



République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique



Université Amar Thelidji- Laghouat

FACULTE DE TECHNOLOGIE

DEPARTEMENT D'ELECTROTECHNIQUE

MEMOIRE DE MASTER

Présenté par :

ABIB DENIA

DOMAINE : science et technologie

FILIERE : Electrotechnique

OPTION :Energies Renouvelables

Thème

**Etude par simulation des modèles semi empiriques pour
l'estimation des composantes du rayonnement solaire au
sol**

Jury de soutenance :

Nom et Prénom	Grade	qualité
Mr Mouhoub Birane	MCA	Président
Mr.Hamdi abdelouahab	MAA	Examineur
MrYousfi.Belkacem	MCA	Encadreur
Mr Ilyes Rougab	MCB	Co-encadreur

Année Universitaire : 2021/2022

REMERCIEMENT

قال الرسول الله صلى الله عليه وسلم :

(من لم يشكر الناس لم يشكر الله ومن أهدي إليكم معروفا فكافئوه فان لم تستطيعوا
فأدعوا له)

وعملا بهذا الحديث واعترافا بالجميل، الله عز وجل ونشكره على أن وفقنا لإتمام هذا
العمل المتواضع .

أتقدم بالشكر الجزيل إلي الأستاذ المشرف والى الوطر " يوسف بلقاسم " الذي رافقني
طيلة هذا البحث وأمدني بالمعلومات والنصائح القيمة راجيين من الله عز وجل أن يسد
خطاه ويحقق مناه فجزاه الله عنا كل خير .

والى المؤطر " إلياس روقاب " و جميع الأساتذ (ة) وأخصص بالذكر الأستاذة (بوشية
أم الخير) حفظها الله وكذلك عمال إدارة قسم الإلكترونيات بجامعة عمار ثليجي على
المساعدات والتسهيلات المقدمة لنا فجزاهم الله عنا كل خير .

وأخيرا لا يفوتنا أن نعبر عن بالغ تحياتنا إلى كل من ساعدنا من قريب او من بعيد في
انجاز هذا البحث المتواضع.

Dédicace □

ما أجمل أن يجود المرء بأعلى ما لديه والأجمل أن يهدي الغالي لللاغي

هي ثمرة جهدي أجنبها اليوم هي هدية اهديها إلى :

أمي شرفاوي زهرة حبيبي الغالية ربي أحفظها وانعم عليها بكل ما تمنى واجعلها من نساء

أهل الجنة

وأبي (سيدي رابح) العزيز الغالي ربي أحفظه واطل عمره

ولكل عائلتي التي ساندتني ولا تزال من إخوة وأخواتي رفيقات دربي سارة , سمية

ولكل عائلة شرفاوي الكريمة واخصص بالذكر خالي الغالي الحاج مصطفى وزوجته الطيبة

ميمه عيشة حفظهم الله وأطال عمرهم

والى رفقائي في المشوار الذين قاسموني لحظاته رعاهم الله وسدد خطاهم : خياطي لعيد ,

مساعدتي نبيلة , مساعدتي فاطمة الزهراء ,

إلى كل من كان لهم اثر على حياتي والى كل من أحبهم قلبي ونسيهم قلبي .

دنيا منال

Sommaire	
Liste des figures.....	V
Liste des tableaux.....	VII
Introduction générale	01
Chapitre I	
Généralités sur le rayonnement solaire au sol	
I-1-Introduction.....	04
I-2-Position géométrique du soleil	04
I-2-1-Définition	04
I-2-Mouvements de la Terre autour du Soleil.....	05
I-2-3-Position du soleil par rapport à la terre.....	06
I-3- Paramètres géographiques.....	06
I-3-1- La latitude φ	06
I-3-2- La longitude ψ	06
I-3-3- L'altitude θ_z	06
I-4-Paramètres astronomiques.....	07
I-4-1- Repérage d'un site à la surface terrestre.....	07
I-4-1-1-Coordonnées du soleil.....	08
I-4-1-1-Coordonnées équatoriales.....	08
I-4-1-1-2-La déclinaison du soleil (δ).....	08
I-4-1-1-3-Angle horaire du soleil.....	09
I-4-1-2-Coordonnées horizontales.....	11
I-4-1-2-1-La hauteur du soleil (h)	11
I-4-1-2-2- L'azimut du soleil (\mathbf{a}_z).....	12
I-4-2-Durée astronomique du jour.....	13
I-4-3- Temps solaires.....	14
I-4-3-1-Temps solaire moyen.....	14
I-4-3-2- Temps solaire vrai.....	14
I-4-3-3- Équation du temps.....	15
I-4-3-4-Temps universel TU.....	16
I-4-3-5-Temps légal TL.....	16
I-4-3-4-6-Transition du temps légal vers le temps solaire vrai.....	16
I-1-Exemple permettant de résumer ce titre.....	16
I-4-4- Détermination de la position d'un plan quelconque.....	17
a) La hauteur du capteur γ	17
b) La hauteur du capteur γ	18
c) La hauteur du capteur γ	18
I-4-5- L'angle d'incidence sur un plan quelconque.....	18
I-4-6-Plans particuliers importants.....	19
1) Plan horizontal.....	19
2) Plan vertical.....	19
3) Plan vertical.....	20
4) Plan vertical.....	20
I-5-Emission du soleil.....	20
I-5-1-Nature du rayonnement solaire.....	20
I-5-2-Propagation des ondes électromagnétiques.....	21
I-5-3-Propriétés des ondes électromagnétiques.....	22
I-5-4-Spectren du rayonnement solaire	22

I-6-Le rayonnement solaire hors atmosphère.....	23
I-6-1-Correction de la distance terre soleil.....	23
I-6-1-1-La constante solaire.....	24
I-6-1-2-Correction de la constante solaire.....	24
I-6-2-Flux solaire d'un plan horizontal.....	25
I-6-3-Irradiation horaire sur un plan horizontal.....	25
I-6-3-Irradiation horaire sur un plan horizontal.....	25
I-7-Conclusion.....	26
Chapitre II	
Effet de la couche atmosphère sur le rayonnement solaire	
II-2 - Structure et composition de l'atmosphère.....	27
II-2-1-Composition de l'atmosphère terrestre.....	27
II-2-2-Composition de l'atmosphère.....	28
II-2-2-1-L'air sec atmosphérique.....	29
II-2-2-2-L'eau.....	30
II-2-2-3-Les aerosols.....	31
II-2-2-4-Les nuages.....	32
II-3-Effet de l'atmosphère sur le rayonnement solaire.....	32
II-3-1-Description générale.....	32
II-3-2-Notion de la masse d'air.....	32
II-3-2-1-Définitions.....	32
II-3-2-1-Définitions.....	32
II-3-2-2- Calcul de la masse d'air.....	32
II-3-2-3-Liaison entre la masse d'air et l'atténuation du rayonnement solaire.....	34
II-3-3-Phénomènes d'atténuation du rayonnement solaire.....	34
II-3-3-1-L'absorption.....	35
II-3-3-2-Absorption par l'ozone.....	35
II-3-3-3-Absorption par la vapeur d'eau.....	35
II-3-3-4-Absorption par les gaz.....	35
II-3-3-5-La diffusion.....	35
II-3-3-6-Diffusion de Rayleigh.....	36
II-3-3-7-Diffusion de Mie.....	36
II-3-4-Réflexion du rayonnement solaire.....	38
II-3-4-1-Définition de l'albédo.....	38
II-3-4-2-Types de réflexion.....	38
II-4- Irradiation au niveau du sol.....	39
II-4-1-Composantes du rayonnement solaire.....	39
II-4-1-1-Le direct.....	39
II-4-1-2-Le diffus.....	39
II-4-1-3-Le global.....	40
II-4-3-Notion de l'indice de Clarté.....	40
II-5-Bilan énergétique des échanges radiatifs entre le sol et l'atmosphère.....	40
II-6-Appareils de mesure.....	41
II-6-1-Mesure de la fraction d'insolation.....	41
II-6-2-Mesure du rayonnement solaire global.....	41
II-6-3-Mesure du rayonnement direct.....	42
II-7-Conclusion.....	43

Chapitre III**Modèles d'estimations du rayonnement solaire au sol**

III-1-Introduction.....	44
III-1-Classification des modèles radiométriques.....	44
III-3-Les modèles semi empiriques.....	45
III-3-1-Modèle de Bird et Hulstrom.....	45
III-3-1-1-Calcul du rayonnement direct	45
1) Absorption par l'ozone	46
2) Absorption par l'ozone	47
3) Absorption par l'ozone	47
4) Diffusion de Rayleigh	48
5) Diffusion par les aérosols	48
III-3-1-2-Calcul du rayonnement diffus	48
1)-Le rayonnement diffus issu de la diffusion de Rayleigh	49
2)-Le rayonnement diffus après diffusion par les aérosols	49
3)-Le rayonnement diffus issu de phénomène de multi réflexion terre atmosphère..	49
III-3-1-3-Calcul du rayonnement global	50
III-3-2-Modèle de Liu et Jordan.....	50
III-3-2-1-Calcul du rayonnement direct	50
III-3-2-2-Calcul du rayonnement diffus	51
III-3-2-3-Calcul du rayonnement réfléchi.....	51
III-2-2-3-Calcul du rayonnement global.....	52
III-3-3-Modèle de Hoyt.....	52
III-3-3-1-Calcul de l'Eclairement dû au Rayonnement Direct	52
1)- Coefficient d'Absorption de l'Eclairement dû au Rayonnement	52
Direct par la Vapeur d'Eau.....	
2)-Coefficient de Transmission après Absorption par l'Ozone.....	53
3)-Coefficient de Transmission Après Diffusion Moléculaire ou de	53
Rayleigh.....	
4)-Coefficient de Transmission Après Diffusion par les Aérosols	53
III-3-3-2- Calcul de l'Eclairement dû au Rayonnement Diffus:	53
1)-L'Eclairement dû au Rayonnement Diffusé par les Différentes	53
Molécules d'Air.....	
2)-L'Eclairement dû au Rayonnement Diffusé par les Aérosols	53
3)-L'Eclairement dû au Rayonnement Diffusé par Multi Réflexions	54
Terre- Atmosphères.....	
III-3-3-3-Eclairement dû au Rayonnement Global	54
III-4-Conclusion.....	54

chapitre I V**Etude comparative et résultats de simulation**

IV-1-Introduction.....	55
IV-2-Modélisation des phénomènes d'atténuation du rayonnement solaire.....	55
IV-2-1-Coefficients de transmission.....	55
IV-3-Étude comparative des modèles radiométriques.....	55
IV-3-1-Données utilisées.....	55
IV-4-Méthode de comparaison.....	56
IV-4-1-Résultats obtenus.....	56
IV-4-2-Comparaison du rayonnement direct.....	56

a) Site de Laghouat	56
b) Site Alger	57
IV-4-3-Comparaison du rayonnement diffus.....	58
a) site Laghouat	58
b) Site Alger	59
IV-4-4-Comparaison du rayonnement global.....	60
a) Site Laghouat	60
b) Site Alger	61
IV-5-Discussion des résultats.....	62
IV-5-1-Comparaison entre le rayonnement direct calculé et mesuré.....	62
IV-5-2-Comparaison entre le rayonnement diffus calculé et mesuré.....	63
IV-5-3-Comparaison entre le rayonnement global calculé et mesuré.....	64
IV-6-Calcul d'erreur	64
IV-7-Résultats obtenus	65
IV-8-Conclusion.....	66
Conclusion général.....	67
References bibliographies.....	68

