

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

UNIVERSITE FERHAT ABBAS-SETIF

**MEMOIRE**

Présenté à la Faculté des Sciences  
Département de Physique  
Pour l'obtention du diplôme de

**MAGISTER**

Option : Energétique et mécanique des fluides

Par

**Mr SAHNOUNE Yassine**

**THEME**

**MODELISATION DU RAYONNEMENT SOLAIRE  
SUR QUELQUES SITES ALGERIENS**

**Soutenu le : 02/07/2007**

**Devant le jury**

**Président : Dr. H. Hachemi**

**Prof. Université Farhat Abbas-Sétif**

**Rapporteur : Dr. M. Chegaar**

**M.C. Université Farhat Abbas-Sétif**

**Examineur : Dr. K. Kassali**

**M.C. Université Farhat Abbas-Sétif**

**Invité: Dr. M. Guellal**

**C.C. Université Farhat Abbas-Sétif**

# Remerciements

Je voudrais d'abord dire toute ma gratitude et mes sincères remerciements à tous ceux qui ont contribué de loin ou de près à la réalisation de ce mémoire notamment :

Mon encadreur **Dr M. Chegaar** Maître de conférences à l'Université de Sétif, pour ses conseils judicieux durant toute la période de mon travail. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde gratitude.

Je remercie **Dr H. Hachemi** Professeur à l'Université de Sétif, qui m'a fait l'honneur de présider le jury.

Je remercie les membres du jury pour m'avoir fait l'honneur d'accepter de juger mon mémoire : **Dr K. Kassali** Maître de conférences à l'Université de Sétif et **Dr M. Guellal** Chargé de cours à l'Université de Sétif.

Je remercie tous mes enseignants du département de physique en particulier ceux de la filière énergétique pour leur orientation pendant ma formation.

Enfin, je désire remercier tous mes amis en particulier B. Kamel et toutes les personnes qui m'ont aidé de près ou de loin à la réalisation de ce travail.

## Sommaire

<b>Introduction.....</b>	<b>1</b>
<b><i>Chapitre I. Effets de l'atmosphère sur le rayonnement solaire</i></b>	
<b>I. 1 Le soleil.....</b>	<b>5</b>
<b>I. 2 Nature du rayonnement solaire.....</b>	<b>8</b>
<b>I. 3 Le rayonnement solaire à la limite de l'atmosphère.....</b>	<b>9</b>
<b>I. 4 Propagation du rayonnement solaire dans l'atmosphère.....</b>	<b>10</b>
I. 4. 1 Formation de l'atmosphère terrestre.....	10
I. 4. 2 Composition de l'atmosphère.....	11
I. 4. 3 Les régions atmosphériques.....	12
I. 4. 4 Effets de l'atmosphère sur le rayonnement solaire.....	13
I. 4. 4. 1 Masse atmosphérique.....	14
I. 4. 4. 2 L'épaisseur de l'atmosphère.....	15
I. 4. 4. 3 L'absorption atmosphérique.....	16
I. 4. 4. 4 La diffusion atmosphérique.....	21
I. 4. 4. 5 Diffusion par les couches supérieures de l'atmosphère.....	21
I. 4. 4. 6 Réfraction atmosphérique.....	22
<b>I. 5 Distribution spectrale du rayonnement solaire.....</b>	<b>24</b>
<b><i>Chapitre II. Procédures de calcul de l'irradiation solaire globale sur une surface horizontale</i></b>	
<b>II. 1 Rappels d'astronomie.....</b>	<b>28</b>
II. 1. 1 Mouvement de la terre.....	28
II. 1. 2 Mouvement apparent du soleil.....	29
II. 1. 3 Repérage du soleil.....	33
<b>II. 2 Relations de repérage du soleil.....</b>	<b>34</b>
II. 2. 1 Formules liant la position du soleil, la latitude et l'angle horaire.....	34

II. 2. 2	La déclinaison solaire.....	34
II. 2. 3	La durée du jour.....	36
II. 2. 4	Influence du phénomène de réfraction atmosphérique sur le calcul de la durée du jour.....	37
II. 2. 5	Influence du crépuscule sur le calcul de la durée du jour .....	38
<b>II. 3</b>	<b>Calcul de l'irradiation solaire sur une surface horizontale.....</b>	<b>40</b>
II. 3. 1	En dehors de l'atmosphère.....	40
II. 3. 2	Fraction d'insolation.....	42
<b>II. 4</b>	<b>Modèles d'évaluation de l'irradiation solaire globale.....</b>	<b>42</b>
II. 4. 1	Procédures de calcul.....	43
II. 4. 2	Premier modèle du type d'Angstrom-Prescott.....	44
II. 4. 2. 1	Calcul de la durée du jour.....	44
II. 4. 3	Deuxième modèle .....	45
II. 4. 4	Troisième modèle.....	46
<b>II. 5</b>	<b>Mesure de l'insolation et du rayonnement solaire .....</b>	<b>48</b>
II. 5. 1	L'héliographe.....	48
II. 5. 2	Le pyranomètre.....	49

### *Chapitre III. Résultats et discussion*

<b>III. 1</b>	<b>Calcul de l'irradiation solaire globale hors atmosphère .....</b>	<b>53</b>
<b>III. 2</b>	<b>Application des modèles à différents sites Algériens.....</b>	<b>54</b>
III. 1. 1	Application du modèle du type d'Angstrom-Prescott.....	54
III. 1. 2	Application du second modèle.....	59
III. 1. 3	Application du troisième modèle.....	62
III. 1. 4	Discussion.....	65
	<b>Conclusion générale.....</b>	<b>66</b>
	<b>Bibliographie.....</b>	<b>68</b>

# *Introduction générale*

L'énergie a été, depuis le commencement des âges, le moteur de l'activité humaine. L'homme a d'abord compté sur ces propres forces, puis des milliers d'années après, il a domestiqué des animaux, et servi d'autres hommes. Il s'est en suite adressé aux sources fossiles et aux sources d'énergies renouvelables : le soleil, l'eau et le vent.

Pendant le 21<sup>ème</sup> siècle, le domaine industriel comme les autres domaines a subi des développements très rapides ce qui a provoqué une demande croissante des sources d'énergie, dont les sources fossiles occupent plus de 90% de la consommation mondiale d'énergie, moins de 10% est occupée par les autres sources tel que l'énergie éolienne, nucléaire et le rayonnement solaire. Ce déséquilibre d'exploitation des différentes sources d'énergie a créé de grands problèmes surtout pour la santé humaine et la dégradation de l'environnement due à la pollution. Dans cette situation l'homme a été obligé de s'orienter vers d'autres sources d'énergies propres, tel que l'énergie solaire. Le rayonnement solaire représente une source inépuisable à l'échelle humaine. Elle est propre et gratuite. Ce rayonnement est converti en une énergie utilisable par l'intermédiaire de systèmes tels que les capteurs et distillateurs thermiques, les cellules solaires...

La conception et l'évaluation des performances des systèmes qui utilisent le rayonnement solaire comme source d'énergie, nécessitent la connaissance de la répartition du rayonnement solaire au sol. Hélas, les mesures du rayonnement solaire ne sont pas facilement disponibles pour plusieurs pays en voie de développement. Il est, cependant, important de développer des méthodes de simulation du rayonnement solaire en utilisant le minimum de données météorologiques disponibles.

Plusieurs modèles empiriques ont été développés afin d'évaluer la répartition du rayonnement solaire en utilisant différents paramètres. Certains auteurs utilisent la durée d'insolation, le taux d'humidité et la température, d'autres encore font intervenir le nombre de journées pluvieuses, le nombre d'heures d'enseulement et un facteur dépendant de la latitude et de l'altitude.

L'Algérie, terre de soleil par excellence, dispose d'un nombre d'heures d'enseulement de plus de 3300 heures par an. Son climat est donc très favorable pour l'utilisation de l'énergie solaire, cependant il reste mal connu. C'est ce qui nous a amené à la nécessité d'entreprendre l'étude de la répartition du rayonnement solaire sur ce vaste territoire.

Nous avons réparti notre travail en trois chapitres :

Dans le premier chapitre, nous donnons quelques connaissances de base sur le soleil, nous examinons la répartition du rayonnement solaire à la limite extérieure de l'atmosphère et nous évaluons les différentes modifications que subit le rayonnement solaire en traversant la couche atmosphérique.

Au second chapitre, nous exposons les relations liant la position du soleil, la latitude et l'angle horaire. Nous mettons en évidence les différentes procédures de calcul de l'irradiation globale sur une surface horizontale hors atmosphère et au sol pour quelques sites algériens.

Le troisième chapitre est consacré aux résultats obtenus en utilisant ces différents modèles et une comparaison entre les résultats trouvés et ceux mesurés sera faite.

# ***CHAPITRE I***

## ***Effets de l'atmosphère sur le rayonnement solaire***

Dans ce chapitre, nous donnons certaines connaissances de base sur le soleil. Nous étudions les composantes et la répartition spectrale du rayonnement solaire, nous mettons en évidence les différentes modifications que subit le rayonnement solaire en traversant la couche atmosphérique.

## I. 1 Le Soleil

La plus simple définition du soleil, c'est une étoile parmi des millions d'autres de l'univers. Pour la terre et les autres planètes du système solaire, le soleil est le centre de l'attraction gravitationnelle qui commande leur mouvement orbital, et d'autre part, la source principale de l'énergie qui leur vient de l'extérieur, une énergie qui se présente sous forme de lumière ou de chaleur.

### ❖ Carte d'identité de notre étoile [1]

Le soleil est une étoile de type spectral (couleur jaunâtre, correspondant à une température de surface légèrement inférieure à 6000 K), située à environ 150 millions kilomètres de la terre, il se présente sous la forme d'un disque assez homogène et apparaît sous un angle d'un peu plus d'un demi degré.

● **Composition** : Le soleil est composé (en masse) de 75 % d'hydrogène, de 25 % d'hélium et de presque 0,1 % d'éléments plus lourds que l'hélium (ou métaux). En nombre d'atomes, cela correspond à 92,1 % d'hydrogène et 7,8 % d'hélium. Les proportions sont différentes selon la région considérée : en surface les proportions sont (en masse) 70 % d'hydrogène, 28 % d'hélium et 2 % de métaux. Mais dans les régions centrales, les calculs montrent que 35 % seulement d'hydrogène et de 63 % d'hélium. Une différence qui provient de ce que depuis sa formation, il y a 4,57 milliards d'années, le soleil a consommé à peu près la moitié des réserves d'hydrogène présentes dans son noyau; ce qui le place donc à peu près à la moitié de sa vie.

● **Diamètre** : Le soleil a un diamètre de 1,392 millions de kilomètres. Il atteint les 109 diamètres terrestres (ce qui correspond à une surface 12 000 fois plus importante que celle de notre planète, et à un volume 1,3 millions de fois supérieur). Ajoutons que notre étoile, masse fluide en rotation, n'est pas exactement sphérique.

● **Masse** : La masse de notre étoile est de 330 432 fois celles de la terre, soit quelque chose de l'ordre de  $1,99 \times 10^{30}$  kg. A lui seul, le soleil représente 99,8 % de la masse du système solaire. Cette masse diminue progressivement au cours de l'évolution de l'étoile : dans une petite proportion (perte de 4 millions de tonnes par seconde), cela est dû à la conversion de masse en énergie responsable du rayonnement solaire.

- **Densité** : La connaissance de la masse et des dimensions du soleil permet de déduire la densité. Celle-ci est d'environ 1,41 kg/litre. Ce qui signifie qu'un litre de soleil a une masse de 1,41 kg. Comparée à celle de la terre, la densité du soleil est de 0,256.

- **Température** : La température du soleil est variable selon la région considérée. Au centre elle dépasse les 15 millions de kelvins. En surface (photosphère), la température effective vaut 5785 K. Mais la couronne correspond à des températures pouvant dépasser le million de degrés.

- **Rotation** : Le soleil tourne sur lui-même autour d'un axe incliné de  $7,5^\circ$  par rapport à la perpendiculaire de l'écliptique. La période de rotation de cette masse fluide qu'il représente varie en fonction de la latitude. Les régions équatoriales font un tour en 25,6 jours; à la latitude de  $60^\circ$ , la rotation dure 30,9 jours; et elle est de 36 jours au voisinage des pôles.

Le soleil n'est pas une sphère homogène. On distingue trois régions principales (Figure 1.1) [31] :

### 1. Le coeur

Le coeur ou noyau a un diamètre qui est presque le tiers du diamètre total. La température qui y règne va de 7 à plus de 15,6 millions de kelvins. Ces conditions définissent la possibilité des réactions de fusion thermonucléaires des noyaux d'hydrogènes présents. Chaque seconde 600 millions de tonnes d'hydrogène sont ainsi converties en hélium, la masse convertie en énergie et évacuée sous forme de photons gamma.

### 2. La zone radiative interne

Elle se situe entre 0,3 et 0,7 rayon solaire. Elle est suffisamment transparente pour que l'énergie produite dans le coeur puisse la traverser et s'évacuer vers les couches supérieures. La température de la zone radiative interne chute de 7 à 1 millions de kelvins, à mesure que l'on s'éloigne du centre.

### 3. La zone convective

Elle commence de 0,7 rayon solaire. La température varie progressivement de 1 million de kelvins dans les régions les plus profondes à 15 000 K seulement dans sa partie supérieure. L'énergie y est principalement transportée par convection, c'est-à-dire par le moyen de mouvements cycliques verticaux de la matière de l'enveloppe. Ces mouvements se laissent deviner à la surface du soleil sous la forme d'un "bouillonnement" permanent, appelé la granulation.

### ● La surface et l'atmosphère solaire

Au-dessus de la zone convective de l'enveloppe solaire il existe une région de transition de laquelle du rayonnement peut s'échapper vers l'univers, appelée la photosphère (environ 300 km d'épaisseur), que l'on peut faire commencer l'atmosphère du soleil contient plusieurs autres couches lors qu'on s'élève en altitude : la chromosphère, d'abord, puis la couronne ou la matière est très diluée (gaz ionisé qui contient principalement des protons et des électrons), se prolongeant d'ailleurs fort loin sous la forme de vent solaire (un vent "rapide" (700 km/s) qui s'échappe surtout des pôles par les trous coronaux, un vent "lent" (400 km/s), plutôt aux basses latitudes héliographiques) dans un volume appelé l'héliosphère.

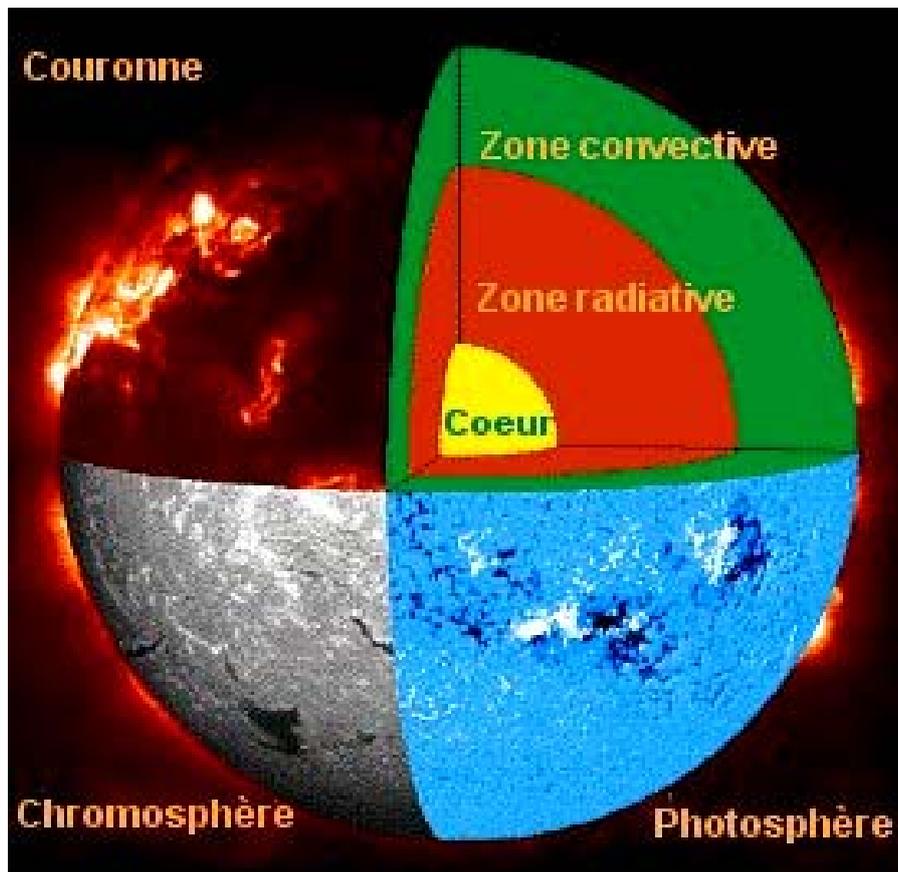


Figure I. 1 : Différents régions du soleil [1].

## I. 2 Nature du rayonnement solaire

Le rayonnement électromagnétique est composé de «grains» de lumière appelés photons. L'énergie de chaque photon est directement liée à la longueur d'onde  $\lambda$  [29]:

$$E = h\nu = \frac{hc}{\lambda} \quad (\text{I. 1})$$

Où  $h$  est la constante de Planck,  $\nu$  la fréquence et  $c$  la vitesse de la lumière.

Le spectre du rayonnement extraterrestre correspond environ à l'émission d'un corps noir porté à 5800° K. Les données recueillies par les satellites, est désignée sous le nom de AM0. Sa distribution en énergie est répartie en :

Ultraviolet UV  $0.20 < \lambda < 0.38 \mu\text{m}$  6.4 %

Visible  $0.38 < \lambda < 0.78 \mu\text{m}$  48.0 %

Infrarouge IR  $0.78 < \lambda < 10 \mu\text{m}$  45.6 %

La puissance rayonnée à la surface du soleil est de l'ordre de 386 milliards de milliards de mégawatts, dont  $1.7 \cdot 10^{17}$  Watt est intercepté par la terre, 30 % de ce flux est réfléchi vers l'espace, 47 % est absorbée et remise vers l'espace sous forme de rayonnement infrarouge, 22.5 % sert de source d'énergie au cycle d'évaporation précipitation de l'atmosphère et de 0.5 % se retrouve sous forme de photosynthèse dans les plantes.

Le Tableau (I. 1) [29] représente les résultats de la distribution du rayonnement solaire obtenus par des études Thekaekara basées sur les observations par satellites entreprises par la NASA et celle d'un corps noir porté à une température proche de la température de surface du soleil :

Longueur d'onde	Pourcentage de puissance solaire ( $\text{W}/\text{m}^2$ )	Pourcentage de puissance du corps noir à 5762 K
<b>U-V</b> $\lambda < 0.38\mu\text{m}$	<b>7</b>	<b>9.9</b>
<b>Visible</b> $0.38 < \lambda < 0.78\mu\text{m}$	<b>47.34</b>	<b>46.4</b>
<b>I-R</b> $0.78 < \lambda < 4\mu\text{m}$	<b>45.1</b>	<b>43.6</b>

**Tableau I. 1 :** Répartition de l'énergie du corps noir et du soleil.

L'énergie rayonnée par le soleil n'est pas uniformément répartie pour toutes longueurs d'ondes, elle passe par un maximum pour une longueur d'onde notée  $\lambda_m$ , qu'on peut la calculée à partir de la loi de Wien [34] :

$$\lambda_m T = 2898 \quad (\text{I. 2})$$

à  $T = 5900\text{K}$ ,  $\lambda_m$  a pour valeur de  $0.5 \mu\text{m}$ .

### I. 3 Le rayonnement solaire à la limite de l'atmosphère

L'intensité du rayonnement solaire reçue à la limite de l'atmosphère est presque constante. La constante solaire est la quantité d'énergie reçue par unité de surface placée perpendiculairement aux rayons solaires dans l'espace au voisinage de la terre à la distance d'une unité astronomique ( $1\text{U.A} = 1.495 \times 10^8 \text{ km}$ ), et par unité de temps.

Les premières mesures de la valeur de la constante solaire aient souvent été effectuées au sommet de montagnes afin de réduire l'épaisseur de la couche d'air interposée. Les mesures depuis l'espace ont évidemment changé la donne. La valeur estimée est de  $1,94 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$  ( $1353 \text{ W.m}^{-2}$ ).

La valeur corrigée de la constante solaire en fonction du jour (j) de l'année est donnée par la relation suivante [33] :

$$I_0 = 1353 (1 + 0.033 \cos(0.984j)) \quad (\text{I. 3})$$

#### ❖ La valeur théorique de la constante solaire

Le soleil, de rayon R est vu sous un angle  $\theta$  à une distance d.  $\theta$  étant très petit, on a :

$$\tan\left(\frac{\theta}{2}\right) \approx \left(\frac{\theta}{2}\right) = \frac{R}{d} \quad (\text{I. 4})$$

R est le rayon du soleil.

$\theta$  est l'angle sous laquelle on voit le soleil.

d est la distance entre le soleil et l'observateur terrestre.

La puissance totale rayonnée par le soleil, considéré comme un corps noir :

$$\phi' = s' \times \sigma' \times T^4 \quad (\text{I. 5})$$

Où  $s'$  est la surface du soleil qui rayonne, (c'est la surface de la sphère solaire  $s' = 4\pi.R^2$ )

$T$  est la température de surface du soleil (5900 K).

$\sigma'$  est la constante de Stefan-Boltzman.

On a :

$$\phi' = 4\pi R^2 \sigma' T^4 \quad (\text{I. 6})$$

A la distance  $d$ , le flux reçu par unité de surface, c'est-à-dire l'éclairement, ou la constante solaire est donné par l'expression suivante :

$$I_0 = \frac{\phi'}{s'} = \frac{4\pi R^2 \sigma' T^4}{4\pi d^2} = \sigma' T^4 \left( \frac{R}{d} \right)^2 \quad (\text{I. 7})$$

Application numérique :  $\theta = 32$  minutes d'où  $I_0 = 1488 \text{ W.m}^{-2}$

## I. 4 Propagation du rayonnement solaire dans l'atmosphère

### I. 4. 1 Formation de l'atmosphère terrestre

À mesure que la terre se refroidissait, d'énormes quantités de méthane, d'ammoniac, de vapeur d'eau et de gaz carbonique furent expulsées du centre de la terre vers l'extérieur. Cela constitua la première atmosphère de la terre. Cette atmosphère, agissant comme une serre, permet de réduire la perte de chaleur de la terre vers l'espace et notre planète demeura ainsi assez chaude pour que puisse naître la vie.

