. Office des Publications Universitaires. Algérie 1998.
- [10] **P.J. COOPER**: "The Absorbtion of Solar Radiation in Solar Stills". Solar Energy, 1969.
- [11] **CNES**: "Systèmes et Services a petits Satellites". Recueil de communication du symposium d'ARCACHON, juin 1992.
- [12] **CNES**: Cours de technologie spatiales, "Techniques et Technologies des Véhicules Spatiaux". Space Dynamics. CEPADUES Editions. CEPAD 1994.
- [13] **CNES**: "Mécanique Spatiale". Space Dynamics. CEPADUES Editions. CEPAD 1994.
- [14] **J.A. DAVIES & J.E. HAY**: "Calculation of Solar Radiation Incident on a Horizontal Surface". 1980.
- [15] **C. DELORME**: "Le Gisement Solaire".
- [16] **P.R. ESCOBAL**: "Methods of Orbit Determination". TRW Space Technology Laboratories, Kreiger Publishing Company, Malabar, Florida 1965.
- [17] **N. HADJ SAHRAOUI**: "Etudes sur les Microsatellite pour l'Observation de la Terre". Rapport interne, Division d'Instrumentation, CNTS, Arzew 1993.
- [18] **N. HADJ SAHRAOUI**: "Pre-Project Microsatellite". Report on individuel project, Aérospatiale, Cannes, France, May 1996.
- [19] **F. KASTEN**: "A New table and Approximate Formula for Relative Optical Air Mass". Arch. Meteorol. Geophys. Bioclimatol Ser, 1996.
- [20] **F.X. KNEIZYS, E.P. SHETTLE, W.O. GALLERRY, J.H. CHETWYND, JR.L.W. ABREU, J.E.ASELBY, R.W. FENN, R.A. MCCACHEY**: "Atmospheric Transmittance /Radiance". Computer Code LOWTRAN-5, Tech.Rep, AFGL-TR-80-0067, US. Air Force Geophysics Laboratory, BEDFORD, MASSACHUSSETS, 1980.
- [21] **W.J. LARSON & J.R. WERTZ**: "Space Mission Analysis and Design". W.J. LARSON & Microcom, 1995.
- [22] **A. LANSARI**. " Etude de l'Intéraction Rayonnement - Trajets". Thèse de Magistère soutenu au Centre National des Techniques Spatiales. Algérie 1990.
- [23] **G. LEBLANC**: "Borland C++ ". Eyrolles

- [24] **B.LECKNER** : "The Spectral Distribution of Solar Radiation at the Earth's Surface". Elements of a Model, 1978.
- [25] **A.S. MOHAMED**: "Résolution des Equation Différentielles par les Méthodes Numérique", 1994.
- [26] **G.W. PALTRIDGE & C.M.R. PLATT** : "Radiative Processes in Meteorology and Climatology", 1976.
- [27] **R.PENDORF**: ""
- [23] **M.N. SWEETING, J.M. RADBON**. "UoSAT, a decade of experience pioneering microsatellite". Surrey satellite Technology Ltd. University of Surrey, UK. Small satellite System and services. Areachon June 1992.
- [24] **M.N. SWEETING**. "UoSAT microsatellite mission". Electronic communication engineering journal. UK June 1992.
- [25] **M.N. SWEETING**. "Microsatellites & Minisatellites programs at the university of Surrey for LEO applications & effective technology". SSTL, UK. International symposium on Satellite Communication & remote sensing., Xian, China Sept 1995.
- [26] **O. ZERROUATI** "Trajectoires spatiales". Centres National d'Etudes Spatiales. CEPADUES EDITION. Toulouse 1987.
- [27] **CNES**. "Le mouvement du véhicule Spatial en Orbite". Centre national d'Etudes Spatiales. Toulouse 1980.
- [28] **H. Richard, Battir**. "An Introduction to the Mathematics and Methods of Astrodynamics". AIAA, 1994.
- [29] **J.R. Wertz** "Spacecraft Attitude Determination and Control". Reidel Publishing Company. Dordrecht Holland 1978.
- [30] **B. N. Agrawal**. "Design of Geosynchronous Spacecraft ". Prentice-Hall. INC. Englewood cliffs 1986.
- [31] **V. A. Chobotov**. "Space Craft Attitude Dynamics and Control". Kreiger Company. Malabar. FLORIDA 1994.
- [32] **G. S. Nurre**. "Effects of AerodynamicsPorque on an Asymmetric Gravity Stabilized Satellite". Journal of Spacecraft and Rockets. Vol.5.1968 p1046-1050.
- [33] **K. Seyrafi and S.A. Houanssian**. "Introduction to Electro-optical Imaging and Tracking Systems". Artech House 1993.
- [34] **M. Kerker**. "The scattering of Light And other Electromagnetique Radiation". Academic Press. New York 1996.
- [35] **J. A. Davies and J.E. Hay**. "Calculation of Solar radiation Incident on a Horizontal Surface". Proc. 1<sup>st</sup> Canadian Solar radiation data Workshop. J. Hay and T. K. Won Editions. 1990.