Liste des figures

Chapitre I

Figure I.1: Situation Terre – soleil	05
Figure I.2: Mouvement de la Terre autour du soleil	06
Figure (I-3) : Coordonnées terrestre	07
Figure(I-4): Repère équatorial	07
Figure (I-5): Variation de la déclinaison solaire en fonction du jour de l'année	09
Figure (I-6): Angle horaire ω du soleil	09
Figure (I-7): Variation de la l'angle horaire en fonction du temps	11
Figure (I-8) : Coordonnées horizontales [4].	11
Figure(I-9): Variation de la hauteur du soleil au cours d'une journée	12
Figure (I-10): Variation de l'azimut en fonction du temps	13
Figure (I-11): Variation de la durée astronomique au cours de l'année	14
Figure (I-12) : Variation de l'équation de temps en fonction du jour de l'année	15
Figure (I-13) : La différence entre le temps solaire vrai et le temps légal	17
Figure (I-14): Paramètres du capteur.	18
Figure (I-15): Angle d'incidence sur un plan horizontal	20
Figure(I-16): Exemple d'une onde électromagnétique	21
Figure (I-17): Densité spectrale de l'éclairement énergétique du rayonnement solaire direct.	22
Figure (I-18): Différentes propriétés des ondes électromagnétiques	22
Tableau (I-19) : Répartition spectrale de l'atmosphère [4].	23
Figure (I-20): Évolution annuelle de la constante solaire	25
Figure (I-21) : Irradiation journalière	26

Chapitre II

Figure (II-1) : Stratification verticale de l'atmosphère [4].	28
Figure(II-2) : variation de la masse atmosphérique en fonction de la hauteur du soleil	33
Figure(II-3): Variation de la masse atmosphérique au cours d'une journée selon les formules proposées [7,8].	34
Figure (II-4): Diffusion du rayonnement solaire.	36
Figure (II-5): Types de réflexion	39
Figure (II-6) : Composantes du rayonnement solaire au niveau du sol [12].	39
Figure(II-7): Bilan énergétique des échanges radiatifs entre le sol et l'atmosphère [10]	40
Figure(II-8): Héliographe de Campbell-Stokes [17].	42
Figure (II-9): Héliographe à fibres optique [17].	42
Figure(II-10) : Pyranomètre [17].	42
Figure (II-11) : Pyréliomètre [17].	42

Chapitre IV

Figure(IV-1) : Comparaison du rayonnement direct mesuré et calculé par le modèle de Bird & Hulstrom – Site: Laghouat.	56
Figure (IV-2): Comparaison du rayonnement direct mesuré et calculé par le modèle d' Hoyt Site: Laghouat.	57
Figure(IV-3) : Comparaison du rayonnement direct mesuré et calculé par le modèle de Lui & Jordan – Site: Laghouat	57
Figure(IV-4) : Comparaison du rayonnement direct mesuré et calculé par le modèle de Bird & Hulstrom – Site: Alger	57
Figure(IV-5) : Comparaison du rayonnement direct mesuré et calculé par le modèle d' hoyt Site: Alger.	58
Figure(IV-6) : Comparaison du rayonnement direct mesuré et calculé par le modèle de	58

Lui & Jordan – Site: Alger.	
Figure(IV-7): Comparaison du rayonnement diffus mesuré et calculé par le modèle de Bird & Hulstrom – Site: Laghouat	58
Figure(IV-8) : Comparaison du rayonnement diffus mesuré et calculé par le modèle d’ Hoyt Site: Laghouat	59
Figure(IV-9) : Comparaison du rayonnement diffus mesuré et calculé par le modèle de Lui & Jordan – Site: Laghouat	59
Figure (IV-10): Comparaison du rayonnement diffus mesuré et calculé par le modèle de Bird & Hulstrom – Site: Alger	59
Figure(IV-11) : Comparaison du rayonnement diffus mesuré et calculé par le modèle d’ Hoyt - Site: Alger.	60
Figure(IV-12) : Comparaison du rayonnement diffus mesuré et calculé par le modèle de Lui & Jordan – Site: Alger.	60
Figure (IV-13) : Comparaison du rayonnement global mesuré et calculé par le modèle de Bird & Hulstrom– Site: Laghouat.	60
Figure (IV-14) : Comparaison du rayonnement global mesuré et calculé par le modèle d’Hoyt – Site: Laghouat.	61
Figure (IV-15) : Comparaison du rayonnement global mesuré et calculé par le modèle de Lui & Jordan – Site: Laghouat.	61
Figure (IV-16) : Comparaison du rayonnement global mesuré et calculé par le modèle de Bird & Hulstrom– Site: Alger.	61
Figure (IV-17) : Comparaison du rayonnement global mesuré et calculé par le modèle d’ Hoyt – Site: Alger	62
Figure (IV-18) : Comparaison du rayonnement global mesuré et calculé par le modèle de Lui & Jordan – Site: Alger	62

Liste des tableaux
Chapitre II

Tableau (II-1): Composition chimique de l'atmosphère [5].	29
Tableau (II-2): Paramètres α et β selon différents états de l'atmosphère	37
Tableau (II-3): Quelques valeurs d'albédo	38

Chapitre III

Tableau (III-1) : Les coefficients: A, B et C pour le modèle de Lui & Jordan [22-25]	51
---	-----------

Chapitre IV

Tableau (IV-1): Coordonnées géographiques des sites utilisés	56
Tableau (IV-2): Erreur relative moyenne entre les valeurs mesurées du rayonnement direct et celles calculées par les quatre modèles – Site: Laghouat	64
Tableau (IV-3): Erreur relative moyenne entre les valeurs mesurées du rayonnement diffus et celles calculées par les quatre modèles – Site: Laghouat	64
Tableau (IV-4): Erreur relative moyenne entre les valeurs mesurées du rayonnement direct et celles calculées par les quatre modèles – Site: Alger.	64
Tableau (IV-5): Erreur relative moyenne entre les valeurs mesurées du rayonnement diffus et celles calculées par les quatre modèles – Site: Alger	65
Tableau (IV-6): Erreur relative moyenne entre les valeurs mesurées du rayonnement global et celles calculées par les quatre modèles – Site: Laghouat.	65
Tableau (IV-7): Erreur relative moyenne entre les valeurs mesurées du rayonnement global et celles calculées par les quatre modèles – Site: Alger.	65

δ : Déclinaison du Soleil.

n_j : Numéro du jour de l'année.

ω : L'angle horaire [degré].

φ : Latitude du lieu [degré].

α_z : Azimut de la normale au plan [degré].

θ_z : La distance zénithale.

D_{TS} : Distance terre – soleil.

I_d : Eclairement dû au rayonnement diffus total, normal,).

I_{da} : Eclairement dû au rayonnement diffus par les aérosols, normal,).

I_{dm} : Eclairement dû au rayonnement diffus après multi réflexions, normal.

I_{dr} : Eclairement dû au rayonnement diffus par les molécules d'air, normal).

I_g : Eclairement dû au rayonnement global calculé sur un plan horizontal, normal).

I_n : Eclairement du au rayonnement direct calculé sur un plan normal).

C_{sc} : Constante solaire corrigé par la variation distance terre-soleil, normal).

m_a : Masse d'air corrigée.

m_r : Masse d'air relative.

P : Pression atmosphérique, (mb).

P_0 : Pression atmosphérique au niveau de la mer, (mb).

U_1 : Epaisseur d'eau condensable corrigée.

U_3 : Trajet optique du rayonnement solaire à travers la couche d'ozone.

Introduction générale

Introduction générale

Le soleil est l'origine principale de l'énergie disponible sur Terre. Ceci inclut les énergies renouvelables comme l'énergie solaire photovoltaïque et thermique, l'énergie éolienne, l'énergie géothermique,

L'énergie solaire est utilisée de différentes manières, soit dans les systèmes photovoltaïques pour la production d'électricité ou dans les systèmes thermiques (chauffe-eau solaires) pour la production d'eau chaude, domaine où l'on connaît un développement considérable particulièrement dans le secteur de l'habitat. Cette énergie a l'avantage d'être inépuisable et extrêmement abondante (la Terre reçoit en une seule année par le soleil mille fois l'équivalent des réserves mondiales connues de pétrole [1]). De plus, elle se prête parfaitement à une production décentralisée car sa mise en œuvre ne nécessite pas obligatoirement une lourde infrastructure de distribution. Néanmoins, elle présente l'inconvénient d'être très fluctuante : elle varie fortement dans l'espace et dans le temps (à différentes échelles) en fonction des paramètres astronomiques et météorologiques.

L'Algérie est un pays potentiellement intéressant pour l'exploitation de l'énergie solaire. En effet, elle dispose sur un territoire d'un gisement solaire considérable, plus de 3000 heures d'ensoleillement en moyenne par an sur très grande partie de son territoire. Bien que les conditions (géographiques, climatiques et météorologiques) soient très favorables, l'énergie solaire n'a pas encore percé et ce marché demeure encore presque vierge. Il est donc d'intérêt majeur, pour un pays comme le notre, de pouvoir estimer les potentialités offertes par ce type d'énergie afin d'identifier les moyens possibles et efficaces de s'en servir dans une perspective de politique énergétique du pays.

Le gisement solaire est l'ensemble de données décrivant l'évolution du rayonnement solaire en un lieu donné et au cours d'une période donnée. Son étude représente le point de départ de toute investigation dans le domaine de l'énergie solaire. Elle est utilisée pour simuler le dimensionnement et l'optimisation des systèmes utilisant l'énergie solaire tenue des demandes en énergie à satisfaire.

La connaissance du potentiel énergétique solaire en un site donné est un paramètre important pour les concepteurs des systèmes de conversion de l'énergie solaire en énergie électrique (modules photovoltaïques) ou de production d'eau chaude (capteurs plans à concentration).

Sur le territoire national, les stations météorologiques collectent les différentes données météorologiques et quelques données radiométriques seulement. A cet effet, il s'avère nécessaire d'appliquer les modèles destinés à estimer les principales composantes du rayonnement solaire incident sur le sol.