Ensuite, il y a environ 4,5 milliards d'années, la vapeur d'eau s'est condensée pour former les océans. Le gaz carbonique se combina à des minéraux et fut absorbé par les océans, et il fut utilisé par les premiers êtres vivants. L'azote est resté dans l'atmosphère parce que cet élément réagit peu avec les autres. Il y a 3 milliards d'années, l'atmosphère contenait encore peu d'oxygène. Des réactions chimiques compliquées entre le méthane, l'ammoniac, l'eau et le rayonnement solaire donnèrent naissance à une couche d'ozone. Celle-ci joue un rôle important dans l'évolution de la vie sur terre, car elle empêche une grande partie des rayons solaires ultraviolets, qui sont nuisibles à la vie, de se rendre jusqu'au sol.

Les premières plantes apparurent il y a 2 milliards d'années et transformèrent une grande partie du gaz carbonique en oxygène. Ce processus se poursuit toujours et l'atmosphère d'aujourd'hui contient environ 78 % d'azote et 21 % d'oxygène.

L'atmosphère actuelle est faite d'un mélange de gaz et de particules qui entourent notre planète. L'atmosphère est si mince qu'on peut se représenter son épaisseur relativement à la terre comme la pelure d'une pomme relativement à l'ensemble du fruit. C'est la force d'attraction de la terre qui retient l'atmosphère autour du globe.

#### I. 4. 2 Composition de l'atmosphère [35]

Les gaz qui composent notre atmosphère viennent du centre de la terre. Ces gaz ont été expulsés par les volcans au début de l'existence de la terre. Dans les 100 premiers kilomètres, l'atmosphère est composée à 91 % d'azote et d'oxygène. Ses autres constituants sont les cinq gaz nobles : argon, néon, hélium, krypton et xénon ainsi que le gaz carbonique, l'hydrogène, le méthane, l'oxyde d'azote, l'ozone et la vapeur d'eau. Le mélange est uniforme sauf pour le cas de l'ozone (Tableau I. 2).

Nom du gaz	Pourcentage (%)
Azote (N <sub>2</sub> )	78
Oxygène (O <sub>2</sub> )	21
Argon (A)	0,93
Vapeur d'eau (H <sub>2</sub> O)	0 - 4
Gaz carbonique (CO <sub>2</sub> )	0,033
Néon (Ne)	0,0018
Krypton (Kr)	0,000114
Hydrogène (H)	0,00005
Oxyde d'azote (N <sub>2</sub> O)	0,00005
Xénon (Xe)	0,0000087
Ozone (O <sub>3</sub> )	0 - 0,000001

Tableau I. 2 : Composition actuelle de l'atmosphère près de la surface [35].

Les constituants les plus importants dont la quantité est variable dans le temps sont : la vapeur d'eau, le gaz carbonique, l'ozone et certaines particules en suspension dans l'air (les polluants par exemple).

L'eau existe dans les trois états (ou phases) : liquide, solide et gazeux, et cela, à cause des températures caractéristiques et variables de notre planète.

#### I. 4. 3 Les régions atmosphériques

L'atmosphère joue le rôle de bouclier protecteur pour toutes les espèces vivantes qui habitent à la surface du globe. En outre, elle les isole de l'espace glacé et menaçant et les protège des rayons ultraviolets. L'atmosphère peut être divisée en quatre régions principales : la troposphère, la stratosphère, la mésosphère et la thermosphère. Ce sont les variations verticales de la température de l'air qui définissent la division de l'atmosphère en quatre grandes régions (Figure I. 2).

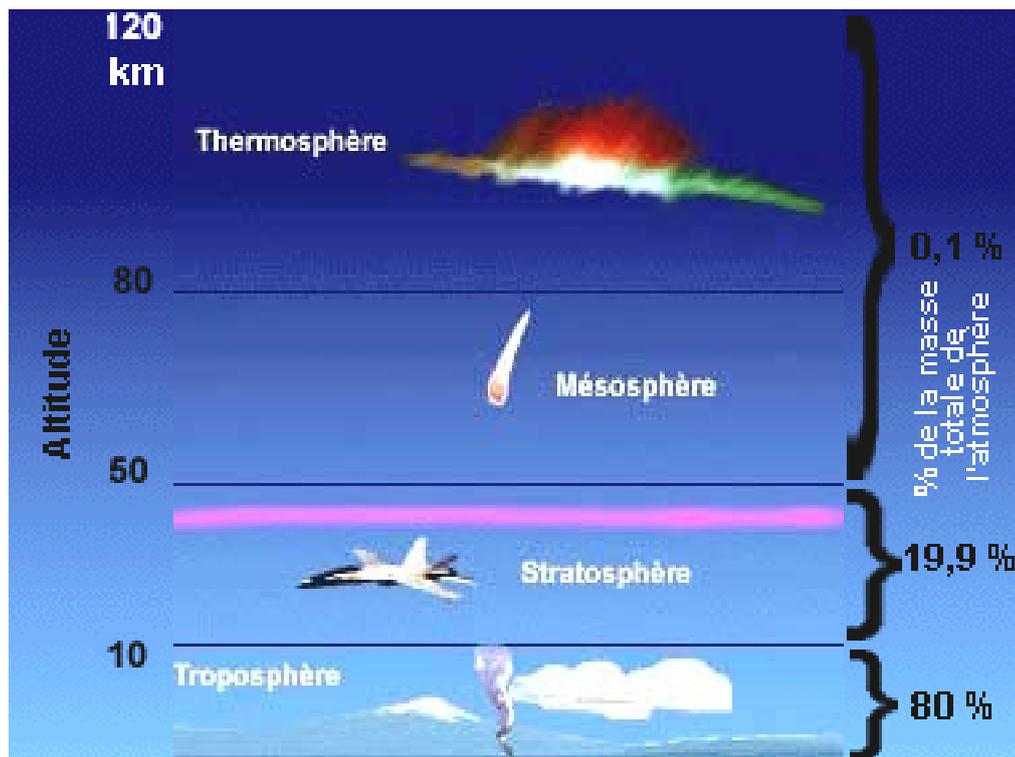


Figure I. 2 : Les différentes régions atmosphériques [1].

- **La thermosphère** : La couche la plus haute est la **thermosphère**. Dans cette couche, la température augmente avec l'altitude et peut atteindre environ 100 degrés Celsius. La thermosphère atteint des milliers de kilomètres d'altitude et disparaît graduellement dans l'espace.

La partie inférieure de la thermosphère est appelée l'ionosphère. L'ionosphère réfléchit les ondes courtes (ondes radio). Ces ondes, émises par un émetteur, rebondissent sur l'ionosphère et sont renvoyées vers la terre. Si elles sont retournées avec un certain angle, elles peuvent faire presque le tour du globe. L'ionosphère permet donc de communiquer avec des régions très éloignées.

- **La mésosphère** se trouve au-dessus de la stratosphère. Dans cette couche, la température recommence à décroître avec l'altitude pour atteindre un minimum de -80 degrés Celsius à une altitude d'environ 80 kilomètres. Les poussières et particules qui proviennent de l'espace (les météores) s'enflamment lorsqu'elles entrent dans la mésosphère à cause de la friction de l'air. Ce phénomène nous apparaît sous la forme « d'étoiles filantes ».

- **La stratosphère** est la couche atmosphérique au-dessus de la troposphère. C'est dans la stratosphère qu'on trouve la couche d'ozone. Cette dernière est essentielle à la vie sur terre, car elle absorbe la majorité des rayons solaires ultraviolets qui sont extrêmement nocifs pour tout être vivant. Cette absorption provoque un dégagement d'énergie sous forme de chaleur. C'est pourquoi la température augmente lorsqu'on s'élève dans la stratosphère.

- **La troposphère** est la couche atmosphérique la plus proche du sol terrestre. C'est la couche atmosphérique dans laquelle nous vivons. Son épaisseur est variable: 7 kilomètres de hauteur au-dessus des pôles, 18 kilomètres au-dessus de l'équateur.

#### I. 4. 4 Effets de l'atmosphère sur le rayonnement solaire

Le rayonnement solaire atteint le sol après avoir subi plusieurs modifications :

- **Diffusion** par les molécules pour toutes les longueurs d'ondes.
- **Absorption** et diffusion par les aérosols et les microcristaux et gouttelettes constituant les nuages.
- **Absorption** par les gaz atmosphériques, cette absorption est très importante pour l'ozone dans le domaine des courtes longueurs d'ondes. La vapeur d'eau et le gaz carbonique affectent les bandes dans le domaine des grandes longueurs d'ondes.

#### I. 4. 4. 1 Masse atmosphérique

L'intensité des effets de diffusion et de l'absorption, subis par le rayonnement solaire à sa traversée de l'atmosphère est liée à la quantité de molécules rencontrées par le rayonnement solaire. La loi de transmission est donnée par [34] :

$$\phi_l = \phi_0 \exp(-Kl) \quad (\text{I. 8})$$

$\phi_l$  : le flux énergétique sortant après un parcours de longueur  $l$ .

$\phi_0$  : le flux entrant.

$K$  : le coefficient d'extinction qui caractérise l'absorption et la diffusion.

Le rapport  $\phi_l / \phi_0$  représente la fraction de la puissance transmise.

En prenant pour référence unité, la masse atmosphérique ou (nombre d'air masse noté AM) est l'épaisseur verticale de l'atmosphère moyen au dessus du niveau de la mer, dans les conditions normales de pression et de température

Pour tenir compte de la distance traversée par les rayons, on définit un système de référence, la notion d'air masse ou masse atmosphérique (AM) a été introduite est défini par (I.9) :

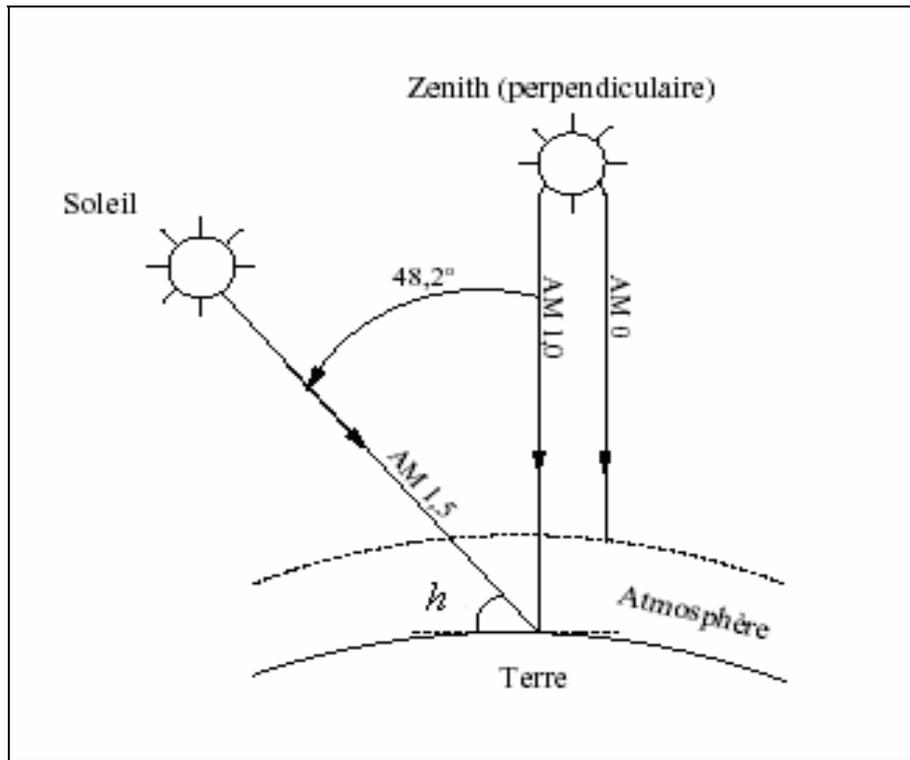
$$AM = \frac{p}{1013} \frac{1}{\sin(h)} \exp\left(-\frac{z}{7.8}\right) \quad (\text{I. 9})$$

- $p$  (N/m) : pression.
- $h$  (°) : élévation du soleil sur l'horizon (90° au zénith).
- $z$  (Km) : altitude.

Dans les conditions normales et au niveau de la mer, l'expression simplifiée suivante est utilisée (AM est inversement proportionnel au sinus de la hauteur du soleil):

$$AM = \frac{1}{\sin(h)} \quad (\text{I. 10})$$

Ainsi, lorsque le soleil est au zénith ; on dit que l'on a les conditions AM1 car les rayons lumineux traversant une épaisseur d'atmosphère unité (7.8 Km). Avec un soleil à 30° sur l'horizon, on obtient les conditions AM2. Hors atmosphère, à haute altitude, on définit les conditions AM0. Le spectre AM1.5, correspondant à un angle du soleil de 48.2° sur la surface de la terre (Figure I.3).



**Figure I. 3 :** Description du nombre d'air masse

Il est important de comprendre l'aspect recouvert par le concept de nombre d'air masse, il caractérise la puissance transportée par le rayonnement solaire.

Le Tableau (I. 3) indique les valeurs de la constante solaire  $I_0$  en fonction du nombre d'air masse.

AM	0	1	1.5	2	3	4	5
$I_0$ ( $W.m^{-2}$ )	1353	931	834	755	610	530	430

**Tableau I. 3 :** Variation de constante solaire en fonction de nombre d'air masse pour une atmosphère de type méditerranéen.

#### I. 4. 4. 2 L'épaisseur de l'atmosphère

La notion de diminution de densité de l'atmosphère avec l'altitude, sans jamais vraiment atteindre une valeur de densité nulle est identique à celle d'une courbe s'approchant indéfiniment de son asymptote sans jamais la toucher. La Figure (I. 4) illustre cette notion. Elle ne représente pas l'évolution de la densité de l'atmosphère avec l'altitude mais la distribution de la masse de l'atmosphère en fonction de l'altitude, qui a été déduite des valeurs de densité.

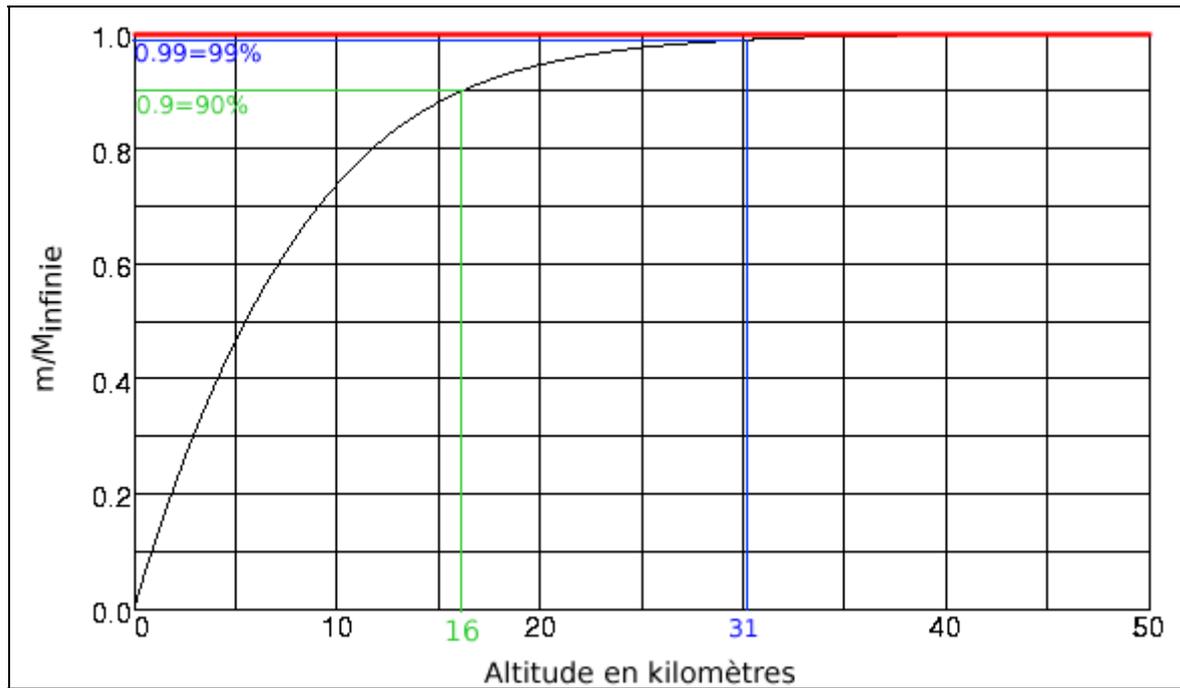


Figure I. 4 : Distribution de la masse de l'atmosphère en fonction de l'altitude [35].

L'axe des abscisses représente l'altitude  $z$  en kilomètres. L'axe des ordonnées représente le rapport entre d'une part  $m$ , la masse de l'atmosphère comprise entre la surface du sol et l'altitude  $z$  et d'autre part  $M_{\text{inf}}$ .

#### I. 4. 4. 3 L'absorption atmosphérique

Les rayons X et U.V lointains ( $\lambda < 0.18 \mu\text{m}$ ) sont totalement absorbés au dessus de 60km. L'ultraviolet moyen ( $0.18 \mu\text{m} < \lambda < 0.29 \mu\text{m}$ ) est absorbé entièrement par l'oxygène ou l'ozone et l'ultraviolet proche ( $0.29 \mu\text{m} < \lambda < 0.4 \mu\text{m}$ ) est absorbé partiellement entre 10 et 50 km. L'absorption décroît lorsque la longueur d'onde augmente. Le visible ( $0.39 \mu\text{m} < \lambda < 0.78 \mu\text{m}$ ) est relativement peu absorbé, l'atténuation résulte surtout de la diffusion.

L'infrarouge est absorbé par le  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  et  $\text{O}_3$ . Les principales bandes d'absorption des constituants de l'atmosphère sont les suivantes :

- L'ozone ( $\text{O}_3$ ) : l'épaisseur réduite d'ozone ( $\epsilon$ ) est exprimée par l'épaisseur de la couche d'ozone, à pression et température normale, formée par la totalité de ce gaz normalement situé en haute atmosphère et ramenée au niveau du sol. Elle est généralement comprise entre 2 et 5 mm et présente des bandes fortes entre 0.2 et 0.3  $\mu\text{m}$  et des bandes faibles entre 0.45 et 0.7  $\mu\text{m}$ .

- L'oxygène (O<sub>2</sub>) : Elle a des bandes étroites vers 0.69 et 0.76 μm ;
- Le gaz carbonique (CO<sub>2</sub>) : Il a des bandes étroites vers 1.6 et 2 μm et une bande forte à 2.75 μm ;
- La vapeur d'eau : La hauteur d'eau condensable ( $\omega$ ) représente l'épaisseur d'eau recueillie par cm<sup>2</sup> de surface horizontale du sol. Si toute la vapeur d'eau est située à une altitude  $z$ , et recueillie à l'état liquide, elle sera exprimée par la formule de Hann [34]:

$$\omega = 0.17 \times e \quad (\text{I. 11})$$

Où  $e$  représente la tension de la vapeur d'eau au sol exprimée en millibars.

### ❖ Absorption par les aérosols

#### Définition des aérosols :

Constitués de particules très fines en suspension dans l'atmosphère, les aérosols font partie des acteurs du bilan radiatif terrestre.

Les aérosols dits primaires sont émis directement sous forme de particules. Leur taille est généralement supérieure au micron lorsque ils sont produits mécaniquement et inférieure au micron lorsque ils sont issus de processus de combustion.

Les aérosols secondaires, de taille généralement sub-micronique, sont issus de la transformation en particules de substances émises dans l'atmosphère sous forme gazeuse, soit par transformation directe gaz solide, soit par l'intermédiaire des gouttes d'eau nuageuses. En moyenne globale, plusieurs millions de tonnes d'aérosols sont émis chaque jour par une multiplicité de sources, à la fois naturelles (volcaniques, biologiques, désertiques, embruns marins) et humaines (combustions, poussières industrielles, émissions agricoles).

#### ● Les interactions aérosols nuages rayonnement (effet parasol)

Les interactions aérosols-rayonnement sont multiples et de nombreux couplages existent entre les aérosols et le cycle de l'eau. En moyenne, les aérosols ont en un effet parasol s'opposant à l'effet de serre. Un conflit nucléaire étendu pourrait envoyer dans la stratosphère des quantités d'aérosols considérables masquant le rayonnement solaire, et provoquant ainsi un hiver persistant, dit hiver nucléaire. Les panaches d'aérosols injectés dans la stratosphère par les grandes explosions volcaniques provoquent effectivement des petites diminutions de température au sol (typiquement demi-degré), mesurables sur une

durée de l'ordre de l'année, temps de séjour des aérosols dans la stratosphère. Mais ils provoquent en même temps un réchauffement de plusieurs degrés de la stratosphère par absorption du rayonnement.

- **Effets radiatifs directs et semi-directs**

Les aérosols ont un effet radiatif direct parce qu'ils rediffusent dans toutes les directions, et éventuellement absorbent, le rayonnement qu'ils interceptent. La diffusion est l'effet majeur aux longueurs d'onde solaires, en particulier dans le cas aérosols de pollution car leur taille est petite devant celles-ci; elle est généralement négligeable dans l'infrarouge tellurique. L'effet lié à la diffusion du rayonnement solaire se traduit dans le visible par un effet de brume sèche et une diminution de la visibilité. La rétrodiffusion du rayonnement solaire vers l'espace par les aérosols induit en moyenne globale une diminution nette de l'énergie incidente au sommet de l'atmosphère. Elle est aisément observable avec les satellites imageurs dans le spectre solaire au-dessus des surfaces sombres telles que les océans.

L'absorption par l'aérosol provoque aussi un réchauffement des couches atmosphériques qui le transportent. Celui-ci peut être suffisamment important pour provoquer l'évaporation des nuages éventuellement présents : cet effet semi-direct exerce donc un forçage positif par diminution de l'albédo planétaire. De plus, les gradients thermiques associés à la distribution verticale des aérosols absorbants sont susceptibles de modifier la stabilité verticale de l'atmosphère.

- **L'effet radiatif indirect via les nuages**

Les aérosols ont également des effets radiatifs indirects du fait de leur rôle de noyau de condensation.

- **Davantage de gouttelettes, plus petites**

Pour un contenu en eau liquide donné, l'augmentation du nombre de noyaux de condensation provoque une augmentation du nombre de gouttes et une diminution de leur taille moyenne. Le premier effet indirect qui en résulte est une augmentation de la couverture nuageuse et donc de l'albédo lié aux nuages.