La reconstitution des radiations solaires au sol, permet aux concepteurs des systèmes d'énergie solaire de disposer de séquences de données d'irradiation solaire fiables, précises et aisément applicables au dimensionnement de tels systèmes et à leur implantation en n'importe quel site de territoire national. Aussi, le besoin de données d'insolation est d'une importance capitale aussi bien dans la conception et le développement de ces systèmes que dans l'évaluation de leurs performances.

Afin de connaître le gisement solaire, c'est-à-dire les fluctuations du rayonnement solaire utilisable au cours d'une journée ou d'une année sur l'étendue d'un pays, il existe deux sources d'informations : les mesures de rayonnement effectuées dans les stations météorologiques et radiométriques et l'estimation théorique. La première est la plus directe, et donc la plus précise mais pas toujours disponible car en Algérie, par exemple, les stations météorologiques sont peu nombreuses et parfois très distantes les unes des autres. L'autre méthode fait appel à des modèles d'estimation du rayonnement à partir d'un jeu de paramètres d'entrée.

L'objectif du travail entrepris dans ce mémoire de Master est de faire une synthèse (taxonomie) des principales approches, méthodes et techniques, appliquées dans la reconstitution des composantes solaires au sol 'quantification et qualification du gisement solaire', tout en analysant les avantages et les limites de chacune d'elles. Nous tenterons aussi de faire une analyse des données d'insolation, paramètre météorologique important et ce à l'échelle de quelques stations du territoire Algérien. Les modèles basés sur les mesures au sol sont des modèles radiométriques utilisant des équations mathématiques. Ils permettent de calculer les différentes données solaires à savoir : l'énergie solaire horaire et quotidienne, la durée d'insolation, le temps de lever et de coucher du soleil et bien d'autres paramètres.

Ces modèles nécessitent d'une part la connaissance des paramètres météorologiques, dont la température, l'humidité relative, la pression atmosphérique, la durée d'insolation, et d'autre part les coordonnées géographiques du lieu étudié, comme la latitude, la longitude et l'altitude. On peut décomposer les modèles radiométriques en trois grandes familles : les modèles semi empiriques, les modèles météorologiques et les modèles spectraux.

Les modèles semi empiriques permettent de calculer les valeurs horaires des différentes composantes du rayonnement solaire. Dans notre travail, nous en avons choisi quatre modèles proposés dans la littérature par divers scientifiques et chercheurs. Ce sont : le modèle de Bird & Hulstrom, modèle d' Hoyt, et le modèle de Liu & Jordan.

Afin de valider ces modèles, nous avons choisi deux stations météorologiques dans deux sites algériens : Laghouat et Alger où des mesures régulières et précises effectuées par leurs appareils, permettent de faire une comparaison avec les résultats obtenus par la simulation.

La démarche méthodologique de notre travail s'articule autour de quatre chapitres qui s'enchaînent de la théorie à la pratique. Ces chapitres sont décrits en détails dans la partie sommaire de ce mémoire.

Chapitre I
**Généralités sur le rayonnement
solaire au sol**

I-1-Introduction

Le rayonnement solaire une énergie électromagnétique libérée par les réactions thermonucléaires au sein du soleil. Ce sont des réactions de fusion transformant des noyaux d'hydrogène en noyau d'hélium avec une émission d'énergie qui donne naissance à un rayonnement électromagnétique centré sur la gamme du visible. Cette émission est assez proche de celle émise par un corps noir¹ porté à une température légèrement inférieure à 5800 Kelvins. Malgré la distance entre le soleil et notre planète, l'impact du rayonnement solaire sur la terre représente un apport énergétique important. En effet, on peut estimer à 178.10^{12} kilowatts la puissance interceptée par l'hémisphère éclairé [1-5]. Sa répartition n'est pas uniforme, ni d'un point de vue géographique, ni temporellement. Hors atmosphère, ce rayonnement est parfaitement décrit par des équations mathématiques via les paramètres astronomiques. La connaissance de la position du soleil dans le ciel à tout instant et en tout lieu est nécessaire pour l'étude de l'énergie interceptée. Les heures de lever et de coucher ainsi que la trajectoire du soleil dans le ciel au cours d'une journée permettent d'évaluer le gisement solaire pour un site donné. Aussi, ce chapitre sera consacré à rappeler quelques notions de base.

I-2-Position géométrique du soleil

I-2-1-Définition

Le soleil est une étoile située à environ 150 millions de kilomètres de la Terre. Vu de notre planète, il se présente sous la forme d'un disque assez homogène, son rayon est 109 fois celui de la Terre (soit 696 000 km) et sa masse 333 000 fois celle de notre planète (soit 2.10^{30} kg) [2].

Le soleil est composé de 80% d'hydrogène, de 19% d'hélium, le 1% restant étant un mélange de plus de 100 éléments lourds (Fer, Néon, l'Azote, Silicium, ...).

¹ **Un corps noir** est par définition un corps idéal parfaitement absorbant pour la lumière et parfaitement émissif pour le rayonnement thermique.

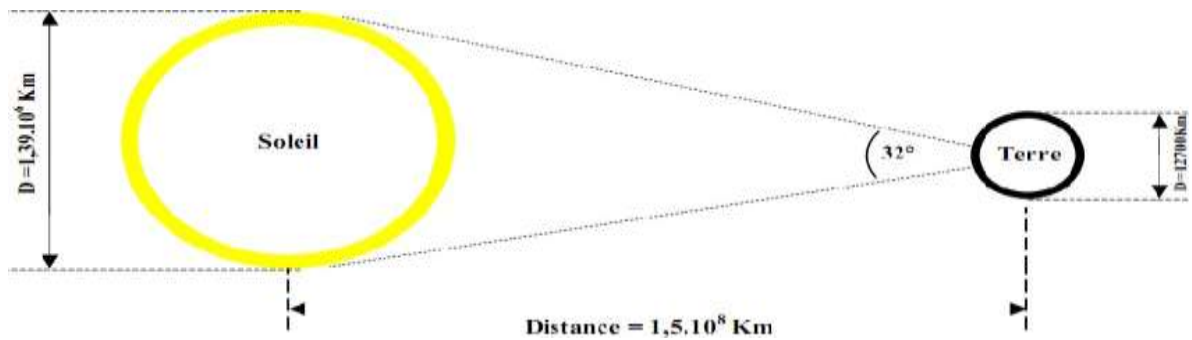


Figure (I-1): Situation Terre – soleil.

I-2-Mouvements de la Terre autour du Soleil

La Terre fait un tour autour du Soleil en un an, dans un plan appelé « écliptique ». La Terre tourne 365.25 jours sur elle-même pendant qu'elle fait, dans le même sens, un tour autour du Soleil (**Figure I-2**). Pendant cette révolution annuelle, l'axe de rotation de la Terre reste parallèle à lui-même, mais est incliné de 23.5° par rapport à la normale au plan de l'écliptique².

Le mouvement de la Terre autour du Soleil s'effectue à une vitesse orbitale d'environ 30 km/s, entraînant à chaque année un parcours d'environ un milliard de kilomètres. Du point de vue du pôle Nord de la Terre, cette dernière parcourt son orbite dans le sens antihoraire. Cette direction correspond, à midi, à l'ouest d'un observateur situé sur l'équateur terrestre.

Au solstice d'hiver (21 décembre) que la terre est le plus près du soleil: 147 millions de Km et au solstice d'été qu'elle en est le plus éloigné: 153 millions de Km, la distance moyenne étant de 149,5 millions de Km. La terre coupe le petit axe de son orbite aux équinoxes de printemps (21 Février) et d'automne (21 septembre). Elle tourne sur elle-même avec une période de 24 heures. Son axe de rotation (l'axe des pôles) à une orientation fixe dans l'espace, il fait un angle avec la normale du plan de l'écliptique [3].

L'axe de rotation de la Terre sur elle-même est incliné par rapport au plan de l'écliptique céleste. On appelle déclinaison δ l'angle formé par l'axe Terre -Soleil avec le plan équatorial. La déclinaison varie de $+23^\circ 45'$ solstice d'été (21 juin), à $-23^\circ 45'$ solstice d'hiver

(23 décembre), elle s'annule deux fois par an les 21 Février et 23 Septembre (ce sont les équinoxes) et elle est responsable des saisons. Les parties diurnes et nocturnes de la journée ont alors la même durée aux équinoxes la déclinaison passe par 0° ($-23^\circ 45' < \delta < +23^\circ 45'$) [4].

² L'écliptique est le plan de l'orbite de la Terre autour du soleil.

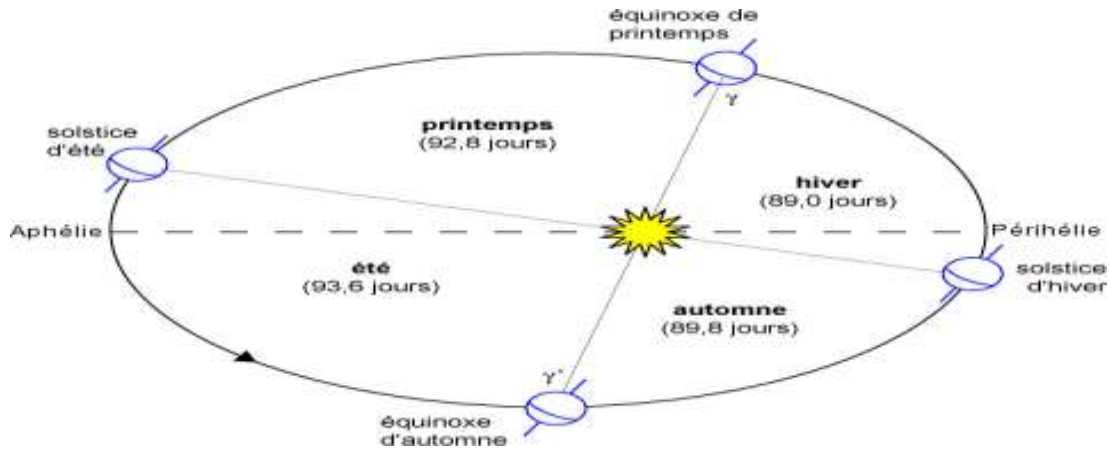


Figure (I-2): Mouvement de la terre autour du soleil [5].

I-2-3-Position du soleil par rapport à la terre

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

I-3- Paramètres géographiques

I-3-1- La latitude φ : donne la localisation d'un point par rapport à l'équateur, elle varie de 0° à l'équateur à 90° N (ou S) aux pôles. Elle représente la distance angulaire du site S par rapport au plan de l'équateur.

φ varie de -90° à $+90^\circ$

tel que :

$$\begin{cases} \varphi > 0 & \text{Vers le Nord} \\ \varphi < 0 & \text{Vers le Sud} \end{cases}$$

I-3-2- La longitude ψ : permet de localiser un point à l'Est ou à l'Ouest d'une ligne Nord- Sud de référence appelée le méridien Greenwich.