- ❖ **Absorption moléculaire**

Au cours de leur pénétration dans l'atmosphère, les photons solaires entrent en collision avec les molécules atmosphériques et sont progressivement absorbés. L'absorption du

rayonnement par les molécules atmosphériques est intimement liée à leurs caractéristiques énergétiques. Ainsi, on peut distinguer 4 types d'absorption suivant l'énergie du photon incident :

1. Ultraviolet : les molécules sont dissociées.
2. Visible : les molécules changent de configuration électronique.
3. Infrarouge : les molécules vibrent.
4. Micro-ondes : les molécules tournent.

- **Absorption dans l'ultra-violet (dissociation des molécules)**

Absorption photonique suivie de la dissociation de la molécule se caractérise généralement par un spectre continu au dessus d'une certaine énergie (ou en dessous d'une certaine longueur d'onde). Celle-ci correspond au seuil minimal pour dissocier la molécule. Si un photon plus énergétique est absorbé, l'excédent énergétique est transformé en énergie cinétique de l'un des produits de la réaction photochimique. Les niveaux seuils de dissociation se situent dans l'Ultra-Violet pour les molécules atmosphériques.

Les réactions photochimiques mettant en jeu l'absorption dans l'UV se manifestent par une action thermique sur le milieu atmosphérique. En effet, les photodissociations sont en général suivies de réactions chimiques de recombinaison qui libèrent de l'énergie sous forme de chaleur. Ce processus est capital dans la stratosphère qui est chauffée par les réactions de recombinaison de l'ozone et de l'oxygène moléculaire.

Les radiations solaires dans le domaine de l'U.V sont totalement absorbées :

- Dans la mésosphère pour les radiations U.V. les plus énergétiques (longueur d'onde inférieure à 170nm) par  $N_2O$  et l'oxygène moléculaire.
- Dans la stratosphère pour les radiations U.V. les moins énergétiques par l'oxygène moléculaire et l'ozone.

La destruction de l'ozone stratosphérique diminue d'autant l'absorption des photons de longueur d'onde comprise entre 200 et 300nm. Ces photons susceptibles d'arriver jusqu'à la surface terrestre représentent un danger pour la santé humaine.

- **Absorption dans l'infrarouge (vibration des molécules)**

Les photons du domaine du visible ne sont pas absorbés par l'atmosphère (ou très légèrement par l'ozone) et sont donc uniquement diffusés. Dans le domaine de l'infrarouge, les photons émis par le Soleil deviennent moins nombreux que ceux émis par la Terre. Dans ce domaine l'absorption des photons est due à la transition depuis l'état fondamental vers un niveau de vibration de la molécule. Ces niveaux dépendent de la molécule considérée et sont discrets. Une même molécule peut donc avoir plusieurs bandes d'absorption correspondant à différents niveaux de vibration.

La Figure (I .5) montre les différentes régions d'absorption et de diffusion par les gaz atmosphériques

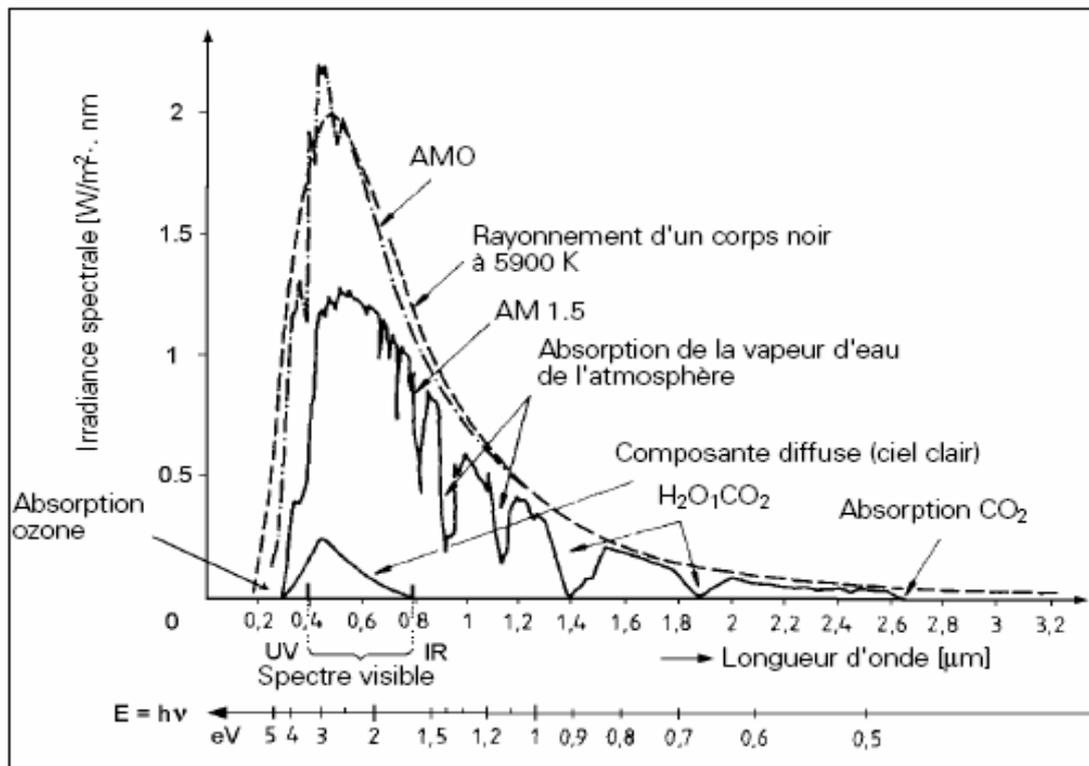


Figure I. 5 : Spectre du rayonnement solaire [29].

AM0 désigne le rayonnement solaire hors atmosphère (extraterrestre) et AM1.5 (épaisseur de 1.5 atmosphère), correspondant à une hauteur du soleil de 48° au niveau de la mer.

#### I. 4. 4. 4 La diffusion atmosphérique

Ce phénomène est complexe puisqu'il fait intervenir à la fois la diffraction, la réfraction et les réflexions par les particules

L'indice de réfraction des particules diffusantes et surtout leurs dimensions, par rapport aux longueurs d'onde considérées, modifient sensiblement la répartition et l'intensité de la lumière diffusée.

Les particules atmosphériques responsables de la diffusion sont :

- Les molécules.
- Les aérosols.
- Les gouttelettes et cristaux du nuage.

Chaque type de particules détermine un type de diffusion. Des lois générales ont été établies par Mie [4]:

$$\tau_{\lambda} = \beta \times \lambda^{-\alpha} \quad (\text{I.12})$$

avec

$\tau_{\lambda}$  : représente le coefficient d'extinction des aérosols.

$\alpha$  : est le coefficient qui dépend du type et de la taille des particules, il varie entre 0 (grosses particules) et 4 (molécules).

#### I. 4. 4. 5 Diffusion par les couches supérieures atmosphérique

S'il n'y avait pas d'atmosphère, l'obscurité la plus complète arriverait dès que le soleil disparut sous l'horizon. La lumière solaire, diffusée par les couches supérieures de l'atmosphère encore illuminées par le soleil, fait que le passage du jour à la nuit, ou de la nuit au jour se fait graduellement. Ce phénomène s'appelle crépuscule.

##### **Définition du crépuscule [31]**

Le crépuscule correspond en premier lieu à une lueur dans le ciel qui suit le coucher du soleil ou qui précède son lever. Celle-ci est causée par l'éclairement des couches supérieures de l'atmosphère par le soleil déjà (ou encore) sous l'horizon. Le crépuscule du matin est appelé aurore ou aube. Par extension, le crépuscule est également un intervalle de temps qui précède ou suit immédiatement la traversée du plan de l'horizon par le soleil. Selon la latitude du lieu et le moment de l'année, le crépuscule peuvent également entièrement supplanter la nuit. Ainsi, dans les régions polaires, y a-t-il de longues nuits de plusieurs mois, qui sont aussi la plupart du temps de longs crépuscules. Bien sûr ces durées sont variables au fil de l'année parce que la course du soleil n'est pas toujours inclinée de la même façon.

Dans la pratique trois définitions du crépuscule sont couramment adoptées :

- **Le crépuscule civil** a été introduit pour définir le moment où la clarté a suffisamment baissé pour qu'il soit nécessaire de recourir à l'éclairage urbain. On a convenu ainsi qu'il dure tant que le soleil est situé à moins de  $6^\circ$  sous l'horizon, en tenant compte de la réfraction atmosphérique, qui élève celui-ci d'une hauteur approximative de  $36''$ , lorsqu'il est à l'horizon. Aux latitudes supérieures à environ  $58^\circ$ , il existe une période de l'année où le crépuscule civil du soir se termine exactement quand commence le crépuscule civil du matin, et pendant laquelle, il ne fait jamais complètement nuit. Ce moment si particulier nourrit l'imaginaire des pays nordiques sous le nom de *nuits blanches*.
- **Le crépuscule nautique** dure tant que la position du soleil, corrigée de la réfraction atmosphérique, est supérieure à  $12^\circ$  sous l'horizon. On estime que c'est la condition pour que les formes générales des objets situés à terre (ou sur mer) puissent encore être distinguées par beau temps.
- **Le crépuscule astronomique**, dont la définition repose sur le besoin de situer le moment à partir duquel la nuit sera suffisamment noire pour offrir des conditions d'observation des astres optimales, dure tant que le soleil est situé à moins de  $18^\circ$  sous l'horizon, en tenant compte ici encore de la réfraction. Aux latitudes supérieures à environ  $49^\circ$ , il existe une période de l'année où le crépuscule astronomique du soir se termine exactement quand commence le crépuscule astronomique du matin, et pendant laquelle, il fait nuit, mais la nuit n'est pas totale, et l'on ne peut pas voir les étoiles les plus faibles. Le phénomène du crépuscule astronomique est sensible au solstice d'été.

#### I. 4. 4. 6 Réfraction atmosphérique [4].

La masse volumique  $\rho(z)$  de l'air atmosphérique diminue avec l'altitude  $z$ . Cette diminution entraîne une variation de l'indice de réfraction de l'air,  $n(z)$ , donnée par :

$$[n(z)]^2 = 1 + 2a' \frac{\rho(z)}{\rho(0)} \quad (\text{I.13})$$

Avec  $a' = n(0) - 1 = 2.932 \times 10^{-4}$  (pour la lumière blanche)

La variation  $n(z)$  provoque une déviation progressive des rayons lumineux, qui suivent une trajectoire, à concavité tournée vers le bas.

L'observateur, en O (Figure I. 6), qui reçoit la lumière de S, voit cette source lumineuse dans la direction S' qu'a le rayon lumineux lorsqu'il parvient à son œil. La hauteur réelle est inférieure à la hauteur apparente : la différence est appelée « réfraction ».

On note que les phénomènes de réfraction et de crépuscule atmosphérique ont un effet majeur sur la durée du jour [instant du coucher ou lever du soleil].

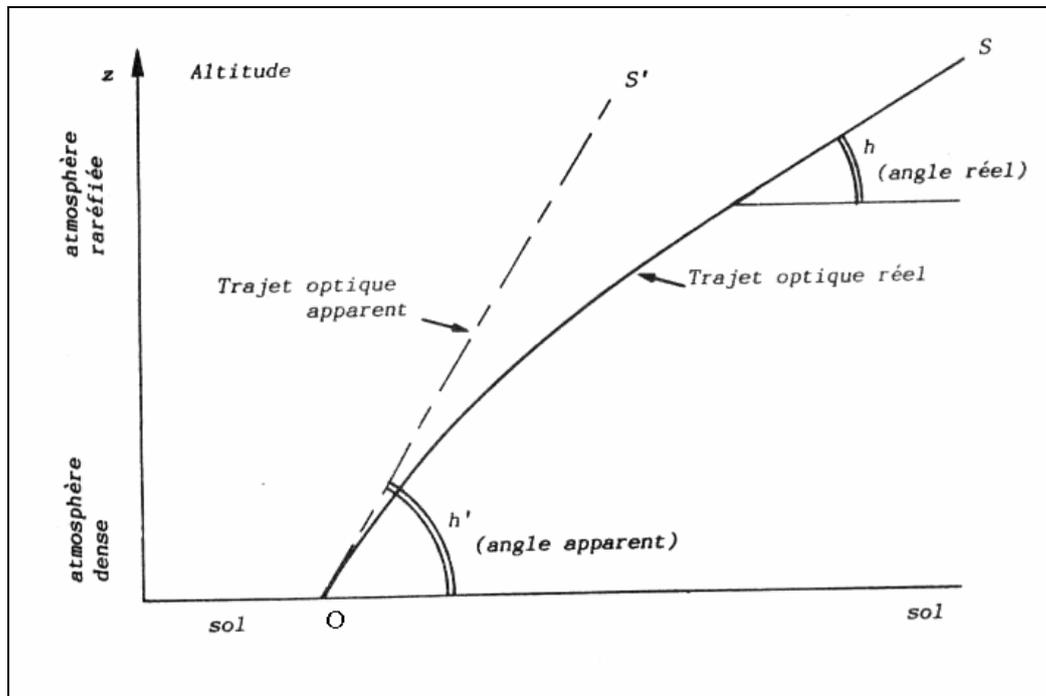


Figure I. 6 : Phénomène de réfraction atmosphérique [4].

#### ❖ La diffusion moléculaire

Les dimensions des particules sont inférieures à la longueur d'onde. L'intensité diffusée est inversement proportionnelle à la puissance quatrième de la longueur d'onde. Dans les conditions normales des températures et pression, les coefficients de la formule de Mie sont [4] :

$$\alpha = 4.08$$

$$\beta = 8.735 \times 10^{-3} \quad (\text{I. 14})$$

### ❖ La diffusion par les aérosols

Les dimensions des aérosols sont sensiblement supérieures à celles des molécules et comparables aux longueurs d'onde du rayonnement solaire.

A la suite de plusieurs mesures, Angström a proposé:

$$\alpha = 1.3$$

La clarté de l'atmosphère est déterminée par le coefficient  $\beta$  :

- Atmosphère très claire :  $\beta = 0.10$
- Atmosphère troublée :  $\beta = 0.20$
- Atmosphère très polluée :  $\beta = 0.40$

### ❖ La diffusion par les nuages

Les gouttelettes et cristaux constituant les nuages sont caractérisés par des dimensions supérieures aux longueurs d'onde du spectre solaire. La diffusion est indépendante de la longueur d'onde :

$$\tau_\lambda = \beta = \text{Constante.}$$

## I. 5 Distribution spectrale du rayonnement solaire

Le rayonnement solaire arrivant au sol peut être décomposé en deux parties (Figure I. 7) :

1. Le rayonnement direct, provenant directement du soleil, on notera alors par ( $D'$ ), la puissance reçue par unité de surface normale aux rayons provenant du soleil.
2. Le rayonnement diffus, diffusé par les molécules et les aérosols. Il provient de toute la voûte céleste, le rayonnement diffus reçu par unité de surface horizontale est noté ( $D$ ). Si  $H$  représente le rayonnement global reçu par une surface horizontale, on a alors :

$$H = D + D' = D + I \sin(h) \quad (\text{I.15})$$

Avec

$h$  : étant la hauteur du soleil ;

$I$  : la puissance reçue par unité de surface et qui est exprimée en ( $\text{W.m}^{-2}$ )

Au sol, l'éclairement énergétique direct et l'éclairement énergétique diffus dépendent de la nature des couches atmosphériques et de la position du soleil.

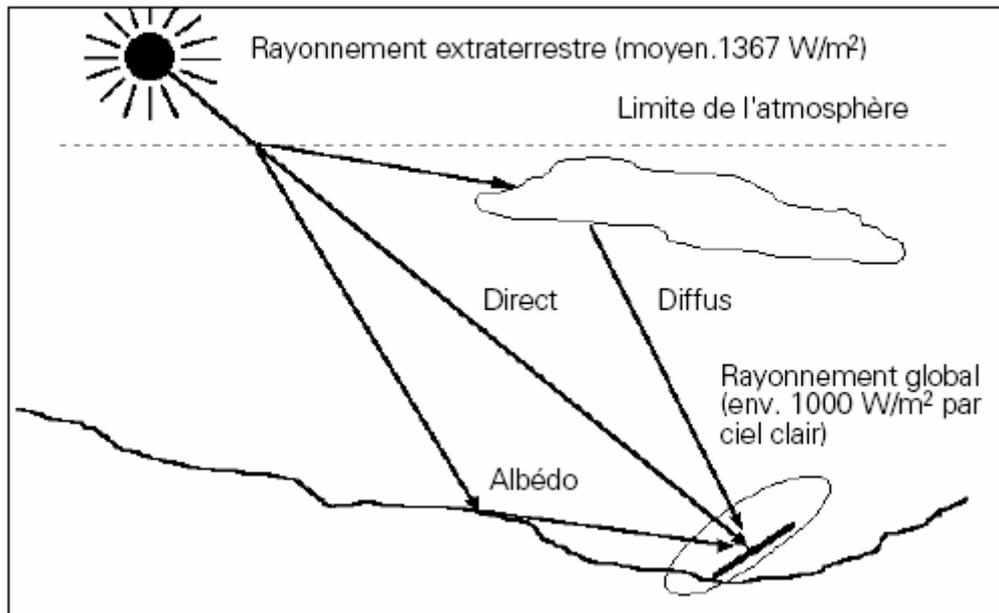


Figure I. 7 : Composantes du rayonnement solaire [29].

Hauteur du soleil h (°)	Valeur de l'énergie (W.m <sup>-2</sup> )			Composition en (%)		
	UV	Visible	IR	UV	Visible	IR
90	78.5	41.0	28.5	53	27.7	19.3
60	58.5	48.5	30.0	42.7	35.4	21.9
30	30.6	50.5	27.9	28.1	46.3	25.6

Tableau I. 5 : Répartition par bandes spectrales du rayonnement diffus au sol.

Hauteur du soleil h (°)	Valeur de l'énergie (W.m <sup>-2</sup> )			Composition en (%)		
	UV	Visible	IR	UV	Visible	IR
90	63.7	436.8	409.5	7	48	45
60	15.4	323.4	431.2	2	42	56
30	3.7	146	215.3	1	40	59

Tableau I.6 : Répartition par bandes spectrales du rayonnement direct au sol.

On remarque aussi que sur un plan horizontal la répartition direct-diffus par ciel clair en IR, UV et visible varie fortement avec la position du soleil, donc à chaque instant de la journée et de la période considérée. On notera que le rayonnement direct se situe plus dans l'infrarouge que le rayonnement diffus.

## ***CHAPITRE II***

### ***Procédures de calcul de l'irradiation globale sur une surface horizontale***

Dans ce chapitre, nous donnons quelques notions sur le mouvement de la terre et du soleil, nous mettant en évidence les relations liant la position du soleil, la latitude et l'angle horaire. Nous proposons des différents modèles pour l'évaluation de l'irradiation solaire globale sur une surface horizontale sur quatre sites algériens.

## II. 1 Rappels d'astronomie

### II. 1. 1 Mouvement de la terre

La terre décrit autour du soleil une trajectoire légèrement elliptique ayant le soleil pour foyer dont le rayon moyen est de 149.6 millions de km, avec une variation de  $\pm 1.7\%$ . (Figure II.1)[29].

La terre traverse le grand rayon de l'ellipse le 2 janvier (position la plus proche) et le 2 juillet (la plus éloignée du soleil).

La terre tourne aussi sur elle-même autour de l'axe des pôles et le plan équatorial cet axe est incliné de  $23^{\circ} 27'$  par rapport au plan de l'écliptique (plan de l'orbite terrestre).

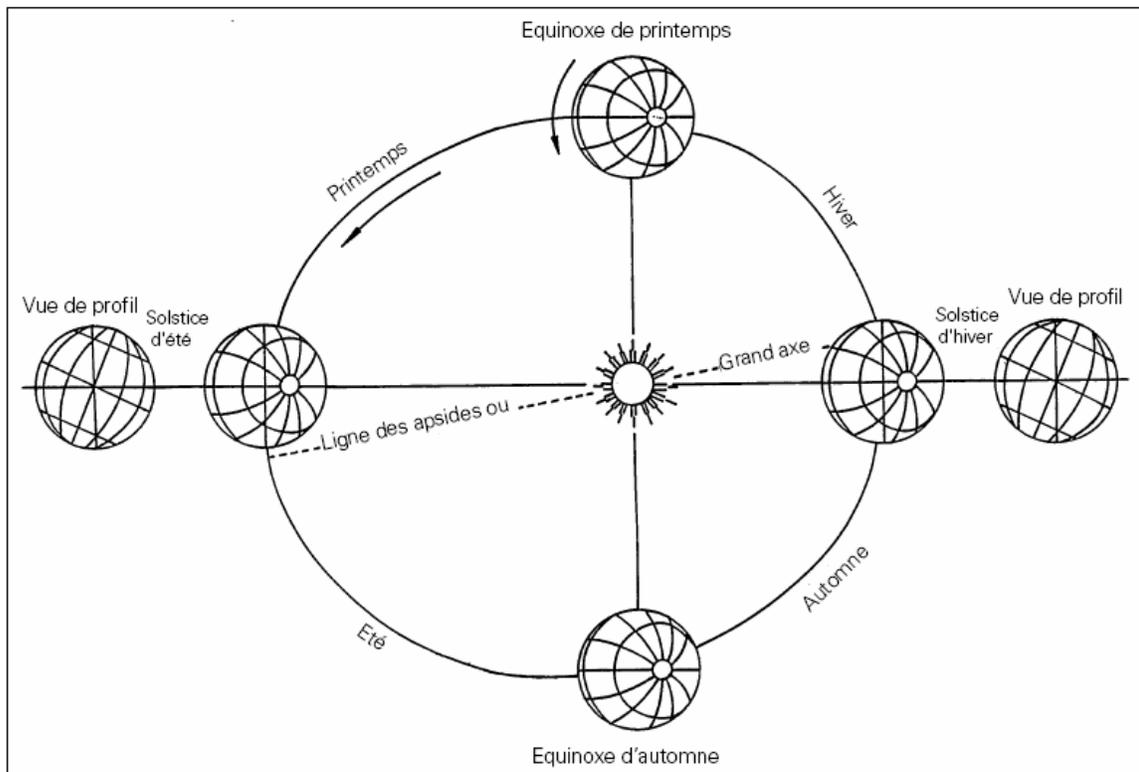


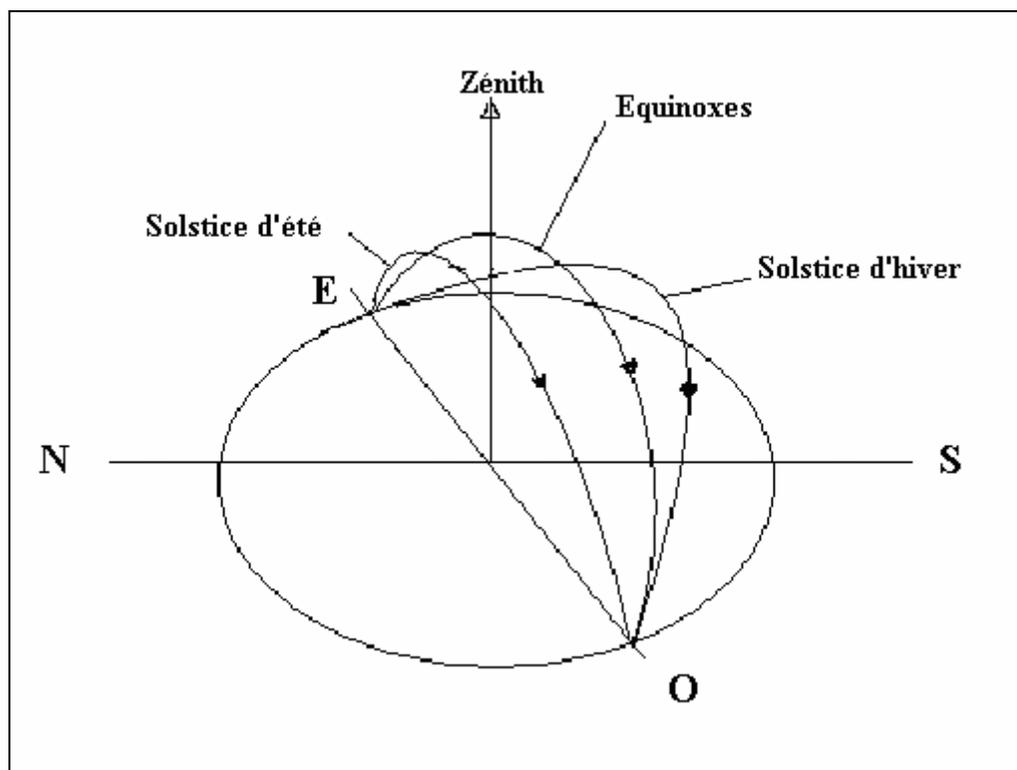
Figure II. 1 : Plan de l'écliptique ; l'orbite terrestre et les saisons [29].