Ψ varie de -180° à $+180^\circ$

tel que :

$$\begin{cases} \psi > 0 & \text{à l'est du méridien de Greenwich} \\ \Psi < 0 & \text{à l'ouest du méridien de Greenwich} \end{cases}$$

I-3-3- L'altitude θ_z : L'altitude est aussi une grandeur qui exprime un écart entre un point donné et un niveau moyen, le plus souvent le niveau de la mer (ou niveau 0). Les sommets sont associés à une altitude, calculée par divers moyens indirects (géodésie, triangulation)[6].

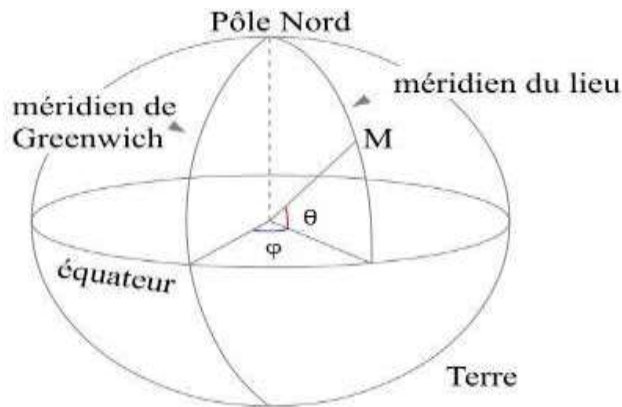


Figure (I-3) : Coordonnées terrestre.

I-4-Paramètres astronomiques

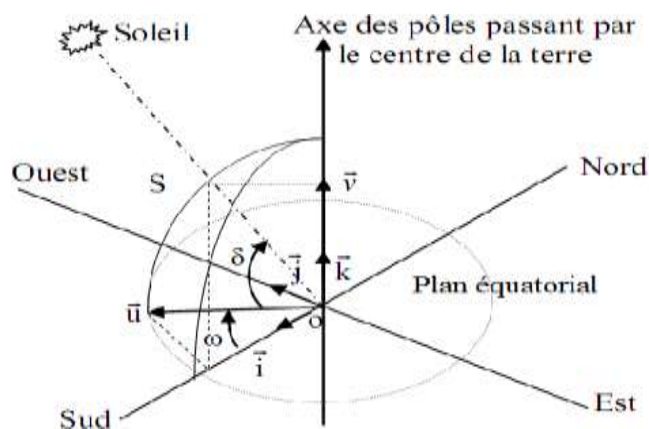
I-4-1- Repérage d'un site à la surface terrestre

- Les coordonnées géométriques utilisées pour déterminer la localisation d'un point sur la surface terrestre sont .
- La latitude et la longitude, qui sont calculées en angle et qui s'expriment en degrés, minutes et secondes d'angle.

I-4-1-1-Coordonnées du soleil

Pour un lieu donné, la position du soleil est repérée à chaque instant de la journée et de l'année par deux systèmes de coordonnées différents:

- Par rapport au plan équatorial de la terre (repère équatorial).
- Par rapport au plan horizontal du lieu



Figure(I-4): Repère équatorial.

Pour un lieu donné on repère la direction du soleil de deux manières :

- par rapport au plan horizontal du lieu désigné par les coordonnées horizontales liées à un point donné de la Terre.
- par rapport au plan équatorial de la terre désigné par les coordonnées équatoriales.

I-4-1-1-Coordonnées équatoriales

Le mouvement du soleil est repéré par rapport au plan équatorial de la Terre à l'aide de deux angles : la déclinaison δ et l'angle horaire ω .

I-4-1-1-1-L'angle horaire (H)

C'est l'angle que font sur le plan équatorial les projections de la direction du soleil et de la direction du sud pour le lieu considéré figure (I-5). Il rend compte de la rotation quotidienne de la terre autour de l'axe des pôles et on a la relation:

$$1 \text{ de temps} = 15^\circ \text{ d'angle horaire [7].}$$

$$H < 0 \text{ le matin}$$

$$H > 0 \text{ après midi}$$

$$H = 0 \text{ à midi}$$

I-4-1-1-2-La déclinaison du soleil (δ)

C'est l'angle de la direction du soleil avec le plan équatorial figure (I-6-2).

δ varie entre deux valeurs extrêmes : $-\delta_o \leq \delta \leq +\delta_o$

$$\text{Avec : } \delta_o = 23 \cdot 45^\circ$$

La déclinaison δ (n_j), en fonction du jour de l'année compté à partir du 1^{er} janvier, c.-à-d. il varie de 1 à 365 ou 366 selon l'année

$$\text{Année civile : } n_j = 365 \text{ jours.}$$

$$\text{Année bissextile : } n_j = 366 \text{ jours.}$$

La déclinaison varie sinusoidalement au cours de l'année. Elle est maximum (23.45') le 22 juin, au solstice d'été; minimum (-23.45'), le 21 décembre, au solstice d'hiver. Aux périodes de solstice, les variations de la déclinaison sont .

La déclinaison est nulle le 21 mars et le 23 septembre, aux équinoxes de printemps et d'automne, périodes de variation rapide de la déclinaison faibles d'un jour à l'autre. Plusieurs chercheurs ont proposé des formules permettant de calculer la déclinaison, l'expression suivante permet de le faire avec précision

Est représentée par la formule approchée suivante [7]:

$$\delta = 0.302 - 22.93 \cos(\omega'n_j) - 0.229 \cos(2\omega'n_j) - 0.243 \cos(3\omega'n_j) + 3.851 \sin(\omega'n_j) + \sin(2\omega'n_j) - 0.055 \sin(3\omega'n_j) \quad \text{(I-1-a)}$$

Où les arguments des fonctions trigonométriques sont comptés en radia

$$\omega' = 2\pi/365 \tag{I-1-b}$$

En exprimant tous les angles en degrés, on trouve l'équation suivante de Cooper qui est donnée par l'équation (3)

$$\delta = 23.45^\circ \sin \left[\frac{\omega'}{365} (nj + 284)^\circ \right] \tag{I-1-c}$$

On peut écrire aussi :

$$\delta = 23.45^\circ \sin \left[\frac{\omega'}{365} (nj - 81)^\circ \right] \tag{I-1-d}$$

A l'aide d'un code en Matlab, on peut tracer les formules précédentes donnant la valeur de la déclinaison solaire en fonction du jour de l'année à régient de Laghouat (Figure I-5).

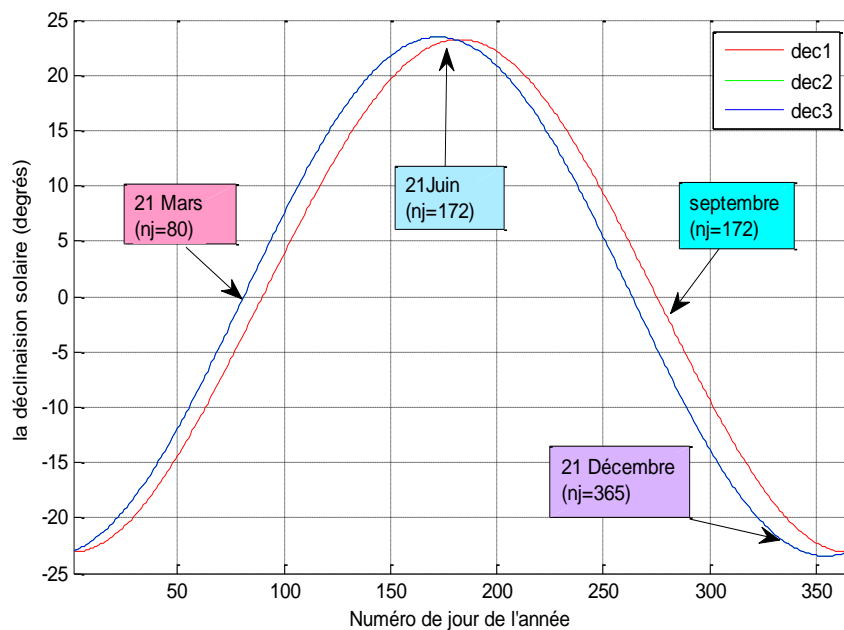


Figure (I-5): Variation de la déclinaison solaire en fonction du jour de l'année.

I-4-1-1-3-Angle horaire du soleil

A chaque moment, il est plus pratique de calculer le temps en degrés qu'en heures. L'unité est l'angle horaire (24 h représente 360° horaires). L'angle horaire est l'angle compris entre la méridienne origine passant par le sud et la projection de la direction du soleil sur le plan équatorial, il mesure la course du soleil dans le ciel.

$$\omega = 15(12 - \text{TSV}) \text{ , (degré)} \tag{I-2}$$

$$\text{Avec: } \begin{cases} \text{TSV} = \text{TL} - \text{DE} + \left(\frac{\text{ET}+4\text{L}}{60}\right) \\ \text{Et} = 9,87 \cdot \sin N' - 7,35 \cdot \cos N' - 1,5 \cdot \sin \\ N' = \frac{360}{365} (nj - 81) \text{ , } \Delta H = +1 \text{ pour l'algré} \end{cases}$$

- ✚ ΔH : décalage horaire par rapport au méridien de Greenwich.
- ✚ TSV : temps solaire vrai = temps repéré de façon que le soleil se trouve au zénith à midi.
- ✚ TL : temps légal = temps donné par une montre.
- ✚ Et : correction de l'équation du temps .
- ✚ λ : longitude du lieu.
- ✚ L'angle horaire H varie de -180° à $+180^\circ$

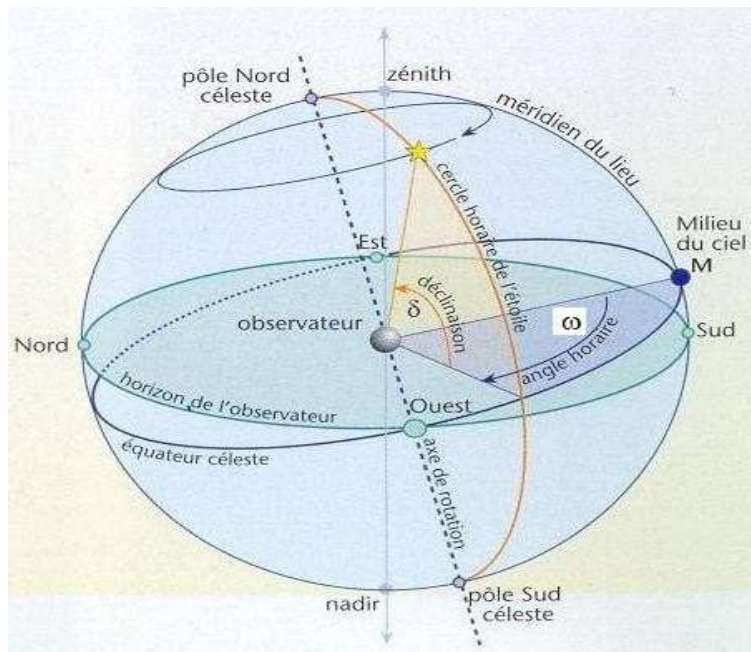


Figure (I-6): Angle horaire ω du soleil.

L'angle horaire se mesure à partir du midi solaire, il est positif s'il est avant midi et négatif s'il est après midi (ω vaut 0° à midi, -90° à 18 heures et 90° à 6 heures, en temps solaire vrai, chaque heure le décale de 15° , positifs le matin et négatifs l'après midi).

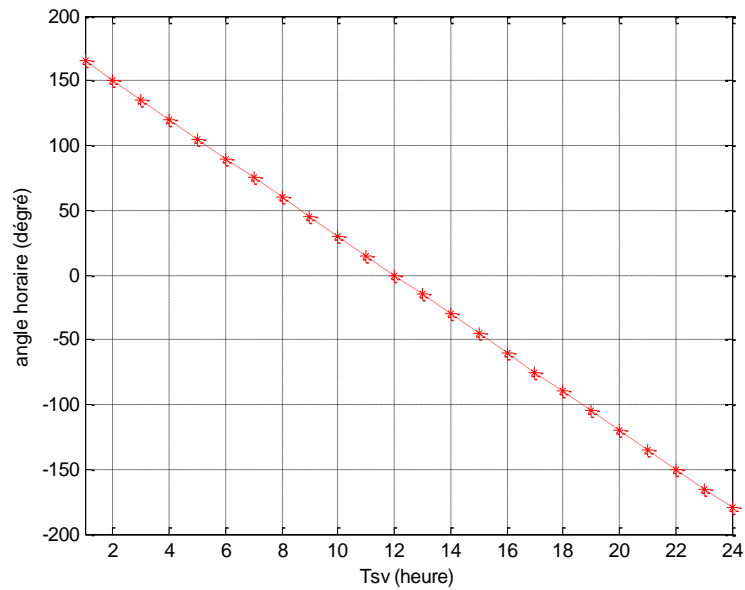


Figure (I-7): Variation de la l'angle horaire en fonction du temps.

I-4-1-2-Coordonnés horizontales

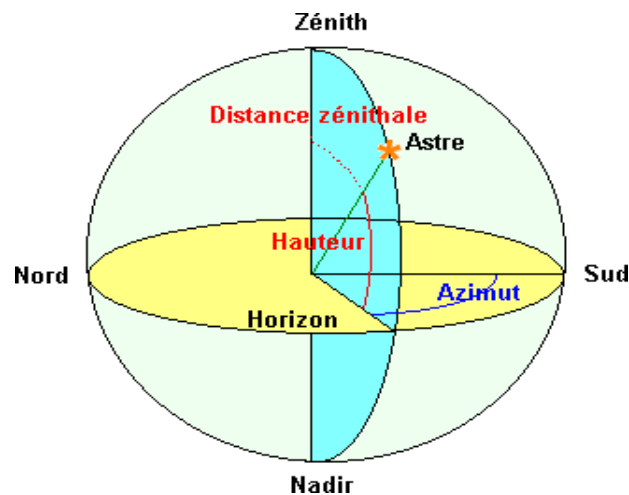


Figure (I-8) : Coordonnées horizontales [4].

I-4-1-2-1-La hauteur du soleil (h) :

C'est l'angle que fait la direction du soleil avec sa projection sur le plan horizontal. La hauteur du soleil varie à chaque instant de la journée et de l'année selon la relation suivante:

$$\sin(h) = \cos(\delta) \cos(\varphi) \cos(H) + \sin(\varphi) \sin(\delta) \tag{I-3}$$

Varie entre 90 et -90

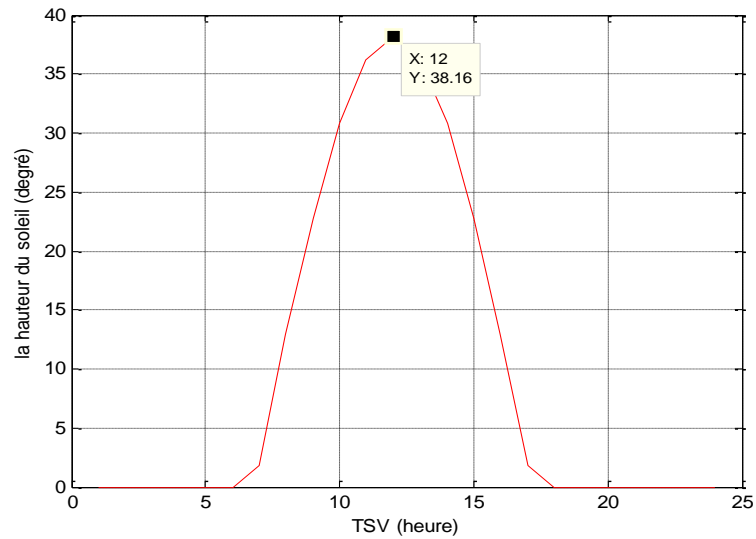
Zénith : h = +90

Nadir : h = -90

$h > 0$ correspond au jour

$h < 0$ correspond au nuit

$h = 0$ correspond au lever et au coucher du soleil



Figure(I-9): Variation de la hauteur du soleil au cours d’une journée.

I-4-1-2-2- L'azimut du soleil (a_z):

C'est l'angle que fait sur le plan horizontal la projection de la direction du soleil avec la direction du sud. Cet angle (a) est noté avec les mêmes conventions que l'azimut du plan α [6].

$$\text{Sin}(a_z) = \frac{\cos(\delta) + \sin(\omega)}{\cos(h)} \tag{I-4}$$

Avec a_z varie entre -180° et $+180^\circ$

Telque :

$$\left\{ \begin{array}{l} a > 0 \text{ vers le oust} \\ a < 0 \text{ vers leest} \\ a = 0 \text{ direcyion du sud} \end{array} \right.$$

α varie entre -90° et $+90^\circ$:

- $\alpha = -90^\circ$ plan Est orienté vers le nord
- $\alpha = 180^\circ$ plan Nord orienté vers le nord
- $\alpha = +90^\circ$ plan Ouest orienté vers l'ouest

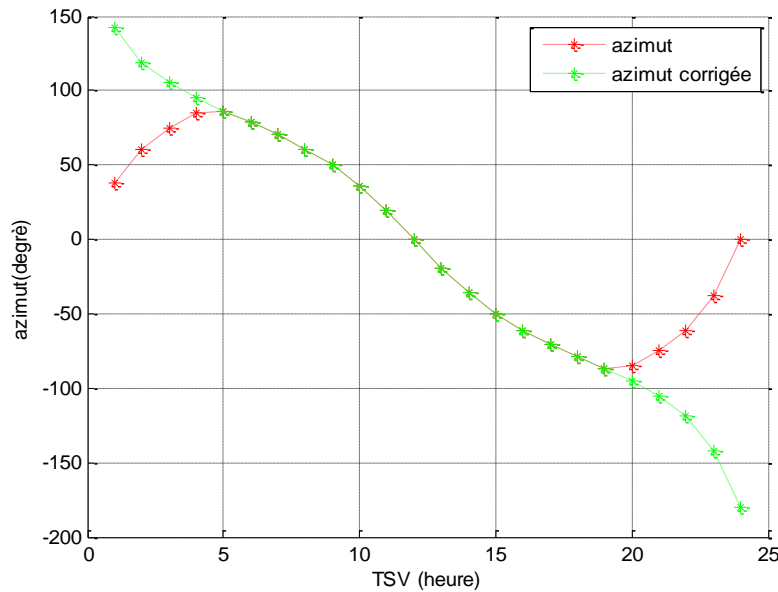


Figure (I-10): Variation de l’azimut en fonction du temps par le mois Décembre .

I-4-2-Durée astronomique du jour

Le jour est le temps qui sépare le lever et le coucher du soleil. Deux instants particuliers de la journée qui donne une hauteur h du soleil nulle sont appelés : le lever et le coucher du soleil [8].

La relation donnant la hauteur du soleil peut écrire

$$\sin(h) = \cos(\delta) \cos(\varphi) \cos(H) + \sin(\varphi) \sin(\delta)$$

Au lever et au coucher du soleil : $h = 0$, à partir de l’équation (I-3) on trouve

$$\omega_s = \cos^{-1}[-\tan(\varphi) \cdot \tan(\delta)], \text{ (degré)} \tag{I-5}$$

La durée astronomique du jour est calculée en fonction de la latitude du site et de la déclinaison apparente laquelle dépend de la période de l’année considérée

$$Dj = \frac{2}{15} \cos^{-1}[-\tan(\varphi) \cdot \tan(\delta)] \text{ , (heurs)} \tag{I-6}$$

La durée astronomique du jour est maximale le 21 juin (le jour le plus long de l’année) et minimale le 21 décembre (le jour le plus court de l’année).

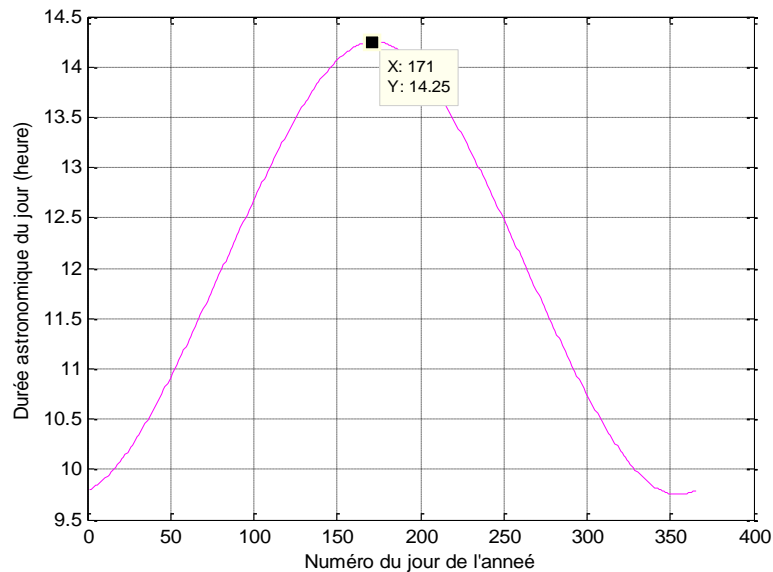


Figure (I-11): Variation de la durée astronomique au cours de l'année.

I-4-3- Temps solaires

I-4-3-1-Temps solaire moyen

La vitesse de la terre sur son orbite n'est pas constante au cours de l'année. Pour avoir un temps qui s'écoule à vitesse constante celui mesuré par les horloges, on définit donc un temps solaire moyen TSM. Le temps solaire moyen est basé sur un soleil moyen fictif qui se déplacerait à vitesse constante tout au long de l'année. C'est le temps qui sépare en moyenne deux passages successifs du soleil au méridien du lieu, la journée solaire moyenne a une durée

de 1 jour = 24h 00m 00s.