Toute application solaire nécessite la connaissance du mouvement apparent du soleil pour un point donné de la surface terrestre, caractérisé par sa latitude (positive pour l'hémisphère Nord) et sa longitude (définie par rapport au méridien de Greenwich, positivement vers l'est).

### II. 1. 2 Mouvement apparent du soleil

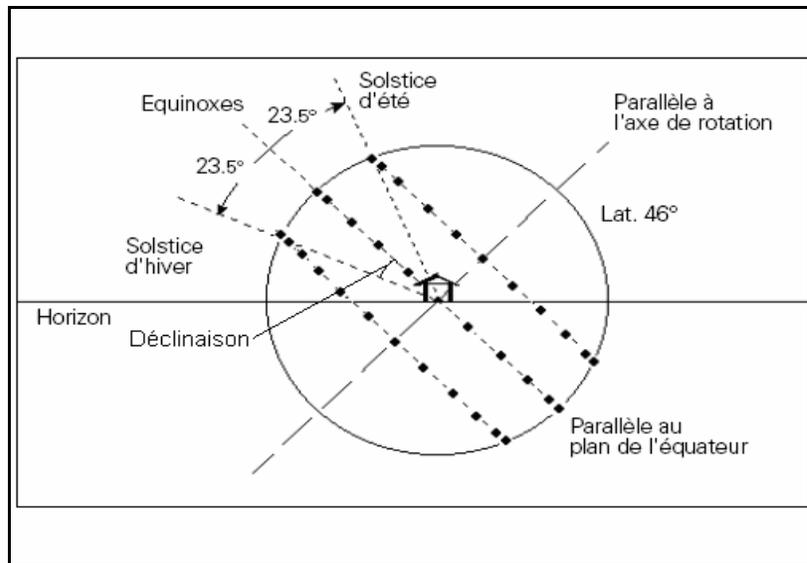
Pour un observateur terrestre, le soleil décrit un cercle autour de l'axe de rotation de la terre (Figure II. 2) [4]. Ce cercle est parallèle au plan de l'équateur.

Aux équinoxes, le soleil se lève à l'Est, passe par la verticale à midi et se couche à l'Ouest. Entre le 21 mars et le 21 septembre, le soleil passe au Nord de la verticale et pendant la deuxième moitié il passe au Sud de la verticale. Aux solstices (solstice d'été et d'hiver), l'angle que fait le soleil avec la verticale au midi solaire sera respectivement  $\pm 23^{\circ}27'$ .



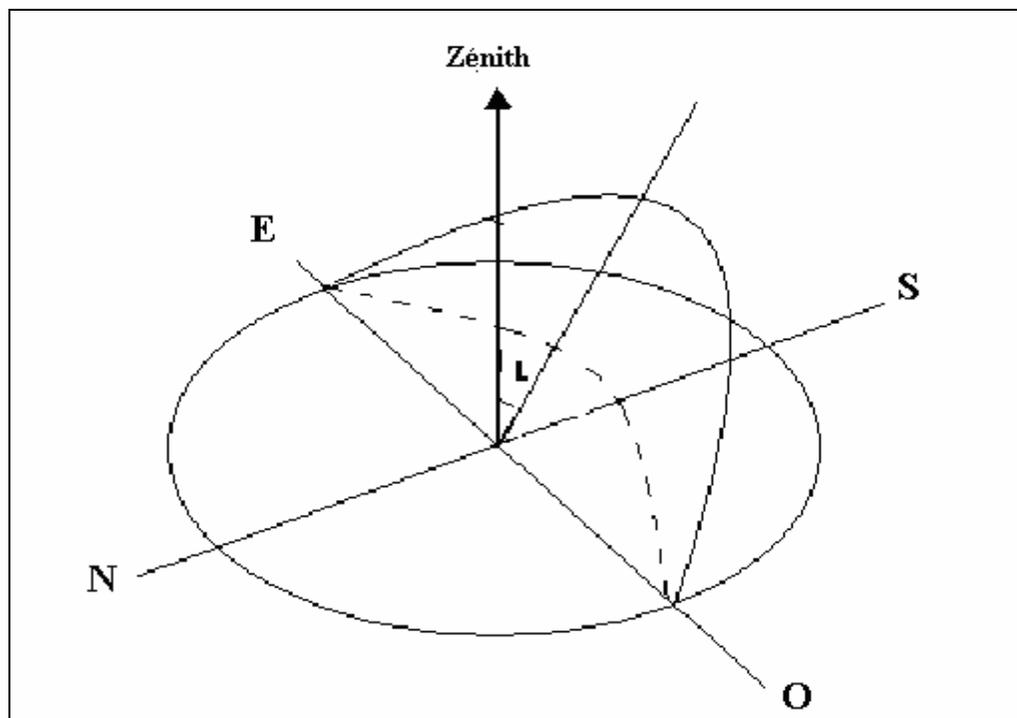
**Figure II. 2 :** *Mouvement apparent du soleil en un point de l'équateur* [4].

Pour un jour donné, le soleil décrit un cercle centré sur l'axe de rotation de la terre, déplacé à un angle  $\delta$  par rapport au plan parallèle à l'équateur s'appelle la déclinaison solaire (Figure II. 3) [29].



**Figure II. 3 :** Trajectoires apparentes du soleil pour un observateur terrestre [29].

Le mouvement apparent du soleil vu par un observateur fixe en un point de latitude  $L$  au Nord de l'équateur est représenté sur la Figure (II. 4). On notera qu'aux équinoxes, le soleil décrit un cercle de  $180^\circ$  dans la voûte céleste à raison de  $15^\circ$  par heure, ce qui donne des journées de 12 heures. A midi solaire, l'angle que fait la direction du soleil avec l'axe vertical est égal à latitude du lieu  $L$ .



**Figure II. 4 :** Mouvement apparent du soleil aux équinoxes [4].

Le mouvement apparent du soleil (en même temps pour la terre) n'est pas uniforme, (il n'a pas ni la même trajectoire, ni la même vitesse) se qui produit des plusieurs définition du jour et du temps

- **Le jour solaire vrai**

Le jour solaire vrai est l'intervalle de temps compris entre deux passages consécutifs du soleil au même méridien. Il est très variable : d'une part, la vitesse du soleil sur l'écliptique est elle-même variable, d'autre part, du fait de l'obliquité de l'écliptique.

- **Jour solaire moyen**

Le jour solaire moyen est la moyenne d'un très grand nombre de jours solaires vrais. Le temps moyen est une unité qui a été imaginé pour remédier à l'inégalité des jours solaires vrais. Il est réglé sur l'hypothèse de deux soleils fictifs: le premier, parcourant l'écliptique d'un mouvement uniforme, ce qui corrige l'inégalité de vitesse du soleil vrai, le second, le soleil moyen, parcourant l'équateur avec la même vitesse que le premier parcourt l'écliptique, ce qui corrige l'obliquité de celle-ci, et passant en même temps que lui à l'équinoxe.

La différence entre l'heure moyenne, telle qu'elle se trouve déterminée par le temps moyen, et l'heure vraie, telle qu'elle résulte du temps solaire, est ce qu'on appelle l'équation du temps.

- **Équation du temps :** L'équation de temps se définit comme la durée qu'il faut ajouter « algébriquement » au temps moyen pour le convertir en temps vrai. Autrement dit, il est la différence entre le midi moyen et le midi vrai, le midi moyen étant donné par le passage au méridien d'un soleil fictif parcourant l'équateur d'un mouvement uniforme en partant du point vernal, origine des ascensions droites, en même temps que le soleil vrai, pour arriver à l'équinoxe de printemps de l'année suivante juste au même moment. Elle résulte de deux types de variations, dont elle est la somme. La première, dite équation de centre, a une période annuelle et s'explique par l'**excentricité** (cette contribution suit un comportement sinusoïdal d'amplitude  $\pm 7.8$  minutes) de l'orbite terrestre (en vertu de la deuxième loi de Kepler, la terre ne parcourt pas son orbite toujours à la même vitesse). La seconde, aussi appelée équation de l'inclinaison de

l'écliptique, obéit à une période bisannuelle, et s'explique par **l'obliquité** (l'obliquité de l'axe de rotation induit une seconde correction, ayant l'allure d'une sinusoïde avec une période de 6 mois, et une amplitude de  $\pm 10$  minutes). Il s'ensuit que l'équation du temps est nulle quatre fois par an vers les époques suivantes : 16 avril, 15 juin, 2 septembre et 25 décembre; elle passe par son maximum, 16 mn 20 s, vers le 4 novembre (Figure II. 5) [31].

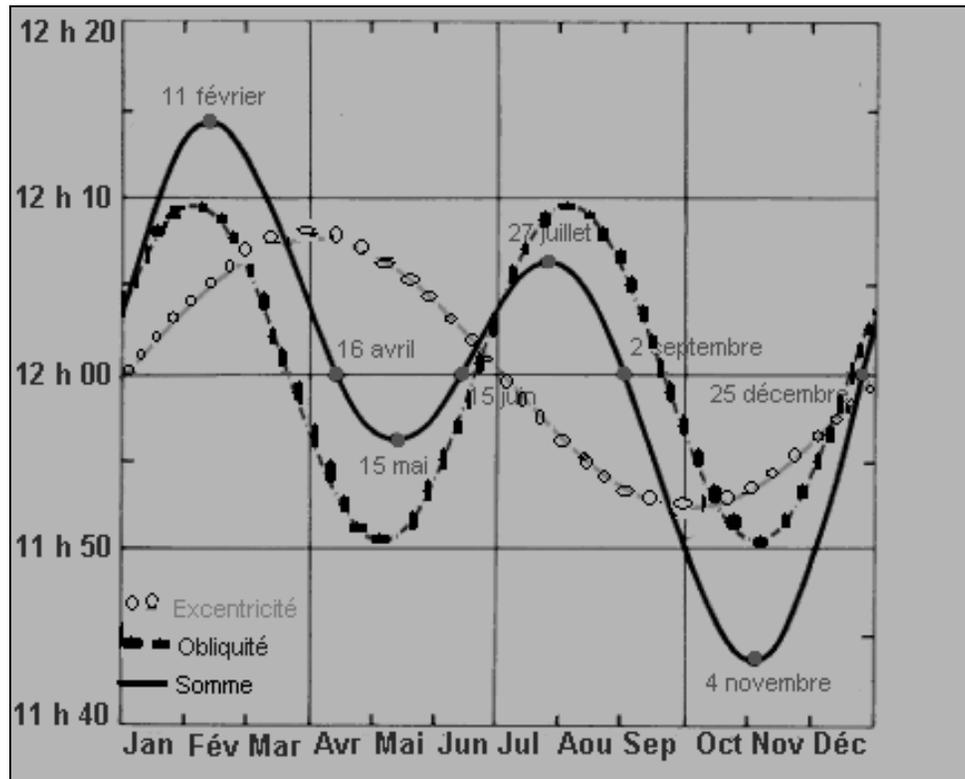


Figure II. 5 : Évolution de l'équation du temps au cours de l'année [31].

- **Le jour civil** (temps civil = temps moyen +12) est l'intervalle de temps que la terre doit mettre pour faire un tour complet sur elle-même, lorsque l'on suppose qu'elle est animée d'une vitesse moyenne invariable, et qu'elle exécute 365,2425 révolutions dans une année moyenne. On peut rattacher une autre définition à celle du temps civil, celle du temps universel :

- **Le temps universel (T.U) :** C'est le temps civil de Greenwich, qui joue un rôle particulier, du fait que les longitudes sont comptées à partir du méridien de Greenwich

### II. 1. 3 Repérage du soleil

Le repérage du soleil se fait par l'intermédiaire de deux angles (Figure II. 6) [29] :

**Azimut (a) :** l'angle que fait la projection du soleil avec la direction du sud, compté négativement vers l'est.

**Hauteur (h) :** c'est l'angle que fait la direction du soleil avec sa projection. Le complément de h ou l'angle que fait la direction du soleil avec la verticale est appelé angle zénithal.

Ces deux angles sont fonction de: la latitude du lieu, la date (jour de l'année) et l'heure dans la journée

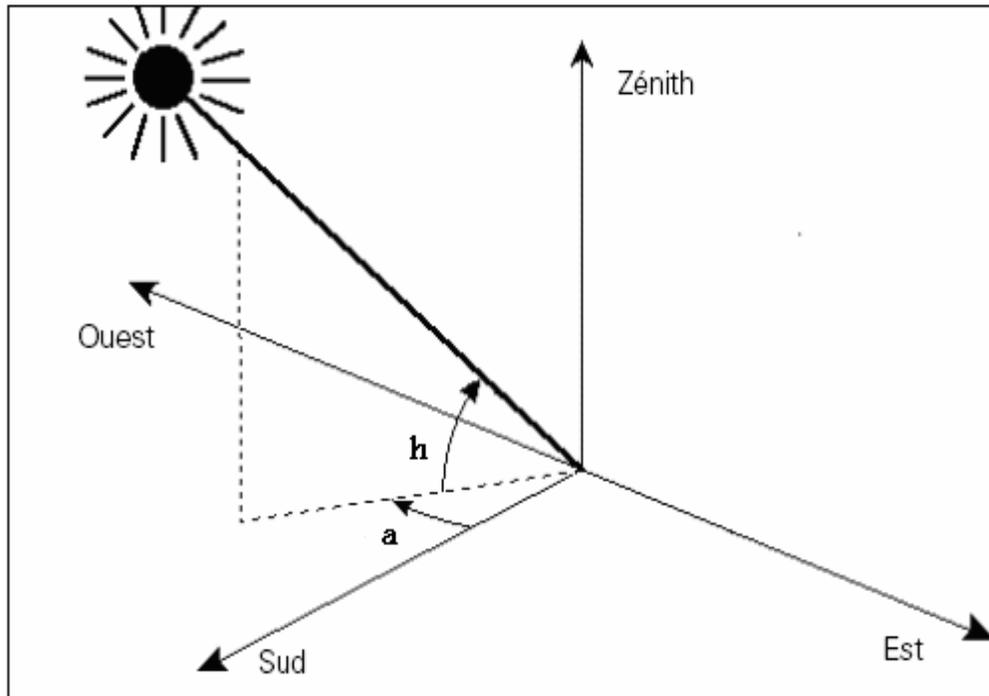


Figure II. 6 : Repérage du soleil [29]

## II. 2 Relations de repérage du soleil

### II. 2. 1 Formules liant la position du soleil, latitude et l'angle horaire

La position du soleil peut être connue (calculer) à l'aide de deux expressions, ce sont des fonctions de la déclinaison, la latitude, l'heure et l'angle horaire ; ils ont les formules suivantes :

$$\sin(h) = \sin(L) \sin(w) + \cos(L) \cos(\delta) \cos(w) \quad (\text{II. 1})$$

$$\sin(a) = \frac{\cos(\delta) \cos w}{\cos(h)} \quad (\text{II. 2})$$

Avec :

$L$  : latitude

$\delta$  : déclinaison du soleil

$w$  : angle horaire

$h$  : hauteur du soleil

$a$  : azimut du soleil

### II. 2. 2 La déclinaison solaire

On appelle déclinaison l'angle formé par l'axe terre-soleil avec le plan de l'équateur à un moment donné de l'année [4]. La déclinaison  $\delta$  vaut donc  $+23^{\circ}27'$  au solstice d'été,  $-23^{\circ}27'$  au solstice d'hiver, et est nulle aux équinoxes.

La déclinaison est donnée en (degré) par la formule algébrique suivante :

$$\delta = 23.45 \times \sin[0.980 \times (j + 284)] \quad (\text{II. 3})$$

Où  $j$  est le nombre du jour (1-365).

Cette formule reste exacte avec une erreur de  $1.5^{\circ}$ .

Lorsqu'une grande précision est nécessaire, on utilise le développement en série de Fourier :

$$\delta = (180/\pi)(0.006918 - 0.399912 \cos \Gamma + 0.070257 \sin \Gamma - 0.006758 \cos 2\Gamma + 0.000907 \sin 2\Gamma - 0.002697 \cos 3\Gamma + 0.00148 \sin 3\Gamma) \quad (\text{II. 4})$$

$$\text{Ou, } \Gamma = \frac{2\pi(j-1)}{365} \quad (\text{II. 5})$$

$j$  est le nombre du jour (1-365)

Mois	Jour de l'année	Déclinaison Selon (II. 3) <sup>(0)</sup>	Déclinaison Selon (II. 4) <sup>(0)</sup>
Janvier	15	-21.58	-21.27
Février	46	-13.98	-12.95
Mars	74	-3.73	-2.44
Avril	105	8.48	9.48
Mai	135	18.12	18.67
Juin	166	23.16	23.28
Juillet	196	21.97	21.66
Août	227	14.82	14.30
Septembre	258	3.60	3.34
Octobre	288	-8.23	-8.22
Novembre	319	-18.20	-18.30
Décembre	349	-23.11	-23.21

Figure II. 1 : Les valeurs de la déclinaison du 15<sup>ème</sup> jour de chaque mois de l'année.

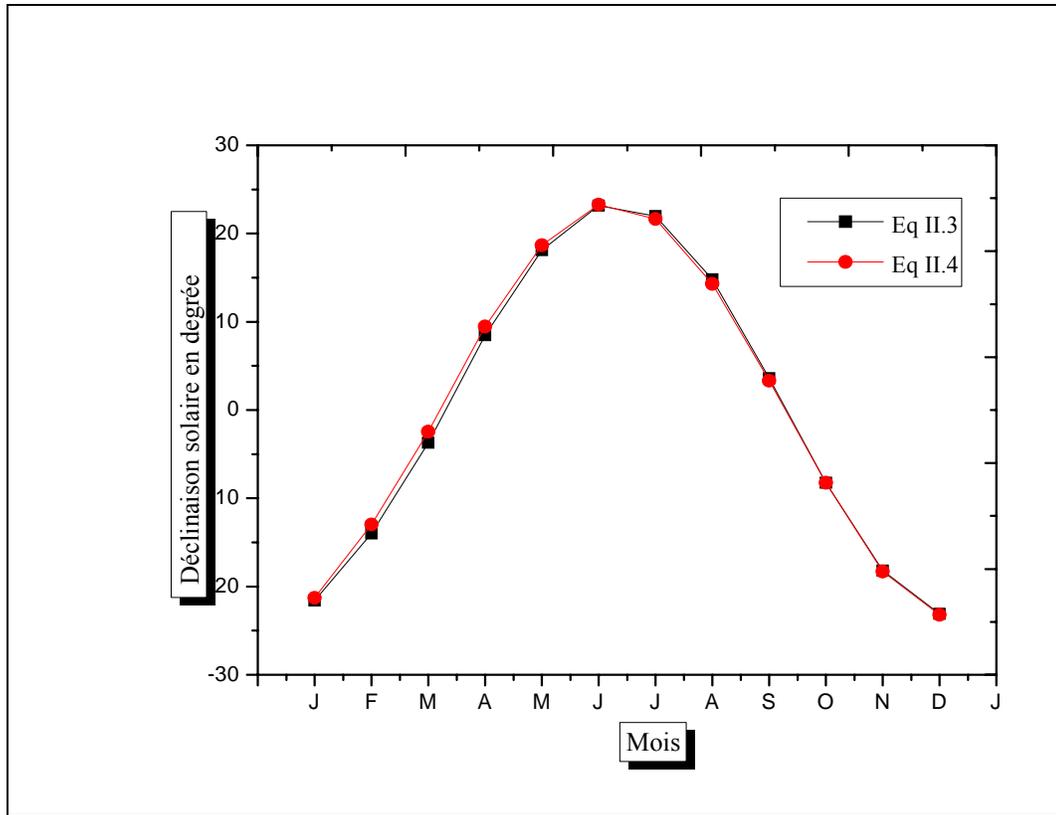


Figure II.7 : Variation de la déclinaison au cours de l'année.

- **L'Angle horaire** l'angle horaire est défini comme étant 15 fois le nombre d'heures de différence avec le midi solaire et affectée du signe positif pour les heures de l'après-midi.

### II. 2. 3 La durée du jour

Elle est définie comme l'intervalle du temps pendant lequel le soleil se trouve au dessus de l'horizontal, sans tenir compte les phénomènes de réfraction atmosphérique, cette intervalle du temps est obtenu à partir des heures du lever et de coucher du soleil.

Le coucher du soleil correspond un hauteur nul du soleil avec l'horizon ( $h=0$ ) :

$$\sin(h) = \sin(L)\sin(w) + \cos(L)\cos(\delta)\cos(w) = 0 \quad (\text{II. 6})$$

Et on obtient au coucher du soleil :

$$\cos(w_c) = -\operatorname{tg}(L)\operatorname{tg}(\delta) \quad (\text{II. 7})$$

Où  $w_c$  est l'angle horaire au coucher du soleil.