La durée d'un jour solaire moyen est de 24 **heures** quel que soit le jour de l'année [3].

I-4-3-2- Temps solaire vrai

Le temps solaire vrai ou apparent noté TSV c'est le temps indiqué sur les cadrans solaires. Il est basé sur le jour solaire apparent, qui est la durée entre deux retours successifs du Soleil au **méridien** local. Cette durée varie tout au long de **l'année** pour deux raisons :

- **L'inclinaison de l'axe** de la Terre par rapport au plan de l'écliptique.
- **L'excentricité de l'orbite** de la Terre.

À cause de ces particularités, les jours solaires apparents sont plus courts en **mars** et **septembre** qu'en **juin** et **décembre**.

Par définition le temps solaire vrai TSV en un lieu c'est l'angle horaire en ce lieu et à cet instant est donné comme suit :

$$\text{TSV} = 12 + \left(\frac{H}{15}\right) \quad (\text{I-8})$$

Avec :

TSV est en heures.

H est en degrés.

TSV = 12h pour la valeur nulle de l'angle horaire (c'est-à-dire midi).

L'écart entre TSV et TSM varie selon la date, mais est nul en moyenne.

L'expression de cet écart porte le nom de " Equation du temps " [3].

I-4-3-3- Équation du temps

La différence entre le temps solaire moyen et le temps solaire apparent est appelée **l'équation du temps**. Sur Terre, elle varie entre 17 minutes en moins et 14 minutes en plus:

$$E_t = \text{TSV} - \text{TSM}$$

L'équation du temps peut être approchée par la formule suivante [8]:

$$E_t(N) = 9.87 \sin 2N' - 7.53 \cos N' - 1.5 \sin N' \quad (\text{I-9})$$

Avec :

E_t est exprimée en minutes.

$N' = (360/365)(n_j - 81)$ exprimée en radians.

n_j numéro du jour de l'année ($n_j = 1$ le premier janvier).

La variation de l'équation du temps au cours de l'année est représentée par la figure (1-12).

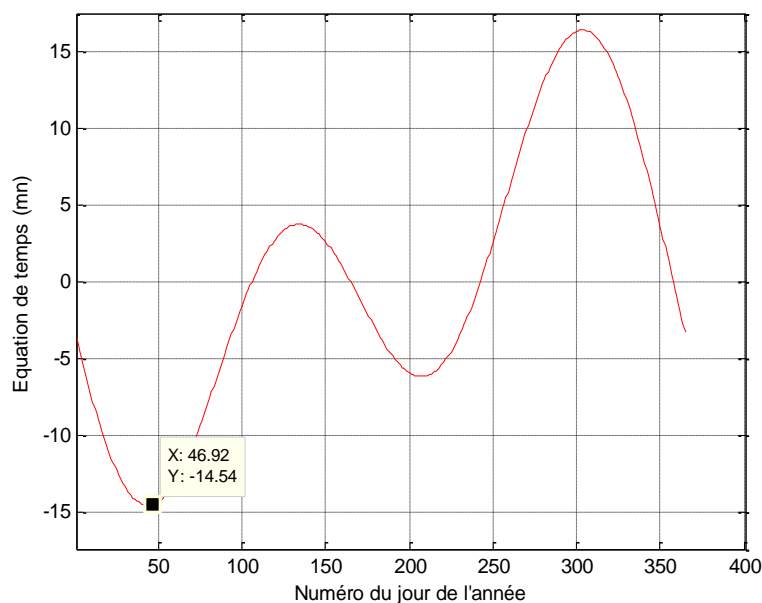


Figure (I-12) : Variation de l'équation de temps en fonction du jour de l'année.

I-4-3-4-Temps universel TU

C'est le temps solaire moyen du méridien fondamental (méridien de Greenwich).

Pour un lieu de longitude Ψ on a :

$$TSM = TU + \frac{\Psi}{15} \tag{I-10}$$

Avec : Ψ en degrés

T I-4-3-5-Temps légal TL

C'est l'heure officiel d'un état; c'est l'heure du fuseau horaire. La terre est divisée en 24 fuseaux de 15^0 de large centré sur les méridiens dont la longitude est multiple de 15:

$$TL = TU + \Delta \tag{I-11}$$

Avec : ΔH décalage horaire par rapport au méridien de Greenwich

$$\Delta H = TL \text{ (pour midi TU) } - 12 \tag{I-12}$$

I-4-3-4-6-Transition du temps légal vers le temps solaire vrai

En général, pour convertir le temps standard local 'TL' au temps solaire vrai TSV, on utilise l'équation (I.13.f)

$$TSV = TL - \Delta H + \left(\frac{ET+4L}{60} \right) \tag{I-13}$$

ΔH : est le décalage horaire par rapport au méridien de Greenwich. (Égale 1 pour l'Algérie).

TL: est le temps légal ou temps local standard, donné par une montre.

L: longitude du lieu.

Le terme relatif à l'équation du temps est généralement négligeable.

I-1-Exemple permettant de résumer ce titre:

Il est 13h à Ghardaïa, heure légale le 15 Août, quel est le temps solaire vrai ?

$$L = + 3.8^{\circ}, T = TU+1$$

$$ET = -5mn = - 0.08h.$$

$$TSV = (TL - 1 + (L/15) + ET) = (13-1 + 0.25 - 0.08) = 12h \text{ et } 10 \text{ mn.}$$

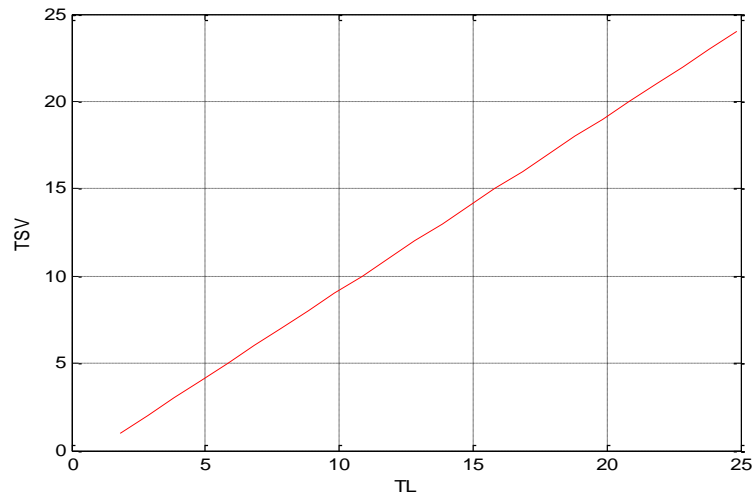


Figure (I-13): La différence entre le temps solaire vrai et le temps légal.

On a pris comme exemple la ville de Ghardaïa. Il apparaît clairement qu'il y a un décalage de presque une heure entre les deux temps.

La différence entre le temps solaire vrai et le temps légal dépend du numéro de jour de l'année d'une part et de la longitude du lieu d'autre part, pour un pays comme l'Algérie, cette différence varie autour d'une heure puisque l'effet de l'équation du temps et de la longitude est négligeable devant le décalage horaire par rapport au méridien de Greenwich.

I-4-4- Détermination de la position d'un plan quelconque

Un capteur quelconque est défini par deux angles (γ , α) :

d) La hauteur du capteur γ :

C'est l'angle que fait la normale du capteur et sa projection sur le plan horizontal.

$\gamma > 0$ plan tourné vers le haut

$\gamma < 0$ plan tourné vers le bas

γ varie entre -90° et $+90^\circ$:

$\gamma = -90^\circ$ plan horizontal tourné vers le haut

$\gamma = 90^\circ$ plan horizontal tourné vers le bas

$\gamma = 0$ plan vertical

e) Azimut du capteur α :

C'est l'angle que fait la projection de la normale sur le plan horizontal et la direction du sud.

$\alpha > 0$ vers l'ouest

$\alpha < 0$ vers l'est

$\alpha = 0$ plan Sud

α varie entre -90° et $+90^\circ$:

$\alpha = -90^\circ$ plan EST orienté vers le nord

$\alpha = 180^\circ$ plan Nord orienté vers le nord

$\alpha = +90^\circ$ plan Ouest orienté vers l'ouest

f) L'inclinaison β

L'inclinaison β du capteur par rapport au plan horizontal est donnée par :

$$\beta = 90 - \gamma$$

Dans la figure (I-11) présente les paramètres du capteur

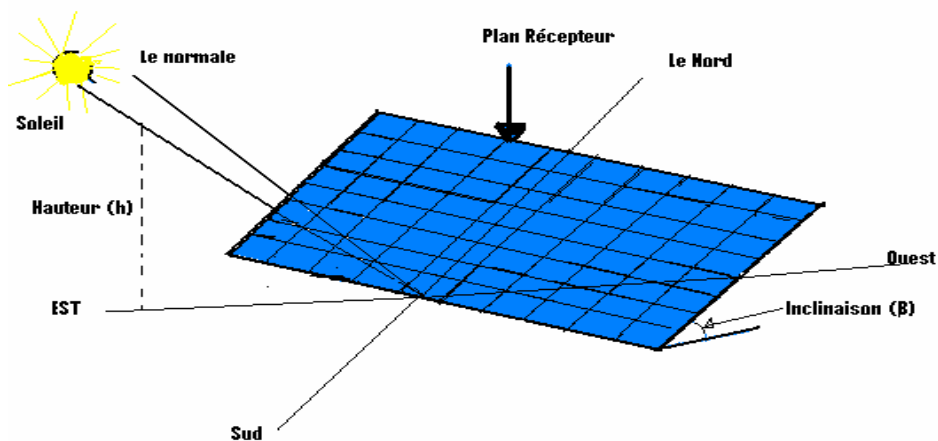


Figure (I-14): Paramètres du capteur.

I-4-5- L'angle d'incidence sur un plan quelconque

L'angle d'incidence i , c'est l'angle entre la direction du soleil et la normale au plan. Cet angle détermine l'importance du rayonnement direct intercepté par la paroi, il peut être déterminé dans les coordonnées horizontales ou dans les coordonnées verticales [3].

❖ **En coordonnées horizontales** : l'angle d'incidence est donné par

$$\cos(i) = \cos(\alpha - a) \cos(\gamma) \cos(h) + \sin(\gamma) \sin(h) \quad (I-14)$$

❖ **En coordonnées horaires** : l'angle d'incidence est donné par :

$$\begin{aligned} \text{Cos}(i) = & \sin(\alpha) \cos(\gamma) \sin(h) \cos(\delta) \quad (I-15) \\ & + \cos(\alpha) \cos(\gamma) [\cos(h) \cos(\delta) \sin(\varphi) - \sin(\delta) \cos(\varphi)] \\ & + \sin(\gamma) [\cos(h) \cos(\delta) \cos(\varphi) + \sin(\delta) \sin(\varphi)] \end{aligned}$$

Bien que cette formule soit plus lourde elle est généralement plus pratique à utiliser

En effet :

- Avec les coordonnées horizontales $i = i(\alpha, \gamma, a, h)$: deux valeurs a et h sont à déterminer pour connaître l'angle d'incidence sur un plan donné.
- Avec les coordonnées horaires $i = i(\alpha, \gamma, H, \delta, \varphi)$: pour un plan (α, γ) un lieu (φ) et un jour (δ) donnés, i est fonction de l'angle horaire, H , variable particulièrement pratique puisque il s'agit du temps. On exprimera donc $\text{Cos}(i)$ en faisant apparaître la variable H .

$$\text{Cos}(i) = A \sin(h) + B \cos(h) + C \quad (I-16)$$

Avec :

$$\begin{cases} A = A' \cos(\delta) \\ B = B' \cos(\delta) \\ C = C' \sin(\delta) \end{cases} \quad \begin{cases} A' = \sin(\alpha) \cos(\gamma) \\ B' = \cos(\alpha) \cos(\gamma) \sin(\varphi) + \sin(\gamma) \cos(\varphi) \\ C' = -\cos(\alpha) \cos(\gamma) \cos(\varphi) + \sin(\gamma) \sin(\varphi) \end{cases}$$

I-4-6-Plans particuliers importants

5) Plan horizontal

Pour le plan horizontal on a $\gamma = 90$

D'où :

$$A' = 0$$

$$B' = \cos(\varphi)$$

$$C' = \sin(\varphi)$$

où :

$$\cos(i) = \cos(\varphi) \cos(\delta) \cos(H) + \sin(\varphi) \sin(\delta) \quad (I-17)$$

6) Plan vertical

Pour le plan vertical on a $\gamma = 0$

D'où :

$$\begin{aligned} A' &= \sin(\alpha) \\ B' &= \cos(\alpha) \sin(\alpha) \\ C' &= -\cos(\alpha) \sin(\alpha) \end{aligned}$$

D'où :

$$\begin{aligned} \cos(i) &= \sin(\alpha) \cos(\varphi) \sin(H) \\ &+ \cos(\alpha) \sin(\varphi) \cos(\delta) \cos(H) \\ &- \cos(\alpha) \cos(\varphi) \sin(\delta) \end{aligned}$$

7) Plan Sud

Pour le plan sud on a $\alpha = 0$:

$$A'= 0 \quad B'= \sin(\gamma + \varphi) \quad C'= -\cos(\gamma + \varphi)$$

D'où :

$$\cos(i) = \sin(\gamma + \varphi) \cos(\delta) \cos(H) - \cos(\gamma + \varphi) \tag{I-18}$$

8) Plan TLE

C'est un plan sud d'inclinaison égale à la latitude on a $\alpha = 0$ et $\gamma = 90 - \varphi$

$$A'= 0 \quad B'= 1 \quad C'= 0$$

D'où : $\cos(i) = \cos(\delta) \cos(H)$

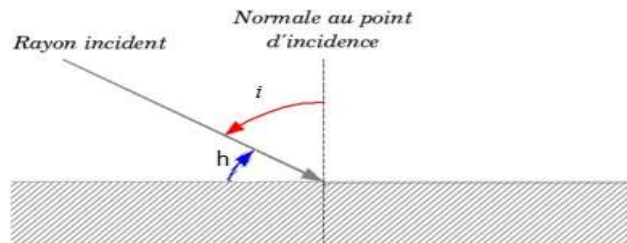


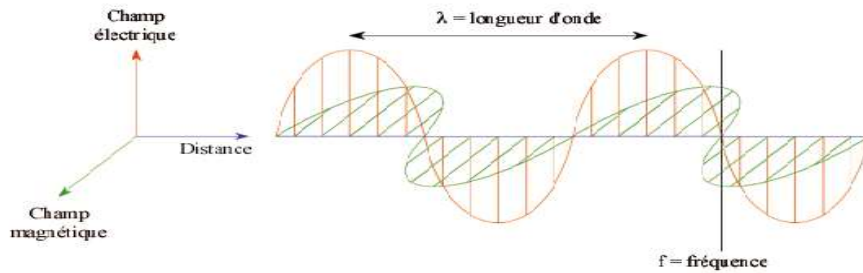
Figure (I-15): Angle d'incidence sur un plan horizontal.

I-5-Emission du soleil

I-5-1-Nature du rayonnement solaire

Il s'agit d'ondes électromagnétiques émises par le soleil. On parle de Rayonnement électromagnétique (REM) lorsque le rayonnement se comporte comme un champ de force dont les variations affectent les propriétés électriques et magnétiques de la matière.

La lumière est la partie visible du REM, celle que l'homme capte avec ses yeux.



Figure(I-16): Exemple d'une onde électromagnétique

I-5-2-Propagation des ondes électromagnétiques

Le rayonnement solaire se propage à la vitesse de la lumière; il lui faut donc, en moyenne, 499 secondes, soit 8 minutes et 19 secondes, pour atteindre notre atmosphère. La théorie corpusculaire de Max Planck³ prévoit que tout rayonnement de fréquence f peut être considéré comme un flux de photons dont l'énergie élémentaire est directement proportionnelle à cette fréquence ($E = hf$). De ce fait, ce sont les rayonnements de courte longueur d'onde (ou de haute fréquence) qui sont les plus énergétiques [2].

Notre œil perçoit une partie seulement du rayonnement solaire, celle située dans le domaine dit visible, dont les longueurs d'onde sont comprises entre 0,40 et 0,70 μm (certains auteurs placent la limite du visible à 0,77 μm pour que les contributions énergétiques du visible et du proche infrarouge soient égales). Le soleil émet cependant dans une large gamme de longueurs d'onde, allant des rayons gamma (longueurs d'onde inférieures à 10^{-12} m) aux grandes ondes radioélectriques (de longueur d'onde atteignant 1000 mètres), en passant par les rayons X, le rayonnement ultraviolet, le rayonnement visible, le rayonnement infrarouge et le rayonnement hyperfréquences.

La plus grande partie de l'énergie solaire est cependant rayonnée dans les domaines ultraviolet, visible et proche infrarouge: 99,2 % de l'énergie solaire hors atmosphère se trouve entre 0,2 μm et 4 μm . Au sol, par suite de l'absorption du rayonnement solaire par la vapeur d'eau, le spectre est limité vers le haut à 2,5 μm environ (Figure I-17).

³ Max Planck Célèbre physicien allemand (1858-1947), prix Nobel de physique en 1918, Max Planck est l'auteur en 1900 de la théorie du quanta.

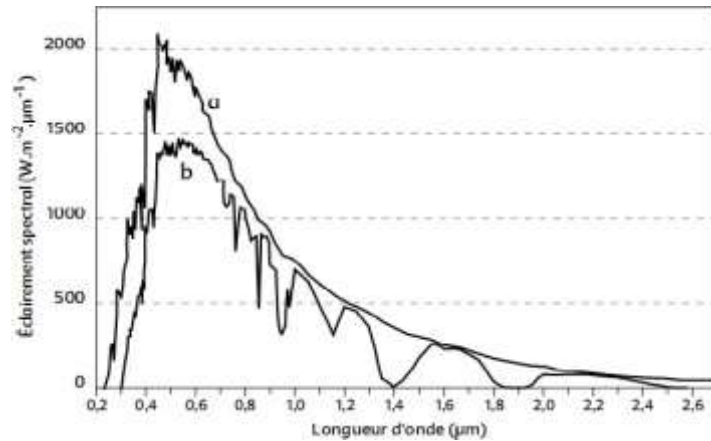


Figure (I-17): Densité spectrale de l'éclairement énergétique du rayonnement solaire direct.

a: Rayonnement solaire hors de l'atmosphère.

b: Rayonnement solaire direct au sol pour une hauteur du soleil de 65 degrés et une atmosphère claire standard [2].

I-5-3-Propriétés des ondes électromagnétiques

Parmi les nombreuses propriétés des ondes électromagnétiques, certaines sont fondamentales pour la compréhension des principes de base de l'énergie solaire et seront discutées un peu plus loin dans ce chapitre, Il s'agit de

- La réflexion
- L'absorption
- La diffusion

Ces propriétés seront décrites en détail dans le prochain chapitre.

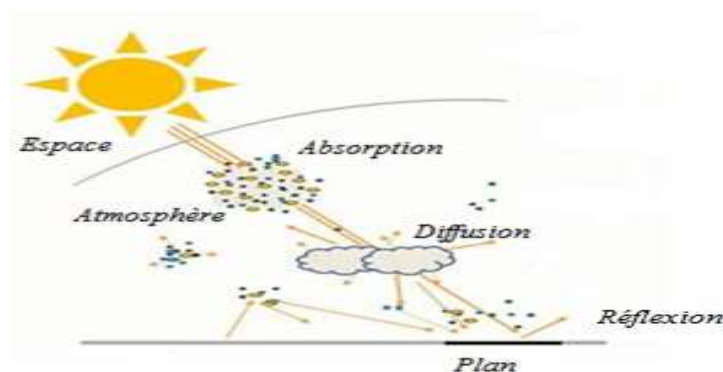


Figure (I-18): Différentes propriétés des ondes électromagnétiques.

I-5-4-Spectre du rayonnement solaire

Le rayonnement solaire est la lumière qui provient du soleil sous forme d'onde électromagnétique dont 98% d'énergie est comprise entre $\lambda = 0,25\mu\text{m}$ et $\lambda = 4\mu\text{m}$, le reste

représente 1% au-dessus et 1% au-dessous de cet intervalle (Tableau I-19).

La répartition d'énergie en fonction de la longueur d'onde est :

- Pour $0,25 \mu\text{m} < \lambda < 0,4\mu\text{m}$: c'est le domaine de l'ultraviolet (invisible), il représente 7 % de l'énergie totale émise par le soleil.
- Pour $0,4 \mu\text{m} < \lambda < 0,8\mu\text{m}$: c'est le domaine du visible, il représente 47,5 % de l'énergie totale émise par le soleil.
- Pour $0,8 \mu\text{m} < \lambda < 4 \mu\text{m}$: c'est le domaine de l'infrarouge (invisible), il représente 45,5 % de l'énergie totale émise par le soleil.

Le rayonnement solaire est assimilable à celui d'un corps noir à la température $T = 5800\text{K}$ dans l'intervalle du spectre $[0,25 \mu\text{m} \rightarrow 4\mu\text{m}]$ [4].

L'énergie rayonnée par le soleil n'est pas uniformément répartie pour

toutes les longueurs d'onde, elle passe par un maximum pour une longueur d'onde donnée par la loi de WIEN :

$$\lambda_m.T = 2898 \mu\text{m} . \text{K}$$

Pour : $T = 5800 \text{ K}$ $\lambda_m \approx 0,5\mu\text{m}$.