L'heure solaire au coucher sera donc :

$$TS_{\text{coucher}} = 12 + \frac{w_c}{15} \quad (\text{II. 8})$$

Pour le lever : ( $w_l = -w_c$ ), et l'heure solaire au lever sera :

$$TS_{\text{lever}} = 12 + \frac{w_l}{15} = 12 - \frac{w_c}{15} \quad (\text{II. 9})$$

Ceci étant vrai uniquement dans le cas où l'horizon a une hauteur nulle. Dans les régions montagneuses, on écrira qu'au lever du jour,  $h$  est égal à l'angle sous lequel on voit l'horizon.

La durée du jour  $S_0$  est le temps entre l'heure du coucher l'heure de lever du soleil :

$$S_0 = TS_{\text{coucher}} - TS_{\text{lever}} \quad (\text{II. 10})$$

#### II. 2. 4 Influence du phénomène de réfraction atmosphérique sur le calcul de la durée du jour [4]

Si on tient compte du phénomène de réfraction atmosphérique [4] (la hauteur réelle du soleil est inférieure à la hauteur apparente), le coucher du soleil a lieu pour l'angle horaire  $w'_c$  défini par :

$$\cos(w'_c) = \frac{\sin(h_0) - \sin(\delta)\sin(L)}{\cos(\delta)\cos(L)} \quad (\text{II. 11})$$

Où  $h_0$  est défini par :

$$h_0 = -R_0 - \frac{d}{2} - n_1 - n_2 \quad (\text{II. 12})$$

a)  $R_0$  est la réfraction à l'horizon et a pour valeur  $R_0 = 34'$

b)  $d$  est le diamètre apparent du soleil :

- pour le coucher du bord supérieur du soleil on a :

$$\frac{d}{2} = 16'$$

- pour le coucher du centre du disque solaire on a :

$$\frac{d}{2} = 0$$

- pour le coucher du bord inférieur du soleil on a :

$$\frac{d}{2} = -16'$$

c)  $n_1$  est la dépression de l'horizon

d)  $n_2$  tient compte des obstacles

On note que les calculs ont été effectués avec :

$$n_1 = 0 \quad \text{et} \quad n_2 = 0$$

La valeur de  $w'_c$  ainsi obtenue (avec  $\frac{d}{2} = -16'$ ) donne l'heure du coucher « réel » du soleil, et

dans ce cas  $h_0$  a pour valeur de  $-0.566667$  degré.

La valeur obtenue de  $w_c$  avec  $h_0 = 0^0$  (la formule donnée par l'équation (II. 7)) donne l'heure du coucher « géométrique » du soleil (centre du disque solaire).

La durée du jour  $S'_0$  peut être donnée par :

$$S'_0 = \frac{2}{15} w'_c \quad (\text{II. 13})$$

## II. 2. 5 Influence du crépuscule sur le calcul de la durée du jour

Si on tient compte du phénomène de crépuscule [4,31] (diffusion du rayonnement solaire par les couches supérieures de l'atmosphère au coucher ou lever du soleil), le coucher du soleil a lieu pour l'angle horaire  $w''_c$  défini par :

$$\cos(w_c'') = \frac{\sin(h_1) - \sin(\delta)\sin(L)}{\cos(\delta)\cos(L)} \quad (\text{II. 14})$$

$h_1$  est défini par :

$h_1 = -6^\circ$  pour le crépuscule civil

$h_1 = -12^\circ$  pour le crépuscule nautique

$h_1 = -18^\circ$  pour le crépuscule astronomique

Le crépuscule,  $C$ , pour un lieu et un jour fixé, est donné par :

$$C = \frac{(w_c'' - w_c')}{15} \quad (\text{II. 15})$$

$$\text{Où } w_c' = \cos^{-1} \left[ \frac{\sin(h_0) - \sin(\delta)\sin(L)}{\cos(\delta)\cos(L)} \right] \quad (\text{II. 16})$$

$$w_c'' = \cos^{-1} \left[ \frac{\sin(h_1) - \sin(\delta)\sin(L)}{\cos(\delta)\cos(L)} \right] \quad (\text{II. 17})$$

$C$  en heures

La durée du jour dans ce cas  $S_0''$  peut être donnée par :

$$S_0'' = \frac{2}{15} w_c'' \quad (\text{II. 18})$$

## II. 3 Calcul de l'irradiation solaire sur une surface horizontale

### II. 3. 1 En dehors de l'atmosphère

A la limite extérieure de l'atmosphère, le rayonnement incident correspond au seule composante directe du rayonnement seule provenant directement du soleil est composé de rayons supposés parallèles entre eux.

Pour un site donné, le flux sur une surface horizontale  $I_{Oh}$  est égal à la composante du flux solaire, on a:

$$I_{Oh} = I_o \sin (h) \quad (\text{II. 19})$$

La valeur de la constante solaire adoptée par l'Organisation Météorologique mondiale (OMM), en Octobre 1981 est :

$$I_0 = 1367 \text{ W.m}^{-2}$$

L'irradiation solaire globale hors atmosphère sur un plan horizontal s'obtient en intégrant l'expression précédente entre le lever et le coucher du soleil [13]. On obtient :

$$H_0 = (24I_0/\pi)(1 + 0.033 \cos(360j/365)).Z \quad (\text{II. 20})$$

Le paramètre  $Z$  est donné par :

$$Z = (\cos L \cos \delta \sin w + 2\pi w \sin L \sin \delta / 360) \quad (\text{II. 21})$$

$j$  est le nombre du jour (1-365)

Où  $H_0$  est l'irradiation solaire globale hors atmosphère ( $\text{MJ/m}^2\text{jour}$ ) sur un plan horizontal. L'expression de  $H_0$  est en fonction de la constante solaire  $I_0$ , la latitude du site  $L$ , la déclinaison  $\delta$  et l'angle horaire  $w$ . La constante solaire  $I_0$  est l'énergie solaire reçue par unité

de surface placée perpendiculairement au rayon limineu dans l'espace au voisinage de la terre, à la distance d'une unité astronomique.

### II. 3. 2 Fraction d'insolation

La fraction d'insolation quotidienne  $\sigma$  est donnée par l'expression suivante [4] :

$$\sigma = \frac{S}{S_0} \quad (\text{II. 22})$$

Où  $S_0$  est la durée astronomique du jour ou l'intervalle de temps entre le lever et le coucher du soleil.  $S$  est la durée d'insolation quotidienne, elle est le temps pendant lequel le soleil était visible.

## II. 4 Evaluation de l'irradiation globale sur différents sites Algériens

La connaissance de la distribution de la radiation solaire pour des stations particulières a une importance vitale pour le domaine agronomique, écologique et les systèmes photovoltaïques et thermiques et l'estimation de leurs performances.

Dans la majorité des cas la mesure de l'irradiation solaire n'est pas disponible pour différents sites alors les équations de régression basées sur la durée d'insolation sont généralement utilisées pour l'estimation locale de l'irradiation solaire.

Plusieurs modèles ont été proposés pour l'évaluation de la radiation solaire utilisant de différents paramètres [1, 25]. Certains modèles utilisent la durée relative d'insolation, l'humidité relative et d'autres utilisent la durée d'insolation et un facteur dépendant de la latitude et l'altitude.

### II. 4. 1 Procédures de calcul :

Dans ce travail, les valeurs mesurées de l'irradiation solaire et de la durée d'insolation pour les sites algériens [4] « Alger, Oran, Bechar et Tamanrasset » sont utilisées. Les coordonnées géographiques des sites sont présentées dans le Tableau (II. 2).

Site	Latitude (deg) (N)	Altitude (m)	Longitude (deg)
Alger	36,43	25	3,15 E
Oran	35,38	99	0,37 W
Bechar	31,38	806	2,15 W
Tamanrasset	22,47	1378	5,31 E

**Tableau II. 2 :** *Emplacement géographique des quatre sites.*

Différents modèles ont été testés pour évaluer l'irradiation solaire sur une surface horizontale au sol. Dans ce travail on a utilisé trois modèles pour l'évaluation de l'irradiation solaire :

#### II. 4. 2 Premier modèle du type d'Angstrom-Prescott

Le calcul de l'irradiation solaire globale sur une surface horizontale pour les quatre sites, est obtenu en utilisant une régression linéaire de type Angstrom-Prescott [14,15]. Une équation linéaire considérant la fraction d'insolation a été appliquée pour plusieurs stations météorologiques [4]. Elle est sous la forme:

$$H/H_0 = a_1 + b_1(S/S_0) \quad (\text{II. 23})$$

Où  $H$  et  $H_0$  sont respectivement l'irradiation solaire globale ( $\text{MJ/m}^2\text{jour}$ ) et l'irradiation solaire hors atmosphère (extraterrestre) ( $\text{MJ/m}^2 \text{ jour}$ ) sur un plan horizontal,  $S$  et  $S_0$  sont respectivement la durée d'insolation locale et la durée maximale d'insolation,  $a_1$  et  $b_1$  sont des constantes à déterminer par la méthode des moindres carrés.

##### II. 4. 2. 1 Calcul de la durée du jour :

Les équations de régression basées sur la durée d'insolation [5,9] exigent la connaissance de la durée du jour. La durée du jour est fonction de la latitude du site et de la date. La durée du jour

est une variable importante pour les études écologique et agro-environnementale. Elle dépend de différentes définitions du coucher/lever du soleil et du crépuscule.

La durée du jour est donnée par :

$$S_0 = \frac{2}{15} w_c \quad (\text{II. 24})$$

$w_c$  : L'angle horaire

L'angle horaire varie avec le site et la date, Il dépend aussi de l'utilisation de différentes définitions du lever/coucher du soleil et de tenir compte ou pas du phénomène du crépuscule dans la définition de la durée du jour.

L'expression de l'angle horaire peut être modifiée si on introduit les différentes définitions de la durée du jour [6] :

$$w_c = \cos^{-1} \left( \frac{\sin(h_0) - \sin(L) \sin(\delta)}{\cos(L) \cos(\delta)} \right) \quad (\text{II. 25})$$

Où  $h_0$  : l'hauteur du soleil à son coucher (ou lever).

Le Tableau (II. 3) résume les différentes définitions du coucher du soleil, et le phénomène de crépuscule et l'hauteur du soleil correspondantes introduites dans les calculs [6] :

Définition de la durée du jour	$h_0$ (°)
<b>Coucher / lever du soleil est quand :</b>	
-le centre du disque solaire est à l'horizon	0
-le sommet du disque solaire est à l'horizon	-0,2667
-le sommet du disque solaire apparaît à l'horizon	-0,8333
<b>Avec crépuscule</b>	
-cock-lebur	-4
-civil	-6

Tableau II. 3 : Les différentes définitions de la durée du jour [6].

On note que les trois premières définitions du coucher (ou du lever) présentées dans le Tableau (II. 3) introduit en tenant compte du phénomène de réfraction des rayonnement solaire par l'atmosphère à l'horizon, et les deux dernières en tenant compte du phénomène de diffusion des rayonnement solaire par les couches supérieures de l'atmosphère (phénomène de crépuscule). Ces deux phénomènes (diffusion et réfraction atmosphériques) conduisent à de différentes définitions de la durée du jour.

On définit l'erreur relative [13] par :

$$d_i = (H_{i,m} - H_{i,c}) \times \left( \frac{100}{H_{i,m}} \right) \quad (\text{II. 26})$$

$H_{i,m}$ ,  $H_{i,c}$  sont respectivement les valeurs mesurées et les valeurs calculées de l'irradiation solaire globale sur une surface horizontale.

Pour tester le modèle, une analyse statistique des résultats a été faite. L'erreur quadratique moyenne, **RMSE**, renseigne sur l'erreur moyenne commise en valeur absolue entre les valeurs observées et les valeurs simulées. Plus l'erreur quadratique moyenne est faible, plus les valeurs simulées par le modèle sont proches des observations. L'erreur moyenne, **MBE**, mesure l'écart moyen entre les valeurs observées et les valeurs simulées. Elle renseigne sur la tendance du modèle à sur estimer (erreur moyenne positive) ou sous estimer (erreur moyenne négative) les observations. L'erreur moyenne absolue, **MAE**, correspond à la moyenne des erreurs relatives absolues. Plus cette valeur est proche de zéro et plus le modèle à une erreur moyenne faible. L'utilisation de **RMSE** et **MBE** séparément peut conduire à une sélection incorrecte de la performance du modèle.

Togrul et al. [20] démontrent que l'utilisation de **RMSE** et **MBE** séparément n'est la méthode adéquate pour évaluer la performance du modèle. Il a recommandé d'utiliser un indicateur statistique ( t-statistique) qui est une fonction de **RMSE** et **MBE**.

Les paramètres statistiques sont définis par les relations suivantes:

$$RMSE = \left[ \sum_i \frac{d_i^2}{n} \right]^{0.5}$$

$$\begin{aligned}
 MBE &= \sum_i \frac{d_i}{n} \\
 MAE &= \sum_i \frac{|d_i|}{n} \\
 t &= \left[ (n-1) \frac{MBE^2}{RMSE^2 - MBE^2} \right]^{0.5}
 \end{aligned} \tag{II. 27}$$

*RMSE* : l'erreur quadratique moyenne.

*MBE* : l'erreur moyenne.

*MAE* : l'erreur moyenne absolue.

*n* : le nombre de mesure.

#### II. 4. 3 Deuxième modèle :

Ce modèle introduit un paramètre climatique, l'humidité relative dans l'équation (II. 24).

**L'humidité relative** de l'air, notée  $\varphi$ , (ou degré d'hygrométrie) correspond au rapport de la pression partielle de vapeur d'eau contenue dans l'air,  $P_{vap}$ , sur la pression de vapeur saturante ou tension de vapeur à la même température  $P_{sat}(T)$ . Exprimée souvent en pourcentage, son expression est la suivante [43]:

$$\varphi(\%) = \frac{P_{vap}}{P_{sat}(T)} \times 100 \tag{II. 28}$$

L'humidité relative est souvent appelée degré hygrométrie. Elle est mesurée à l'aide d'un hygromètre.

Une fois atteint la saturation (100% d'humidité relative), des gouttelettes d'eau apparaissent dans l'air et l'humidité relative ne varie plus. On a création d'un brouillard.

Le deuxième modèle introduit l'humidité relative [10, 12, 16] et la fraction d'insolation est donné par l'expression suivante:

$$H / H_0 = a_2 + b_2(S / S_0) + c_2 R \tag{II. 29}$$

$R$  est la moyenne mensuelle de l'humidité relative,  $a_2$ ,  $b_2$  et  $c_2$  sont des constantes à déterminer.

#### II. 4. 4 Troisième modèle :

Il est à noter que la température de l'air doit être considérée comme un important paramètre climatologique dans l'évaluation de l'irradiation solaire, parce qu'elle est la conséquence directe de la durée d'insolation et de l'intensité de l'irradiation solaire sur un site donné.

Ce dernier modèle introduit la température maximale d'air est donné par [9] :

$$H / H_0 = a_3 + b_3(S / S_0) + c_3 T_m \quad (\text{II. 30})$$

$T_m$  est la température moyenne mensuelle maximale de l'air,  $a_3$ ,  $b_3$  et  $c_3$  sont des constantes à déterminer.

La moyenne mensuelle de la température maximale d'air et la moyenne mensuelle de l'humidité relative pour les quatre sites algériens sont présentées dans les Figures (II. 8 et II. 9).

La Figure (II. 8) montre que la moyenne mensuelle de la température maximale s'accroît pendant la première moitié d'année et atteint un maximum autour de 38° C pour Bechar au mois de juillet, et autour de 35° C pour Tamanrasset, et autour de 30° C pour Alger et Oran. En suite elle décroît dans la deuxième moitié d'année et atteint un minimum autour de 17° C pour Alger et Oran pendant les mois d'hiver, et autour de 15° C pour Bechar, et autour de 20° C pour Tamanrasset.

La Figure (II. 9) montre que l'humidité relative est importante pour Alger et Oran, elle varie entre 0.7 et 0.8, elle atteint le minimum pendant les mois d'été et le maximum pendant les mois d'hiver, cela peut être expliqué du fait que les deux sites (Alger et Oran) appartiennent à une même zone humide c'est la zone méditerranéenne. Contrairement pour Bechar et Tamanrasset l'humidité relative est faible, elle varie entre 0.175 et 0.25 pour Tamanrasset, et entre 0.1 et 0.5 pour Bechar. Les deux sites situés dans une zone d'air sèche (Sahara).

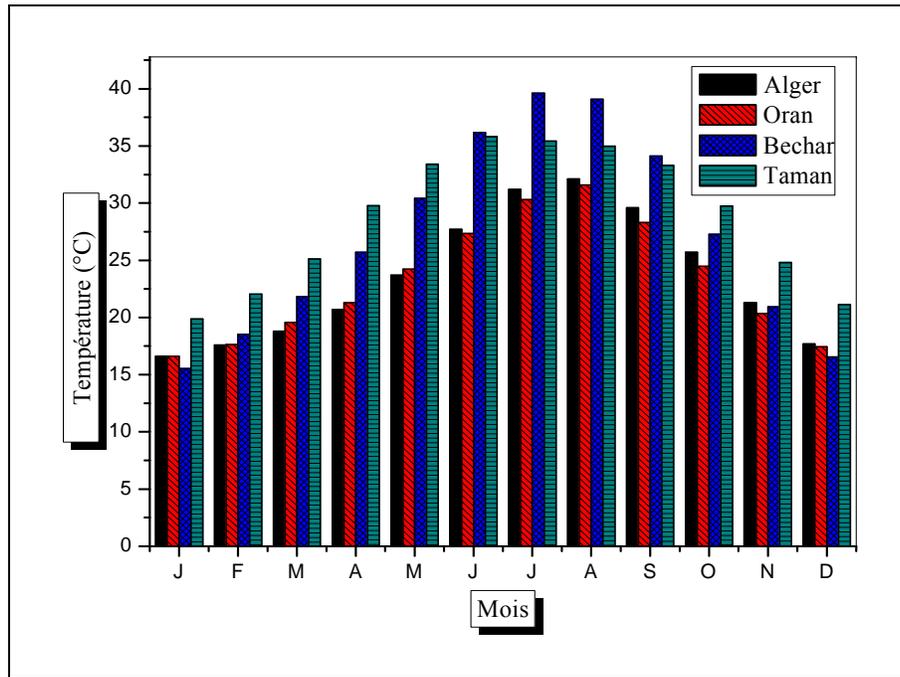
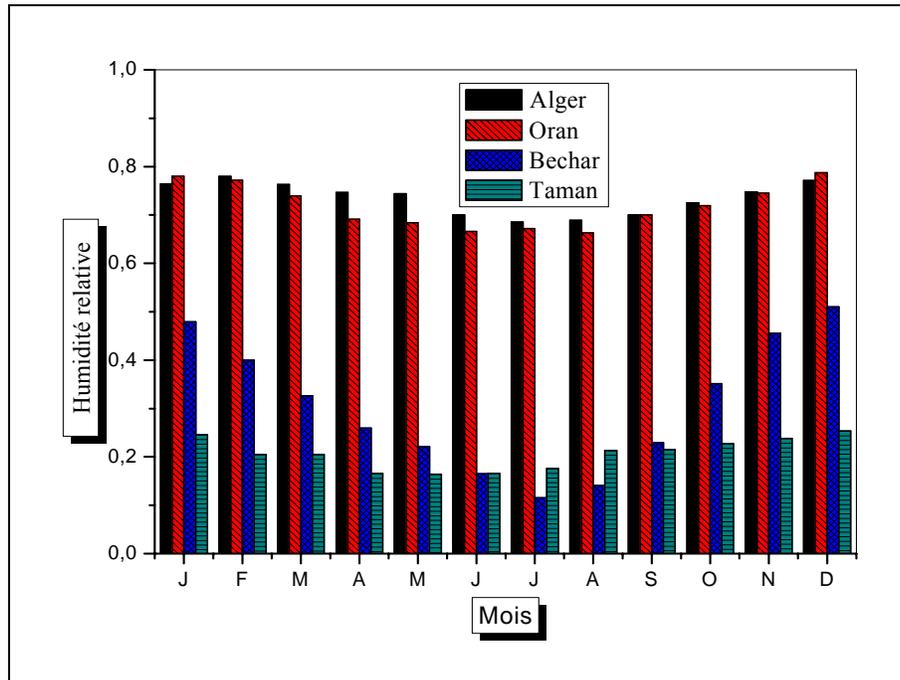


Figure II. 8 : La moyenne mensuelle de la température maximale d'air pour les différents sites.



**Figure II. 9 :** La moyenne mensuelle de l'humidité relative pour les différents sites.

## II. 5 Mesure de l'insolation et du rayonnement solaire

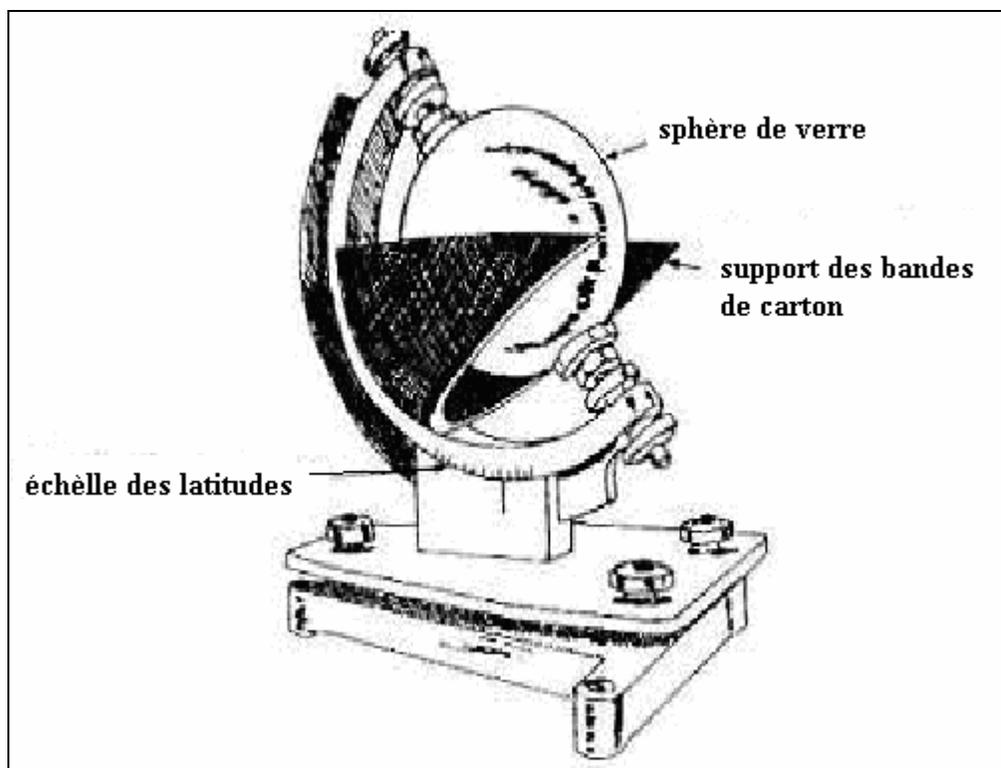
La durée d'insolation et l'irradiation solaire sur une surface horizontale peuvent être mesurées à l'aide des instruments suivants:

### II. 5. 1 L'héliographe

La durée d'insolation est mesurée à l'aide d'héliographes en dixièmes d'heures. On distingue les héliographes classiques et automatiques.

#### ❖ L'héliographe Campbell Stokes

Il se compose essentiellement d'une sphère de verre de 0,10m de diamètre fixé concentriquement sur un support de forme circulaire. Celui-ci est muni de trois paires de rainures dans lesquelles une bande de carton spécial peut être passée. Elles permettent d'installer la bande de carton à différents niveaux en fonction de la saison (Figure II. 10).



**Figure II. 10 :** Schéma d'un héliographe (Source : Guyot, 1997).

Lorsque le soleil brille, son image se forme sur la bande de carton qui est carbonisée à cet emplacement. Comme la terre tourne, il n'a pas besoin de mécanique : la lumière qui passe par une fente se déplace régulièrement et quand il n'y a pas de soleil, la feuille reste vierge. Les bandes sont graduées en heures et le dépouillement des données consiste à mesurer la longueur des traces et à les convertir en temps. Ce type de mesure est relativement imprécis car la combustion du carton est possible à différents degrés et loin d'être toujours évidente à discerner.

#### ❖ L'héliographe automatique

Il permet l'enregistrement de la durée d'insolation dans les stations météorologiques automatiques. Il existe deux types d'héliographes automatiques.

- **Les instruments statiques** comportent deux cellules photovoltaïques dont l'une reçoit le rayonnement solaire global et l'autre uniquement le rayonnement diffus grâce à un écran. Lorsque le soleil est présent, l'ensemble des deux cellules délivre un signal de déséquilibre à partir d'un seuil donné.
- Les **héliographes dynamiques** possèdent un élément tournant qui permet d'analyser le contraste existant entre la luminance du ciel et celle du soleil.

Les solarigraphes utilisent les couples thermo électriques formés par la superposition de thermocouples montés en série pour produire un courant électrique proportionnel au rayonnement reçu.

### II. 5. 2 Le pyranomètre

Les pyranomètres (Figure II. 11) sont des instruments permettant de mesurer le rayonnement d'origine solaire qui parvient sur une surface horizontale pour un domaine spectral allant de 0.3 à 3  $\mu\text{m}$  à l'aide de thermopiles (Figure II. 12) Il existe deux grands types de thermopiles utilisées dans ces pyranomètres :

- Les thermopiles à échanges thermiques "verticaux" qui mesurent l'écart thermique entre une surface réceptrice noire et le boîtier du pyranomètre.

- Les thermopiles à échanges thermiques "horizontaux" qui mesurent l'écart thermique entre une surface noire et une surface blanche situées dans le même plan et exposées au soleil.

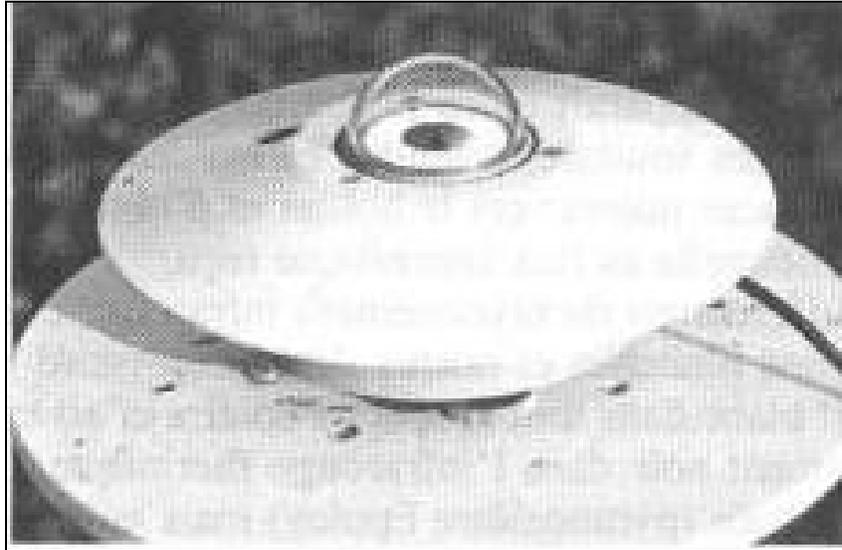
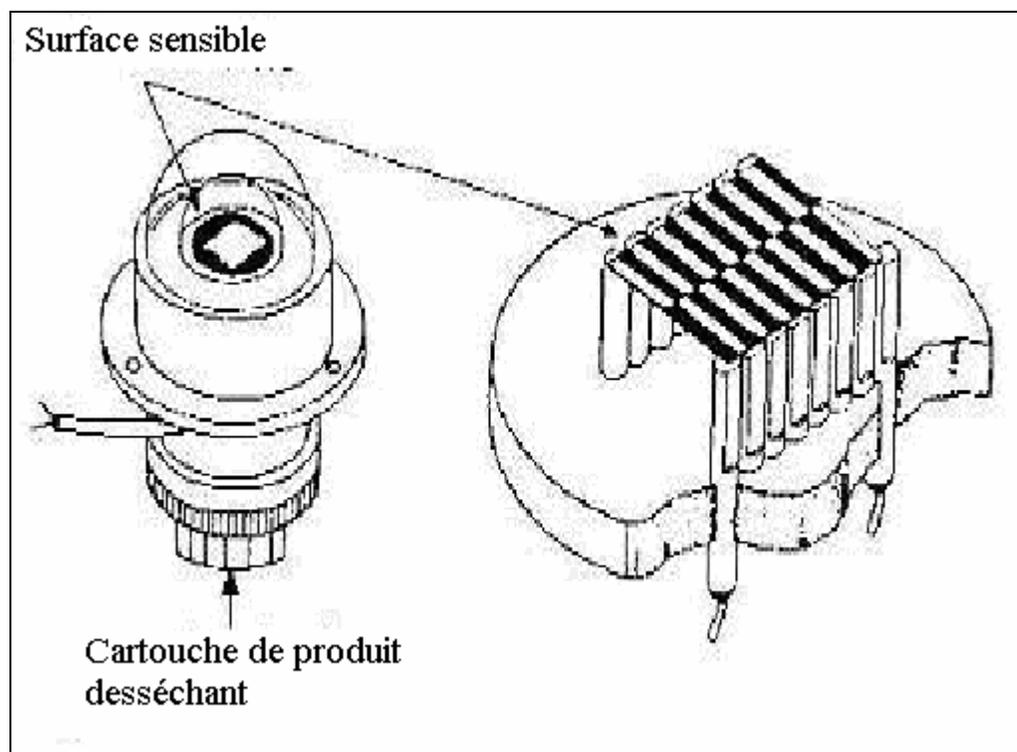


Figure II. 11 : Exemple de pyranomètre Cimel (En Guyot, 1997).



**Figure II. 12 :** Représentation schématique d'une thermopile et du pyranomètre Kipp et Zonen.

Dans le premier cas, lorsque la pile reçoit un flux de rayonnement, un gradient thermique apparaît à sa surface entre soudures paires et impaires car ces dernières sont prévues pour ne pas pouvoir évacuer la chaleur qu'elles captent autrement que vers les soudures paires. De ce fait, elles sont systématiquement plus chaudes que celles-ci et une force électromagnétique proportionnelle au flux énergétique reçu apparaît aux bornes de la thermopile.

Les pyranomètres à thermopiles à échanges "horizontaux" sont constitués par une thermopile plane de type "noir et blanc". Lorsque le capteur est éclairé, un écart thermique apparaît entre les parties blanches et noires. Un pont thermique permet d'évacuer la chaleur captée par les surfaces noires vers le boîtier et d'obtenir en sortie une force électromagnétique proportionnelle au flux reçu.

Il existe également des pyranomètres linéaires pour l'analyse des climats lumineux sous couvert végétal.

# ***CHAPITRE III***

## ***Résultats et discussion***

Dans ce chapitre, nous présentons les résultats du calcul de l'irradiation globale sur une surface horizontale sur les quatre sites en considérant les modèles proposés. Une comparaison entre les valeurs calculées et celles mesurées est faite.

### III. 1 Calcul de l'irradiation solaire globale hors atmosphère

Les valeurs de l'irradiation solaire globale hors atmosphère (extraterrestre) peuvent être calculées en utilisant l'équation (II.20) pour les quatre sites algériens. Les résultats sont présentés sur la Figure (III.1).

La Figure (III.1) montre que pour Alger et Oran l'irradiation solaire globale hors atmosphère a des valeurs très importantes, et atteint un maximum autour de 42 MJ/m<sup>2</sup>jour pendant les mois d'été, et atteint un minimum autour de 16 MJ/m<sup>2</sup>jour pendant l'hiver. Pour Bechar le minimum de l'irradiation solaire globale hors atmosphère est plus grande que celle pour Alger et Oran, il est autour de 20 MJ/m<sup>2</sup>jour. Tamanrasset a un minimum autour de 25 MJ/m<sup>2</sup>jour pendant l'hiver, mais possède un maximum un peu inférieur par rapport aux autres sites.

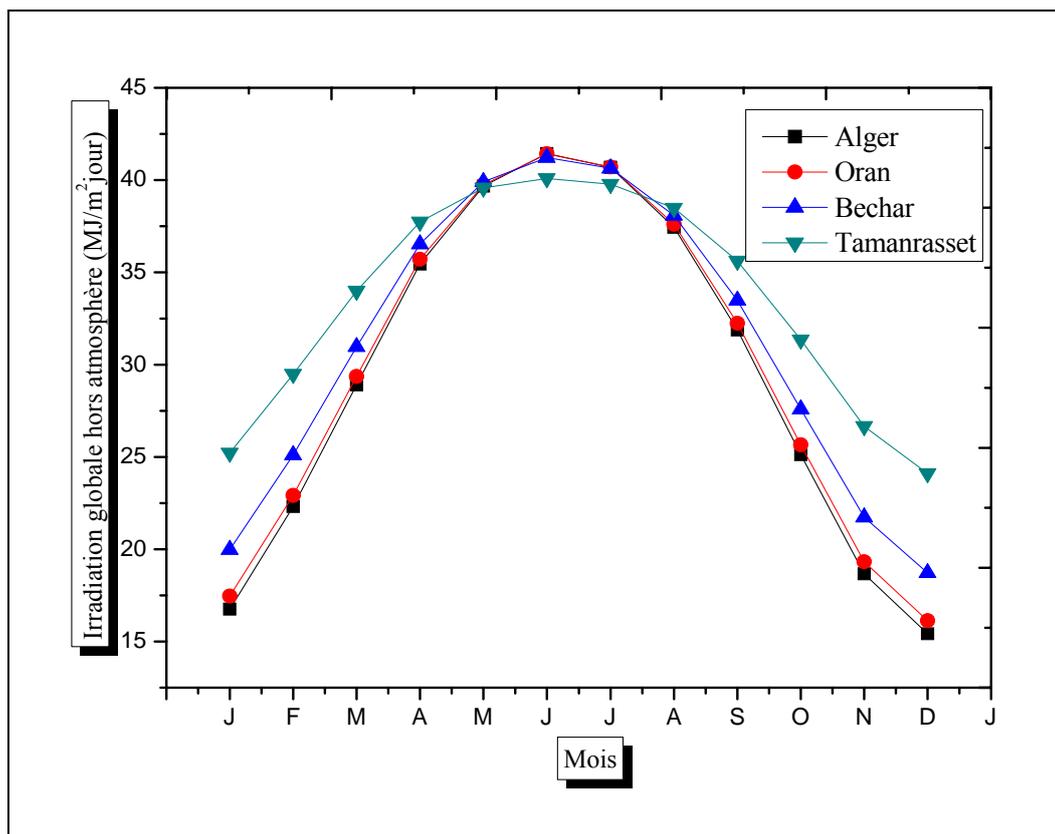


Figure III. 1 : Variation de l'irradiation globale hors atmosphère.

### III. 2 Application des modèles aux différents sites

Dans le présent travail, les valeurs moyennes mensuelles mesurées de l'irradiation solaire globale journalière et de la durée d'insolation journalière sur quatre sites algériennes sont utilisées (Alger, Oran, Bechar et Tamanrasset). La période d'enregistrement de la durée d'insolation est de 25 ans, et celle de l'irradiation globale est d'au moins de 10 ans. Les mesures de l'irradiation globale ont été effectuées par les pyranomètres de Robitzsh et Kip-Zonen, et les héliographes de Camblèll-Stokes sont utilisés pour mesurer la durée d'insolation.

Les mesures de la durée d'insolation nous permettent de calculer la fraction d'insolation en divisant la durée d'insolation par la durée astronomique du jour.

La fraction d'insolation pour les quatre sites algériens est donnée dans le Tableau (III. 1).

Station\mois	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Aou	Sep	Oct	Nov	Dec
<b>Alger</b>	<b>0,48</b>	<b>0,56</b>	<b>0,60</b>	<b>0,61</b>	<b>0,71</b>	<b>0,71</b>	<b>0,78</b>	<b>0,80</b>	<b>0,74</b>	<b>0,62</b>	<b>0,51</b>	<b>0,49</b>
<b>Oran</b>	<b>0,53</b>	<b>0,53</b>	<b>0,64</b>	<b>0,63</b>	<b>0,69</b>	<b>0,69</b>	<b>0,80</b>	<b>0,79</b>	<b>0,72</b>	<b>0,66</b>	<b>0,53</b>	<b>0,53</b>
<b>Bechar</b>	<b>0,78</b>	<b>0,80</b>	<b>0,84</b>	<b>0,84</b>	<b>0,82</b>	<b>0,83</b>	<b>0,84</b>	<b>0,83</b>	<b>0,82</b>	<b>0,80</b>	<b>0,77</b>	<b>0,76</b>
<b>Tamanrasset</b>	<b>0,78</b>	<b>0,81</b>	<b>0,84</b>	<b>0,77</b>	<b>0,76</b>	<b>0,69</b>	<b>0,75</b>	<b>0,77</b>	<b>0,73</b>	<b>0,77</b>	<b>0,81</b>	<b>0,79</b>

**Tableau III. 1 :** Fraction d'insolation des quatre sites algériens.

#### III. 2. 1 Application du modèle du type d'Angstrom-Prescott

Le Tableau (III. 2) présente les coefficients des corrélations du modèle d'Angstrom-Prescott (les  $a_I$  et  $b_I$ ) déterminées par la méthode des moindres carrés pour les différentes définitions de la durée du jour.

Site	Hauteur du soleil	$a_1$	$b_1$
Alger	$h_0=0$	0.2560	0.4324
	$h_0=-0.2667$	0.2567	0.4326
	$h_0=-0.8333$	0.2581	0.4333
	$h_0=-4$	0.2650	0.4372
	$h_0=-6$	0.2685	0.4407
Oran	$h_0=0$	0.2507	0.5188
	$h_0=-0.2667$	0.2513	0.5195
	$h_0=-0.8333$	0.2525	0.5210
	$h_0=-4$	0.2598	0.5277
	$h_0=-6$	0.2635	0.5330
Bechar	$h_0=0$	1.0759	-0.4883
	$h_0=-0.2667$	1.0732	-0.4865
	$h_0=-0.8333$	1.0695	-0.4850
	$h_0=-4$	1.0471	-0.4734
	$h_0=-6$	1.0355	-0.4685
Tamanrasset	$h_0=0$	0.4628	0.2928
	$h_0=-0.2667$	0.4618	0.2950
	$h_0=-0.8333$	0.4620	0.2966
	$h_0=-4$	0.4625	0.3064
	$h_0=-6$	0.4637	0.3114

**Tableau III. 2 :** Les coefficients des corrélations du modèle d'Angstrom-Prescott pour les différents sites.

On présente dans le Tableau (III. 3) les valeurs des paramètres statistiques (MBE, MAE, RMSE et t-statistique) pour le premier modèle d'Angstrom-Prescott afin d'évaluer sa performance d'estimation de l'irradiation solaire sur les quatre sites considérées.

Site	Hauteur	MBE (%)	MAE (%)	RMSE (%)	t (%)
Alger	$h_0=0$	-0.1494	3.2751	4.0023	0.1239
	$h_0=-0.2667$	-0.1494	3.2774	4.0027	0.1239
	$h_0=-0.8333$	-0.1503	3.2926	4.0151	0.1242
	$h_0=-4$	-0.1531	3.3494	4.0531	0.1254
	$h_0=-6$	-0.1550	3.3800	4.0769	0.1261
Oran	$h_0=0$	-0.2306	4.0681	4.7319	0.1618
	$h_0=-0.2667$	-0.2303	4.0685	4.7288	0.1617
	$h_0=-0.8333$	-0.2285	4.0532	4.7091	0.1611
	$h_0=-4$	-0.2230	4.0161	4.6509	0.1592
	$h_0=-6$	-0.2192	3.9863	4.6099	0.1579
Becha	$h_0=0$	-0.0970	2.6847	3.1095	0.1035
	$h_0=-0.2667$	-0.0966	2.6812	3.1034	0.1033
	$h_0=-0.8333$	-0.0958	2.6735	3.0918	0.1029
	$h_0=-4$	-0.0929	2.6360	3.0444	0.1012
	$h_0=-6$	-0.0915	2.6164	3.0217	0.1004
Tam	$h_0=0$	0.1984	3.6417	4.4174	0.1491
	$h_0=-0.2667$	0.1983	3.6401	4.4173	0.1491
	$h_0=-0.8333$	0.1986	3.6468	4.4205	0.1492
	$h_0=-4$	0.2002	3.6902	4.4384	0.1498
	$h_0=-6$	0.2011	3.7141	4.4482	0.1501

**Tableau III. 3 :** Les paramètres statistiques pour le modèle du type d'Angstrom-Prescott.

L'irradiation solaire globale mesurée et calculée sur les différents sites est présentée dans les Figures III. 2, III. 3, III. 4, et III. 5.

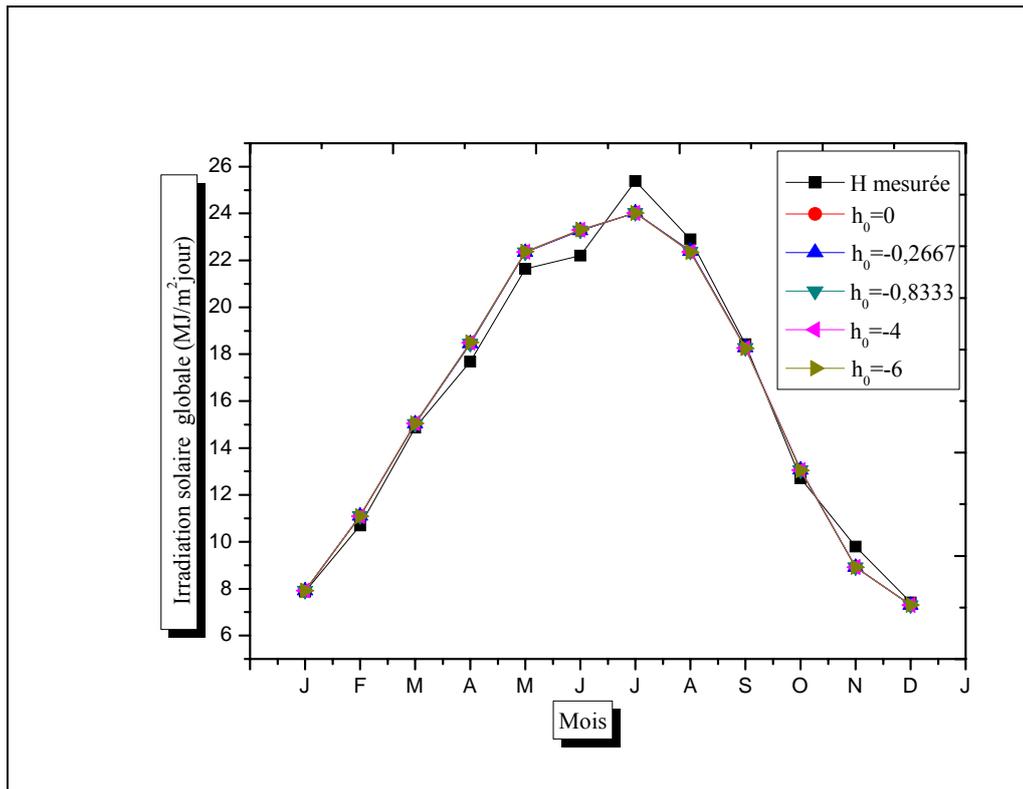


Figure III. 2 : L'irradiation solaire mesurée et estimée pour Alger par le modèle de type d'Agstrom-Prescott.

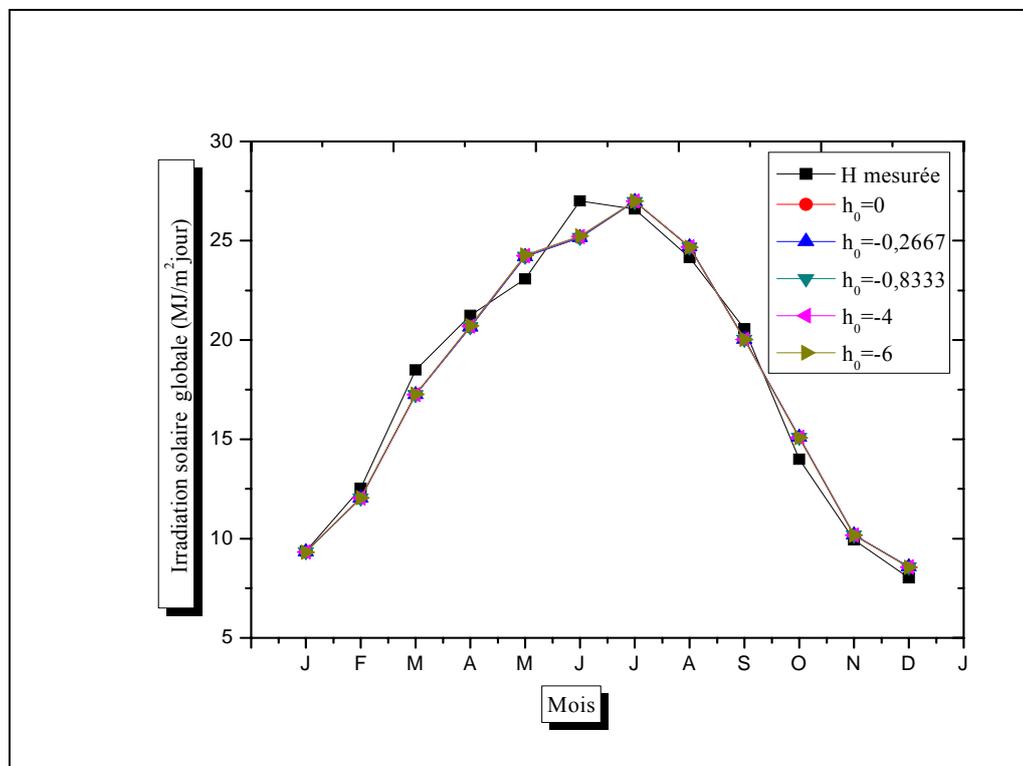


Figure III. 3 : L'irradiation solaire mesurée et estimée pour Oran par le modèle de type d'Agstrom-Prescott.

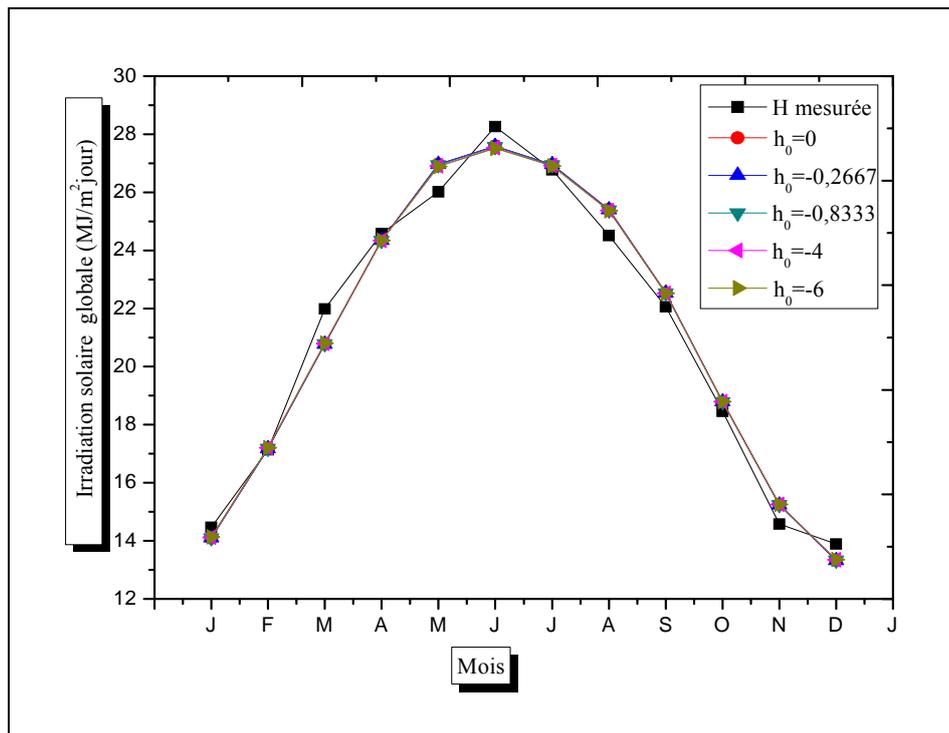


Figure III. 4 : L'irradiation solaire mesurée et estimée pour Bechar par le modèle de type d'Agstrom-Prescott.

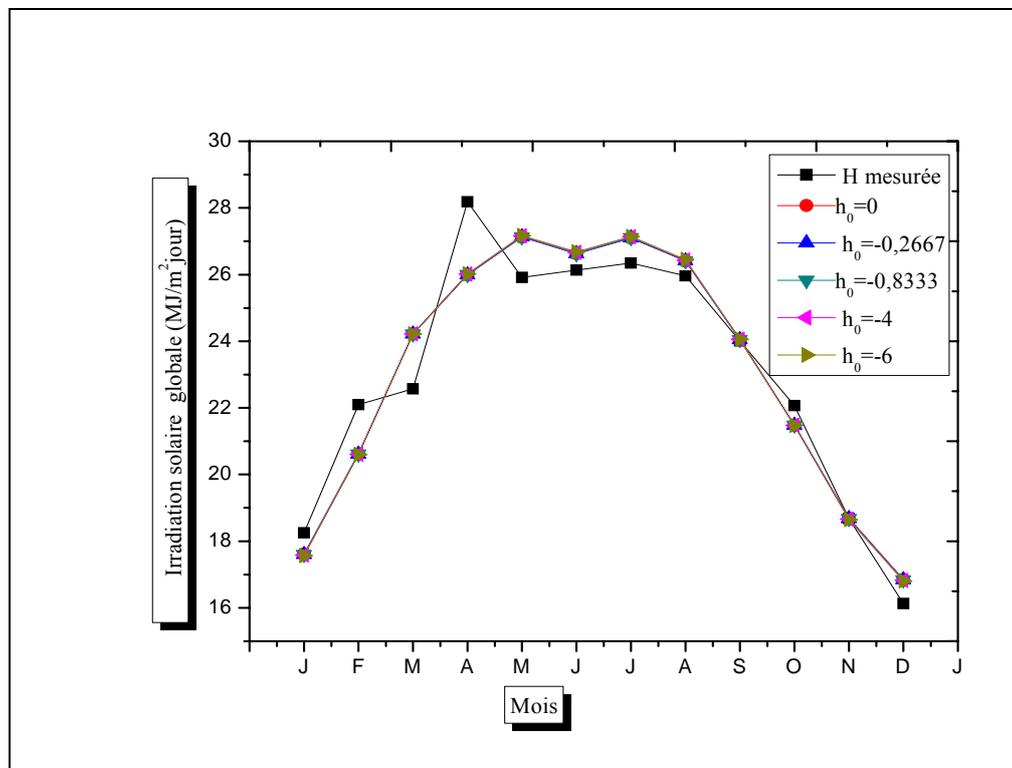


Figure III. 5 : L'irradiation solaire mesurée et estimée pour Tamanrasset par le modèle du type d'Agstrom-Prescott.

### III. 2. 2 Application du second modèle

Les coefficients de corrélation et les paramètres statistiques sont présentés respectivement dans les Tableaux III. 4, et III. 5.

Modèle	$H/H_0 = a_2 + b_2(S/S_0) + c_2R$		
	$a_2$	$b_2$	$c_2$
Alger	<b>0.8397</b>	<b>0.1844</b>	<b>-0.5851</b>
Oran	<b>0.4019</b>	<b>0.3697</b>	<b>-0.0811</b>
Bechar	<b>0.7249</b>	<b>-0.1612</b>	<b>0.2643</b>
Tamanrasset	<b>0.2587</b>	<b>0.4773</b>	<b>0.3040</b>

**Tableau III. 4 :** Les coefficients de corrélation du second modèle pour les différents sites.

Site	MBE (%)	MAE (%)	RMSE (%)	t (%)
Alger	<b>-0.13</b>	<b>3.05</b>	<b>3.83</b>	<b>0.1126</b>
Oran	<b>-0.21</b>	<b>4.01</b>	<b>4.63</b>	<b>0.1506</b>
Bechar	<b>-0.06</b>	<b>2.20</b>	<b>2.57</b>	<b>0.0775</b>
Tam	<b>-0.25</b>	<b>4.19</b>	<b>5.01</b>	<b>0.1657</b>

**Tableau III. 5 :** Les paramètres statistiques pour le second modèle.

Les valeurs mesurées et calculées (par le second modèle) de l'irradiation solaire sont présentées dans les Figures III.6, III. 7, III. 8, et III. 9.

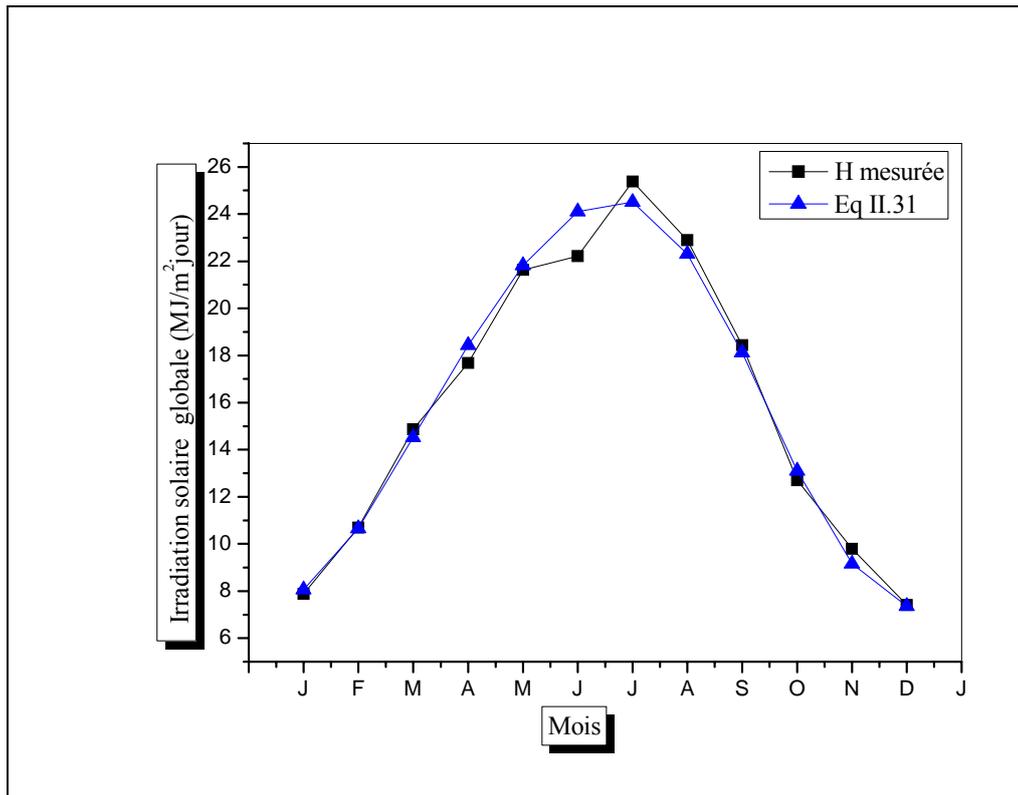


Figure III. 6 : L'irradiation solaire mesurée et estimée pour Alger par le second modèle.

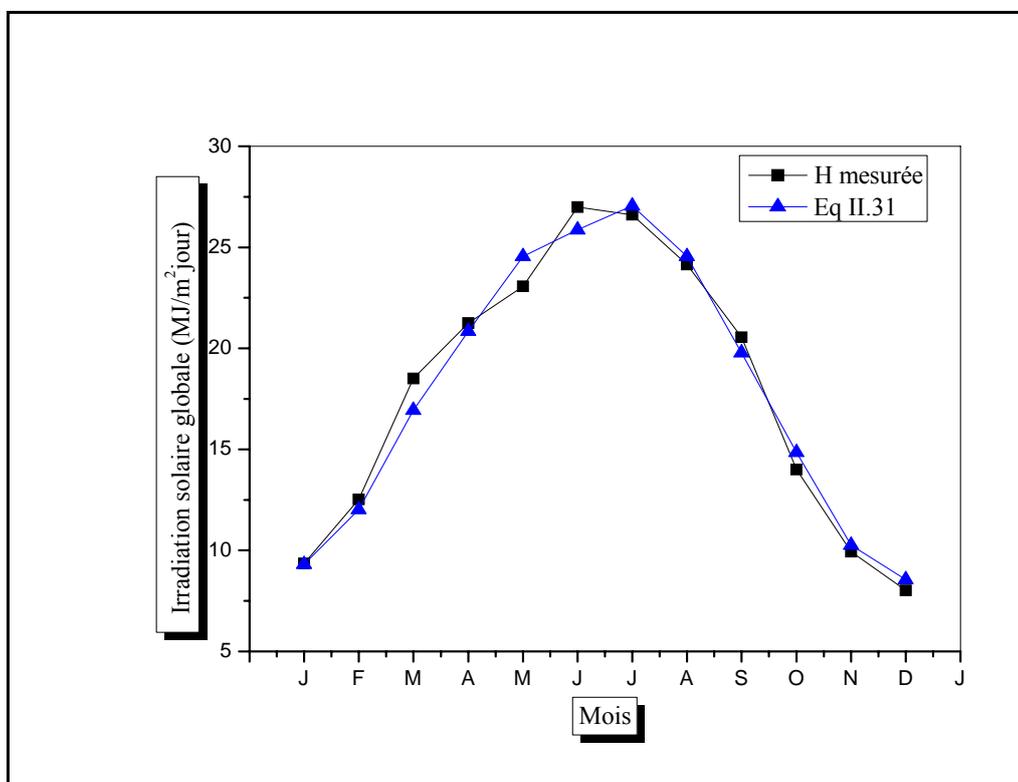


Figure III. 7 : L'irradiation solaire mesurée et estimée pour Oran par le second modèle.

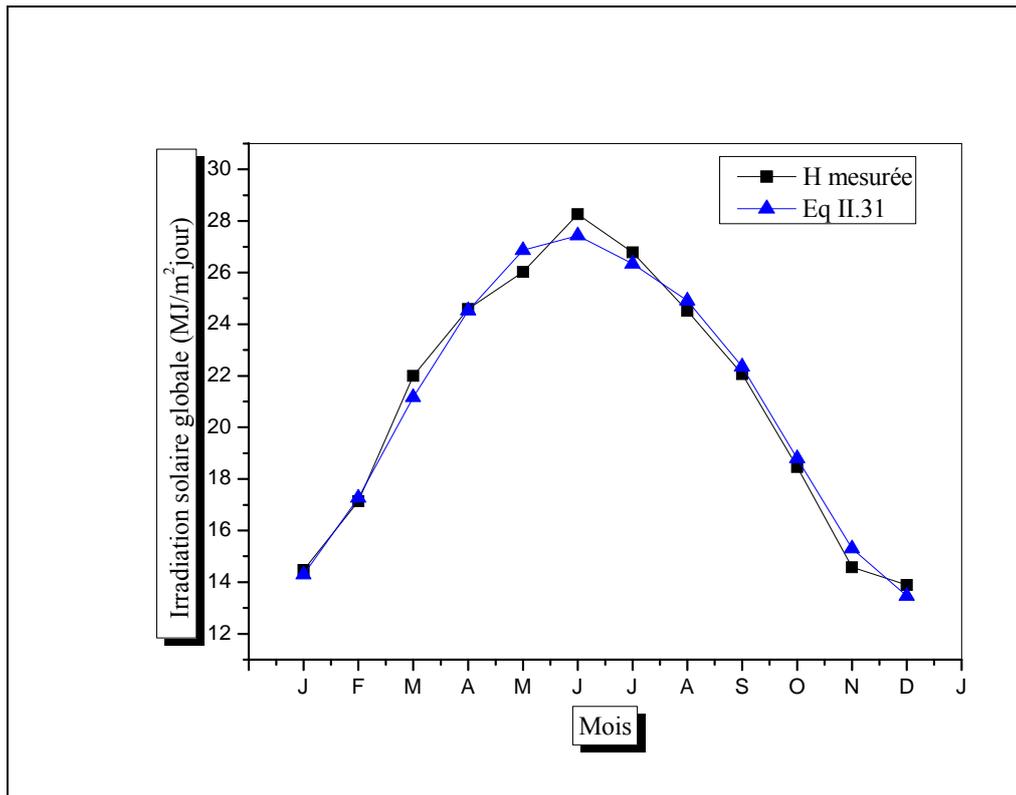


Figure III. 8 : L'irradiation solaire mesurée et estimée pour Bechar par le second modèle.

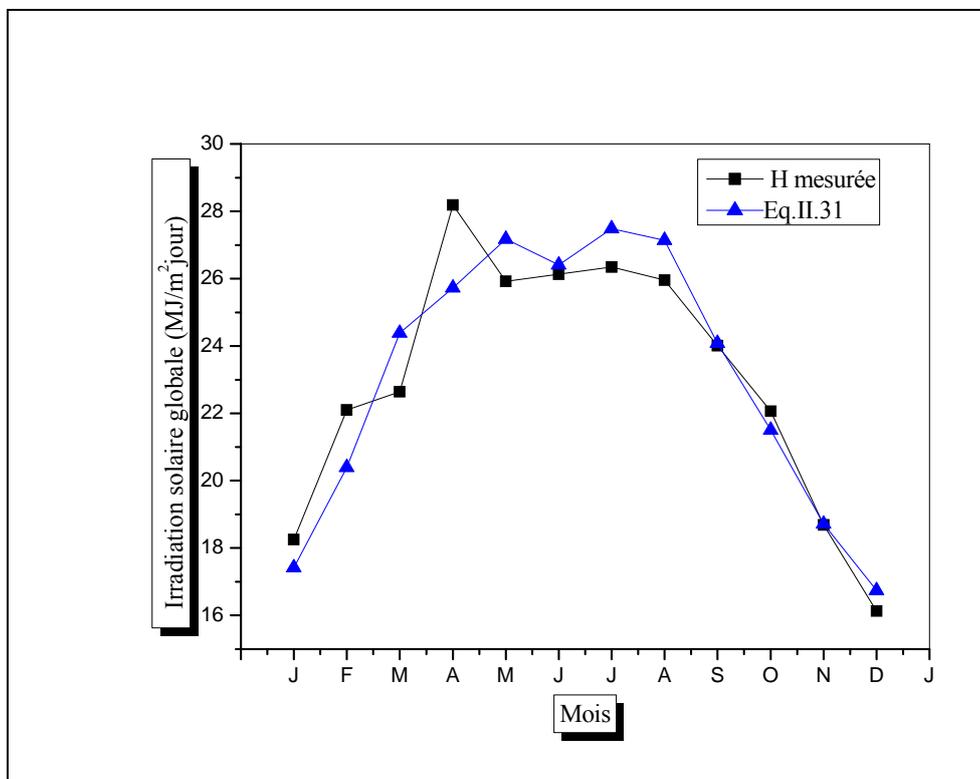


Figure III. 9 : L'irradiation solaire mesurée et estimée pour Tamanrasset par le second modèle.

### III. 2. 3 Application du troisième modèle.

Les coefficients de corrélation et les paramètres statistiques sont présentés respectivement dans les Tableaux III. 6, et III. 7.

<b>Modèle</b>	<b><math>H/H_0 = a_3 + b_3(S/S_0) + c_3T</math></b>		
<b>Site</b>	<b><math>a_3</math></b>	<b><math>b_3</math></b>	<b><math>c_3</math></b>
<b>Alger</b>	<b>0.3443</b>	<b>0.0715</b>	<b>0.0058</b>
<b>Oran</b>	<b>0.2860</b>	<b>0.6061</b>	<b>-0.0041</b>
<b>Bechar</b>	<b>1.1379</b>	<b>-0.4315</b>	<b>-0.0045</b>
<b>Tamanrasset</b>	<b>0.8474</b>	<b>-0.0003</b>	<b>-0.0055</b>

**Tableau III. 6 :** Les coefficients des corrélations du troisième modèle pour les différents sites.

<b>Site</b>	<b>MBE (%)</b>	<b>MAE (%)</b>	<b>RMSE (%)</b>	<b>t (%)</b>
<b>Alger</b>	<b>-0.11</b>	<b>2.69</b>	<b>3.48</b>	<b>0.1049</b>
<b>Oran</b>	<b>-0.20</b>	<b>3.81</b>	<b>4.52</b>	<b>0.1469</b>
<b>Bechar</b>	<b>-0.05</b>	<b>2.13</b>	<b>2.48</b>	<b>0.0669</b>
<b>Tam</b>	<b>-0.17</b>	<b>3.37</b>	<b>4.18</b>	<b>0.1350</b>

**Tableau III. 7 :** Les paramètres pour le troisième modèle.

Les valeurs mesurées et calculées (par le troisième modèle) de l'irradiation solaire sont présentées dans les Figures III.10, III. 11, III. 12, et III. 13.

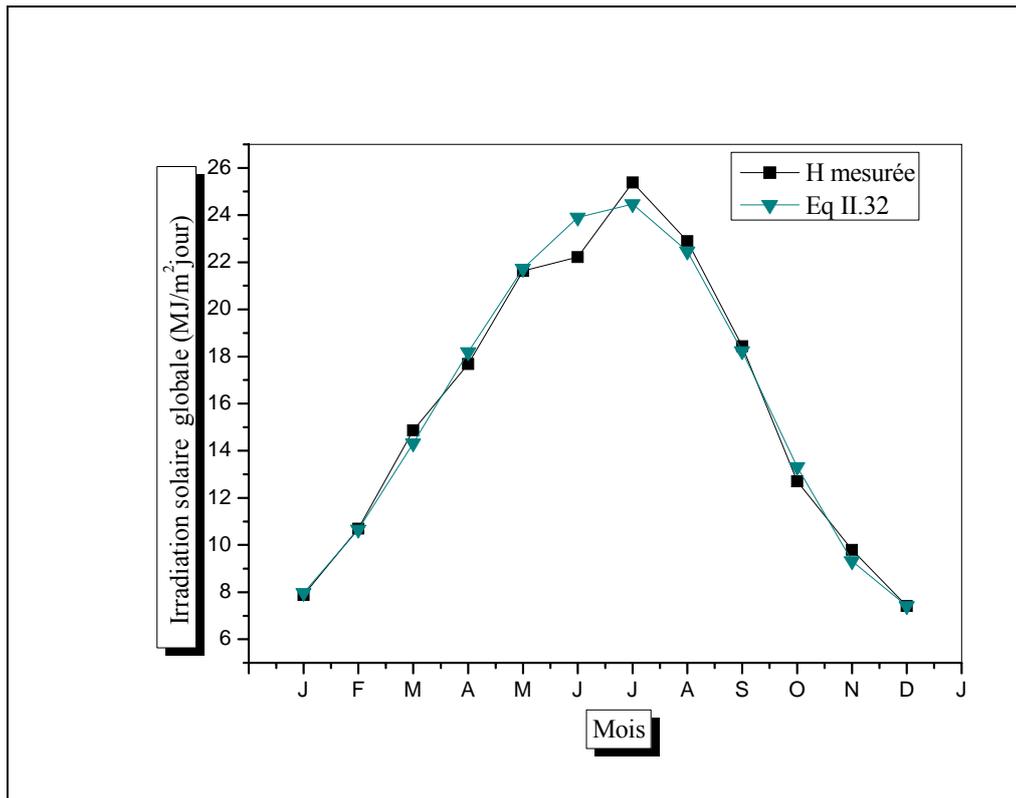


Figure III. 10 : L'irradiation solaire mesurée et estimée pour Alger par le troisième modèle.

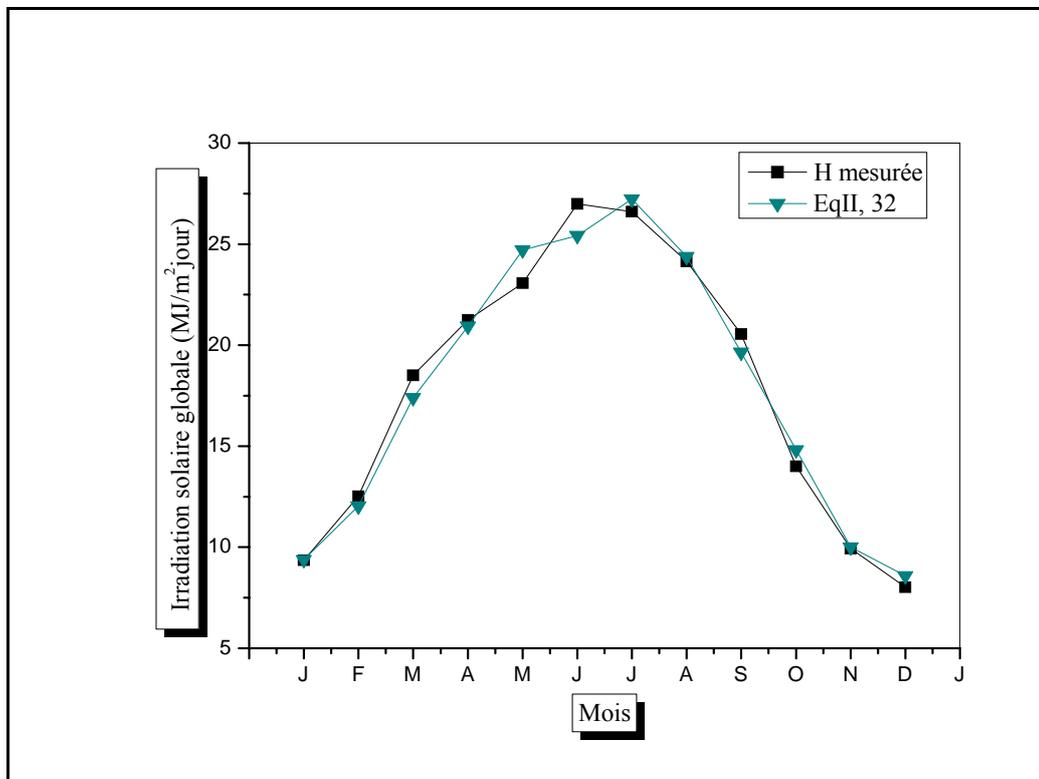


Figure III. 11 : L'irradiation solaire mesurée et estimée pour Oran par le troisième modèle.

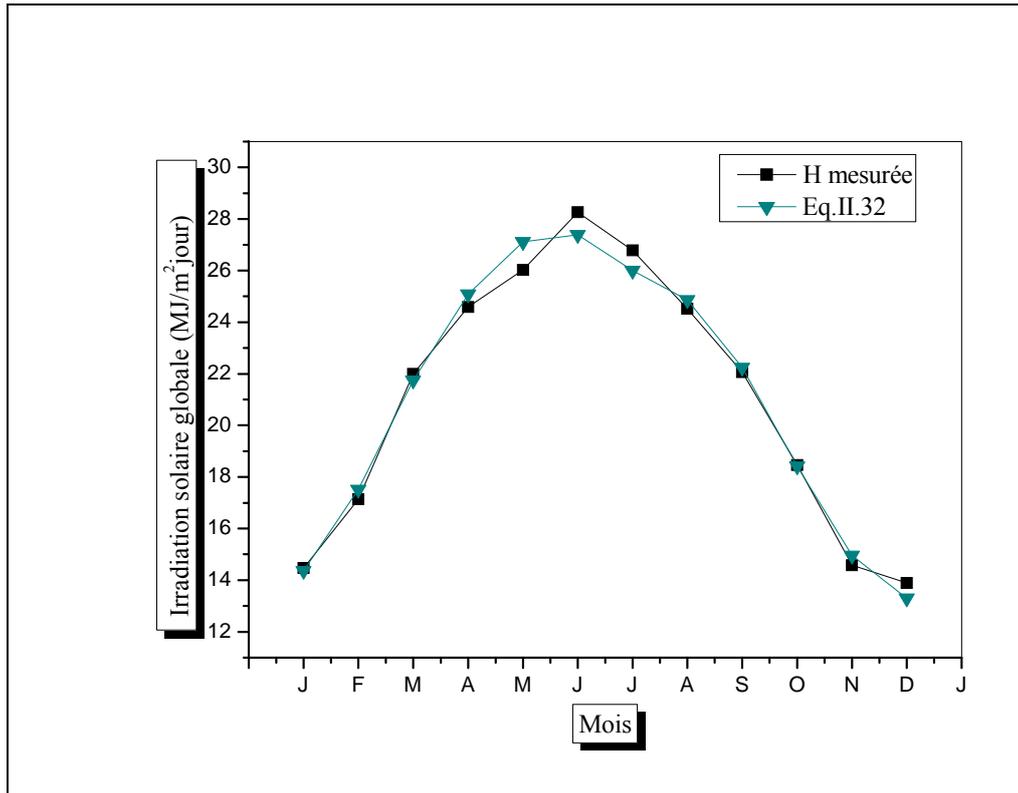


Figure III. 12 : L'irradiation solaire mesurée et estimée pour Bechar par le troisième modèle.

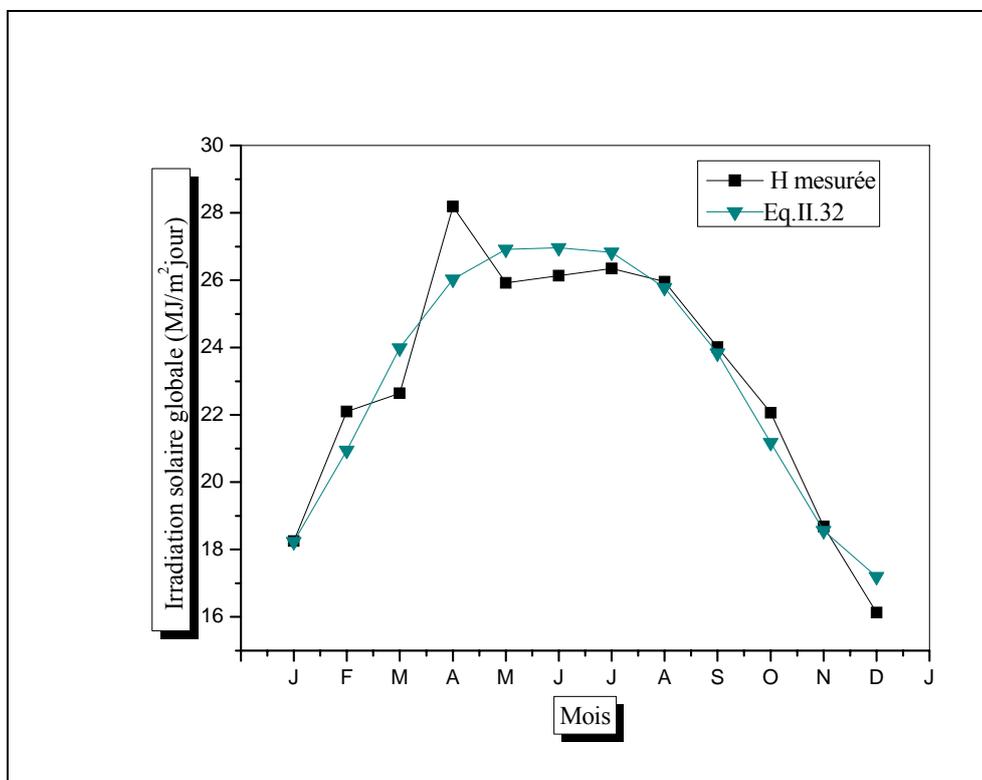


Figure III. 13 : L'irradiation solaire mesurée et estimée pour Tamanrasset par le troisième modèle.

### III. 2. 3 Discussion

D'après le Tableau (III. 2), les coefficients des corrélations du modèle d'Angstrom- Prescott (les  $a_I$ ) varient entre 0.2560 et 0.2685 pour Alger, entre 0.2507 et 0.2635 pour Oran, entre 1.0931 et 1.1399 pour Bechar, et autour de 0.46 pour Tamanrasset.

Les  $b_I$  varient entre 0.4324 et 0.4407 pour Alger, entre 0.5188 et 0.5330 pour Oran, entre -0.5622 et -0.5432 pour Bechar, et entre 0.2928 et 0.0.3114 pour Tamanrasset.

Le Tableau (III. 3) montre les indicateurs statistiques de précision pour le modèle de type d'Angstrom- Prescott en introduisant différentes définitions du coucher (ou du lever) du soleil. On remarque que le maximum d'erreur obtenu est : RMSE = 4.0769 % pour Alger ou  $h_0 = -6^\circ$ , 4.7319 % pour Oran ou  $h_0 = 0^\circ$ , 3.5171 % pour Bechar ou  $h_0 = 0^\circ$  et 4.4482 % pour Tamanrasset ou  $h_0 = -6^\circ$ .

Les meilleurs résultats sont obtenus (avec un minimum d'erreur) tel que pour Alger : RMSE = 4.0023 % ou  $h_0 = 0^\circ$  (coucher du centre du disque solaire), RMSE = 4.6099 % pour Oran ou  $h_0 = -6^\circ$  (phénomène de crépuscule civil), pour Bechar RMSE = 4.4151 % ou  $h_0 = -6^\circ$  (crépuscule civil), RMSE = 4.4173 % pour Tamanrasset ou  $h_0 = -0.2667^\circ$  (coucher du sommet du disque solaire).

Les résultats obtenus par le second modèle (considérant l'humidité relative) sont meilleurs que celles du modèle de type d'Agstrom- Prescott pour Alger et Bechar tel que : RMSE = 3.83 % pour Alger, 2.57 % pour Bechar, mais pour Tamanrasset RMSE = 5.01 % est largement supérieur que celle trouvé par le modèle d'Agstrom- Prescott (4.4174 %), et de même pour Oran RMSE = 4.63 % est un peu supérieur que celle trouvé par le premier modèle (4.6099 %).

Le troisième modèle (considérant la moyenne mensuelle de la température maximale d'air) donne des résultats meilleurs que celle obtenues par les deux premiers modèles tel que : RMSE = 3.48 % pour Alger, RMSE = 4.52 % pour Oran, RMSE = 2.48 % pour Bechar, RMSE = 4.18 % pour Tamanrasset.

On peut conclure que la fraction d'insolation n'est pas toujours le seul paramètre d'être utilisé pour l'estimation de l'irradiation solaire, et le modèle introduit la température maximale d'air donne des résultats meilleurs.

# ***Conclusion générale***

L'énergie solaire est renouvelable, propre, dispensée, à tous sans ségrégation autre que climatique. Toutes ces propriétés exigent l'estimation performante de l'irradiation solaire afin de développer des techniques de consommation (conversion) de l'énergie solaire (distillateurs et cellules solaires . . .).

L'Algérie est parmi les pays qui ont un grand nombre d'heure d'insolation, il est autour de 3300h/an, mais la distribution de l'irradiation solaire n'est pas bien connue et estimée.

Malheureusement, dans la majorité des stations les mesures de l'irradiation solaire ne sont pas disponibles. Les équations de régression basées sur la durée d'insolation sont généralement utilisées pour l'estimation locale de l'irradiation solaire globale.

Dans le présent travail, nous nous sommes intéressé à l'évaluation de l'irradiation solaire pour différents sites algériens. En premier lieu, nous avons donné des notions de base sur le soleil, la répartition du rayonnement solaire à la limite de extérieure de l'atmosphère, et les différentes modifications que subit le rayonnement solaire en traversant les différentes couches atmosphériques.

Dans le second chapitre nous avons rappelé des relations de calcul de la position du soleil en fonction de la latitude et de l'angle horaire, et de l'irradiation solaire hors atmosphère. Nous avons proposé différents modèles pour l'évaluation de l'irradiation au sol. Le premier modèle est de type d'Angstrom-Prescott introduisant les différentes définitions de la durée du jour, le second introduit l'humidité relative moyenne mensuelle et le dernier introduit la température mensuelle maximale de l'air.

Le troisième chapitre représente les résultats obtenus par les trois modèles. Notre étude s'est donc focalisée sur l'évaluation de l'irradiation solaire disponible dans les sites choisis en considérant différents définitions de la durée du jour et en considérant différents paramètres climatiques. Les résultats obtenus montrent l'efficacité du modèle de type d'Angstrom-Prescott dans le domaine de l'énergie solaire en Algérie.

Les valeurs des paramètres de corrélation varient avec le changement du site. La différence entre les valeurs mesurées et les valeurs calculées de la radiation solaire est acceptable, et donc les modèles proposés sont recommandés pour l'évaluation de l'irradiation solaire pour les différents sites algériens en particulier le modèle introduisant la température mensuelle maximale d'air avec la fraction d'insolation.

# BIBLIOGRAPHIE

- [1] Encyclopédie "Imago mundi" sur site internet : <http://www.cosmovisions.com/encyclo.htm>, consulté le : 29/01/2007.
- [2] Canada J, (1992) Solar radiation prediction from sunshine in eastern Spain. *Renewable Energy*, (3): 219-221.
- [3] Ibrahim S. M. A, (1985) Predicted and measured global solar radiation in Egypt. *Solar Energy*, (35):185-188.
- [4] Capderou M, (1988) Atlas Solaire de l'Algerie. Office des publications Universitaires, T.1-3.
- [5] Revfeim K. J. A, (1997) on the relationship between radiation and mean daily sunshine. *Agricultural and Forest Meteorology*, (86):183-191.
- [6] Almorox J, Hontoria C, (2004) Global solar radiation estimation using sunshine duration in Spain. *Energy Conversion and Management*, 45:1529-35.
- [7] Halouani N, et al, (1993) Calculation of monthly average global solar radiation on horizontal surfaces using daily hours of bright sunshine, *Solar Energy*, (50): 247-258.
- [8] Gueymard C, (1993) Analysis of monthly average solar radiation and bright sunshine for different thresholds at Cape Canaveral, Florida. *Solar Energy*, (51):139-145.
- [9] Supit I, and Van Kappel R. R, (1998) A simple method to estimate global radiation. *Solar Energy*, (63):147-160.
- [10] Ododo J. C, (1997) Prediction of solar radiation using only maximum temperature and relative humidity. *Energy Conversion and Management*, (38):1807-14.
- [11] Ododo J. C et al, (1995) The importance of maximum air temperature in the parametrization of solar radiation in Nigeria. *Renewable Energy*, (6): 751-763.
- [12] Canada J, (1988) Global solar radiation in Valencia using sunshine hours and meteorological data. *Solar & Wind Technology*, (5):597-599.

- [13] Chegaar M, and Chibani A, (2001) Global solar radiation estimation in Algeria. *Energy Conversion and Management*, 42 (8):967-973.
- [14] Angstrom A. J, (1924) Solar and terrestrial radiation. *Q. J. Roy, Met, Soc.* (50): 121-126.
- [15] Prescott J. A, (1940) Evaporation from water surface in relation to solar radiation. *Trans Roy Soc SciAustr*, (64):114-8.
- [16] Swartman R. K, and Ogunlade O, (1967) Solar radiation estimates from common parameters. *Solar Energy*, (11): 170-172.
- [17] Ali A. Sabziparvar and Shetaee H, (2006) Estimation of global solar radiation in arid and semi-arid climates of East and West Iran *Energy*, In Press.
- [18] Kamal Skeiker, (2006) Correlation of global solar radiation with common geographical and meteorological parameters for Damascus province, Syria. *Energy Conversion and Management*, 4 (4): 331-345.
- [19] Adnan Sözen and Erol Arcaklioglu, (2005) Effect of relative humidity on solar potential. *Applied Energy*, 82(4): 345-367.
- [20] Togrul IT, Togrul H, Evin D, (2000) Estimation of solar radiation under clear sky radiation in Turkey. *Renew Energy*, (21):271-87.
- [21] Guillermo P. Podestá, et al. (2004) Estimating daily solar radiation in the Argentine Pampas. *Agricultural and Forest Meteorology*, 12(1-2): 41-53.
- [22] Trabea A. and Mosalam Shaltout M. A, (2000) Correlation of global solar radiation with meteorological parameters over Egypt. *Renewable Energy*, 21(2):297-308.
- [23] Inci Türk Togrul and Emin Onat, (1999) A study for estimating solar radiation in Elazig using geographical and meteorological data. *Energy Conversion and Management*, 40 (14): 1577-1584.
- [24] Ahmet. Aksakal and Shafiqur Rehman, (1999) Global solar radiation in Northeastern Saudi Arabia. *Renewable Energy*, 17(4): 461-472.
- [25] Peter E. Thornton and Steven W. Running, (1999) An improved algorithm for estimating incident daily solar radiation from measurements of temperature,

- humidity, and precipitation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 93(4):211-228.
- [26] Ododo J. C, (1997) Prediction of solar radiation using only maximum temperature and relative humidity: South-east and north-east Nigeria. *Energy Conversion and Management*, 38 (18):1807-1814.
- [27] Sabbagh J. A, Sayigh A. A. M and El-Salam E. M. A, (1977) Estimation of the total solar radiation from meteorological data. *Solar Energy*, (19): 307 311.
- [28] Bessemoulin P et Oliviéri J, (2000) *Le rayonnement solaire et sa composante ultraviolette*.
- [29] Cottier J, Mermoud A, Villg J, Graf J, (1996) *Centrales photovoltaïques, Guide pour le dimensionnement et la réalisation de projets*, Berne.
- [30] Adelard L, (1998) *Caractérisation de bases de données climatiques proposition d'un générateur de climat. thèse de doctorat, France*.
- [31] Canada J, (1988) Global solar radiation in Pais Valenciano using sunshine hours. *International Journal of Ambient Energy*, (4): 197-201.
- [32] Bernard R, Menguy G et Schwartz M, (1983) *Le rayonnement solaire : conversion thermiques et applications*.
- [33] Sfeir A. A, Guarrancno, (1981) *Ingénierie des systèmes solaires : Application à l'habitat*.
- [34] Brichambaut C. P et Vauge C, (1982) *Le gisement solaire : Evaluation de la ressource énergétiques*.
- [35] Site internet : <http://www.pensifs.com/sciences/terre-soleil/parcours-globe-terrestre.php>, consulté le : 15/02/2007.
- [36] Reth P et Kreider J, (1978) *Principles of solar engineering*, Mc Graw Hill.
- [37] Laugier A et Roger J. A, (1981) *Les photopiles solaires : Technique et documentations*.
- [38] Supit I, Van Kappel R. R, (1998) A simple method to estimate global radiation. *Solar Energy*, (63):147-160.

- [39] Ertekin C, Yaldiz O, (1999) Estimation of monthly average daily global radiation on horizontal surface for Antaya (Turkey). *Renewable Energy*, (7):5-102.
- [40] Barr AG, et al, (1996) A comparison of methods to estimate daily global solar radiation from other climatic variables on the Canadian prairies. *Solar Energy*, 56(3):213-24.
- [41] Shafiqur Rehman, (1998) Solar Radiation over Saudi Arabia and Comparisons with Empirical Models. *Energy* Vol. 23, No. 12 pp. 1077-1082.
- [42] Aksoy B, (1997) Estimated monthly global radiation for Turkey and its comparison with observation. *Renewable Energy*, (10): 625-33.
- [43] Site [http://www.cchst.ca/reponsesst/phys\\_agents/thermal\\_comfort.html](http://www.cchst.ca/reponsesst/phys_agents/thermal_comfort.html) consulté le : 13/03/2006.
- [44] Badescu V, (1987) Can the model proposed by Barbaro et al. be used to compute global solar radiation on the Romanian territory? *Solar Energy*, (38): 247-54.
- [45] Mora-Lopez LL, Sidrach-de-Cardona M, (1997) Characterisation of hourly exposure series of global radiation. *Solar Energy*, (60): 257-70.
- [46] Raja IA, Twidell JW, (1994) Statistical analysis of measured global insolation data for Pakistan. *Renewable Energy*, (4): 199-216.

## ملخص:

في هذه المذكرة، لتقييم الإشعاع الشمسي الكلي في الجزائر تم استعمال ثلاثة نماذج مختلفة. وفي النموذج الأول يستعمل مدة الإشعاع النسبية و كما أدرجه تعريفات مختلفة لمدة النهار. أما في النموذج الثاني و الثالث على الترتيب تم إدراج عامل الرطوبة النسبية و درجة حرارة الهواء القصوى.

النتائج المعطى عليهما بينت أن مختلف النماذج المقترحة صالحة لتقييم الإشعاع الشمسي الكلي في الجزائر إلا أن النموذج الذي إدراج عامل درجة حرارة الهواء القصوى هو الأكثر دقة.

**الكلمات المفتاحية:** الإشعاع الشمسي، مدة الإشعاع النسبية، الرطوبة النسبية، درجة حرارة الهواء القصوى.

## ABSTRACT:

*In this thesis, three different empirical models are proposed to predict the amount of global solar irradiation in Algeria using various parameters. The first one used the sunshine duration including some different daylength definitions. The second used the relative humidity, while the last one used the maximum air temperature. The results obtained show that all the models are recommended for use in any location in Algeria. Introducing the maximum air temperature gives better results.*

**Key words:** Solar irradiation, sunshine duration, relative humidity, maximal air temperature.

## RESUME:

*Dans cette thèse, trois modèles ont été proposés pour l'évaluation de l'irradiation solaire globale au sol en Algérie. Le premier modèle introduit la fraction d'insolation avec différentes définitions de la durée du jour. Le second introduit l'humidité relative, et le troisième introduit la température maximale de l'air.*

*Les résultats obtenus montrent que les trois modèles sont recommandés pour l'évaluation de l'irradiation solaire globale en Algérie en particulier le troisième modèle qui prend en compte la température maximale de l'air.*

**Mots clés :** Irradiation solaire, fraction d'insolation, humidité relative, température maximale de l'air.