Le tableau (I-1) représente la répartition spectrale de l'atmosphère:

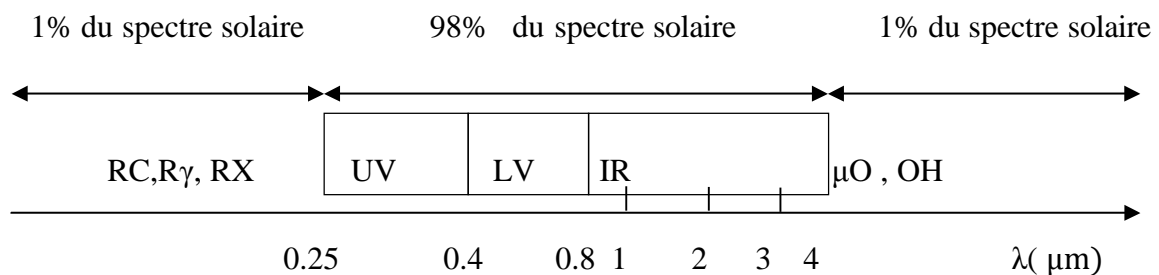


Tableau (I-19) : Répartition spectrale de l'atmosphère [4].

I-6-Le rayonnement solaire hors atmosphère

Le rayonnement solaire extraterrestre (hors atmosphère) est le rayonnement solaire qui frappe la surface de la couche atmosphérique.

I-6-1-Correction de la distance terre soleil

Les variations annuelles de la distance terre-soleil sont dues au fait que la trajectoire autour du soleil est une ellipse. Elles se traduisent par des variations du rayonnement hors atmosphère (l'éclairement solaire direct extra-terrestre).

Le coefficient de correction dû à cette variation de la distance a été déterminé à partir de la position de la terre sur son orbite en fonction du jour de l'année et est donné par l'équation (I-18-1)

$$C_{TS} = 1 + 0.033 \cos \left(\frac{360}{365} (nj - 3) \right) \quad (\text{I-18-1})$$

C_{TS} est maximum pour le 3 juillet (Aphélie).

C_{SS} est minimum pour le 3 janvier (Périhélie).

I-6-1-1-La constante solaire

La constante solaire est l'intensité d'énergie solaire qui tombe sur une surface perpendiculaire aux rayons solaires, cette surface se trouvant à la limite de l'atmosphère et à

une distance moyenne de 150.10^6 km (distance moyenne Terre – soleil). Elle est indépendante des conditions météorologiques. Par contre elle dépend de la distance terre-soleil. On peut l'exprimer ainsi

$$I_0 = \sigma T_S^{42} \left(\frac{R_S}{D_{TS}} \right)^2 \quad (\text{I-18-2})$$

T_S : Température du soleil égale à

5800 K. R_S : Rayon du soleil

(696.10^6 m).

D_{TS} : Distance moyenne terre soleil.

σ : Constante de Stéphane Boltzmann = $5.67.10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$.

En moyenne, la Terre reçoit donc 1367 W.m^{-2} en haute atmosphère et à la verticale face au soleil.

De façon plus simple, la constante solaire est une puissance qui nous parvient du soleil en absence de l'atmosphère, par unité de surface et sur un plan normal.

I-6-1-2-Correction de la constante solaire

La correction de la constante solaire est donnée par

$$I_{sc} = (nj) = I_0 \cdot C_{TS} \quad (\text{I-18-3})$$

I_{sc} : est la constante solaire corrigée.

I_0 : est la constante solaire moyenne qui est égale à 1367 W.m^{-2} .

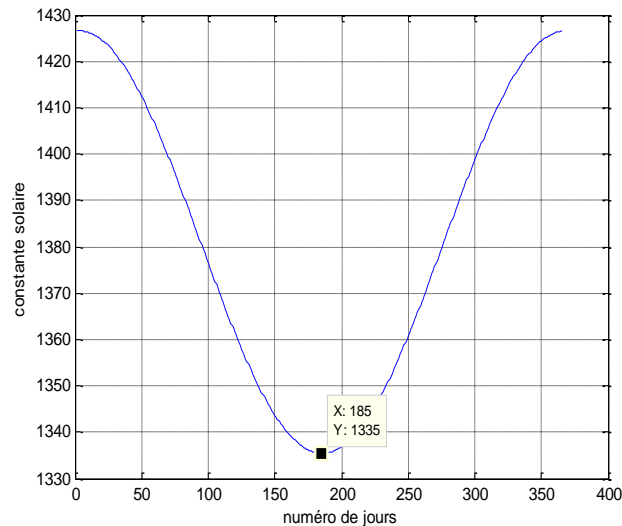


Figure (I-20): Évolution annuelle de la constante solaire.

D’après la figure (I-20), on remarque que le maximum est obtenu au mois de Janvier avec la valeur 1413 W. m⁻² et le minimum au début de Juillet avec une valeur de 1320 W.m⁻².

I-6-2-Flux solaire d’un plan horizontal

Le flux solaire d’un plan horizontal en dehors de l’atmosphère pour un site de hauteur **h** du soleil est défini comme la projection de flux normal sur ce plan horizontal

$$I_{0,h} = I_{sc} \cdot \sin(h) \tag{I-19}$$

I-6-3-Irradiation horaire sur un plan horizontal

L’irradiation globale horaire sur une surface horizontale, G_0 , est obtenue à l’aide de l’équation (I-20-1).

$$G_0(h, nj) = \int_{t_1}^{t_2} I_{sc}(nj) \cdot \sin(h(TSV)) dt \tag{I-20-1}$$

$$G_0(h, nj) = \frac{I_{sc}(nj)}{15} \left[\sin(\varphi) \sin(\delta) (\omega_2 - \omega_1) + \cos(\varphi) \cos(\delta) (\sin(\omega_2) - \sin(\omega_1)) \right] \tag{I-20-2}$$

δ et I_{sc} sont calculées par les expressions (I-1) et (I-16-c) respectivement, ω_1 et ω_2 désignent les angles horaires des deux temps t_1 et t_2 .

I-6-4-Irradiation journalière sur un plan horizontal

L’irradiation globale journalière sur une surface horizontale $G_0(nj)$ s’obtient en intégrant la relation (I-14) du lever au coucher du soleil par t_1 et t_c correspondent aux heures de lever et coucher du soleil. L’intégration donne alors le rayonnement extraterrestre sur une surface

horizontale pour une journée précise n_j de l'année. Désigne l'angle horaire au coucher du soleil sur plan horizontal, sa valeur peut être calculée par l'expression (I-11).

Notons que G_o est une densité d'énergie exprimée en Wh/m^2 .

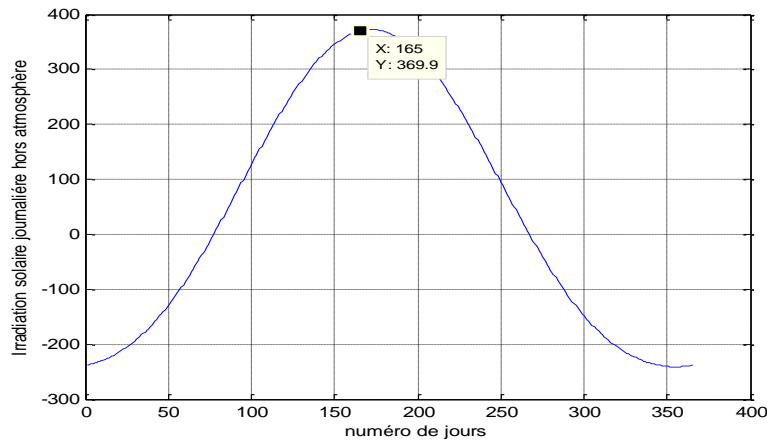


Figure (I-21) : Variation d'Irradiation journalière.

I-7-Conclusion

Ce chapitre nous a permis d'introduire les notions de base nécessaires pour l'étude du gisement solaire. Nous y avons abordé les différents paramètres astronomiques et géographiques ainsi que les caractéristiques du rayonnement solaire à la limite de l'atmosphère.

Le rayonnement incident est intercepté par l'atmosphère qui modifie sa distribution, tant sur le plan spectral (et donc coloré) que sur le plan directionnel. Il en résulte une combinaison de sources lumineuses dont les quantités et qualités varient au cours du temps, en tout point du globe terrestre, en fonction de la position géométrique du Soleil, de la composition de l'atmosphère et de la présence ou non des couvertures nuageuses. Ceci sera traité dans le chapitre suivant.

Le rayonnement incident est intercepté par l'atmosphère qui modifie sa distribution, tant sur le plan spectral (et donc coloré) que sur le plan directionnel. Il en résulte une combinaison de sources lumineuses dont les quantités et qualités varient au cours du temps, en tout point du globe terrestre, en fonction de la position géométrique du Soleil, de la composition de l'atmosphère et de la présence ou non des couvertures nuageuses. Ceci sera traité dans le chapitre suivant.

Chapitre II

Effet de la couche atmosphère sur le rayonnement solaire

II-1-Introduction

Avant d'arriver au niveau du sol, le rayonnement solaire subit des variations physiques en traversant l'atmosphère, il interagit avec les constituants gazeux et solides de la couche atmosphérique. Cette interaction se traduit par l'apparition de bandes d'absorption qui viennent se greffer sur le spectre du rayonnement solaire et par une atténuation causée par la diffusion atmosphérique.

La modification du spectre qui en résulte, est alors due au processus d'absorption par l'ozone, la vapeur d'eau et les autres gaz tels que l'oxygène, le gaz carbonique et le méthane d'une part et, à la diffusion par les molécules d'air, les aérosols et les nuages d'autres part.

Ceci sera entrepris dans ce chapitre, ce qui nous permettra par la suite d'estimer les différentes composantes du rayonnement solaire.

II-2 - Structure et composition de l'atmosphère**II-2-1-Composition de l'atmosphère terrestre**

On considère l'atmosphère comme un mélange :

- d'air sec et propre
- de vapeur d'eau
- d'aérosols (fines particules en suspension dans l'air)

L'atmosphère propre et sèche est composée de 78% d'azote, de 21% d'oxygène, de 1% d'argon et de divers gaz.

Les caractéristiques absorbantes de l'atmosphère sont déterminées selon ses différents composants. On décompose verticalement l'atmosphère en couches et la limite de chaque couche est définie d'après le changement de la variation de température en fonction de l'altitude [10,12].

La troposphère entre le sol et 12 km d'altitude c'est là ou se passent les phénomènes météorologiques

- La stratosphère entre 12 et 50 km d'altitude.
- La mésosphère entre 50 et 80 km d'altitude.
- La thermosphère entre 80 et 500 km d'altitude.
- L'exosphère plus de 500 km d'altitude.

La stratification verticale de l'atmosphère est représentée dans la figure (II-1) [7].

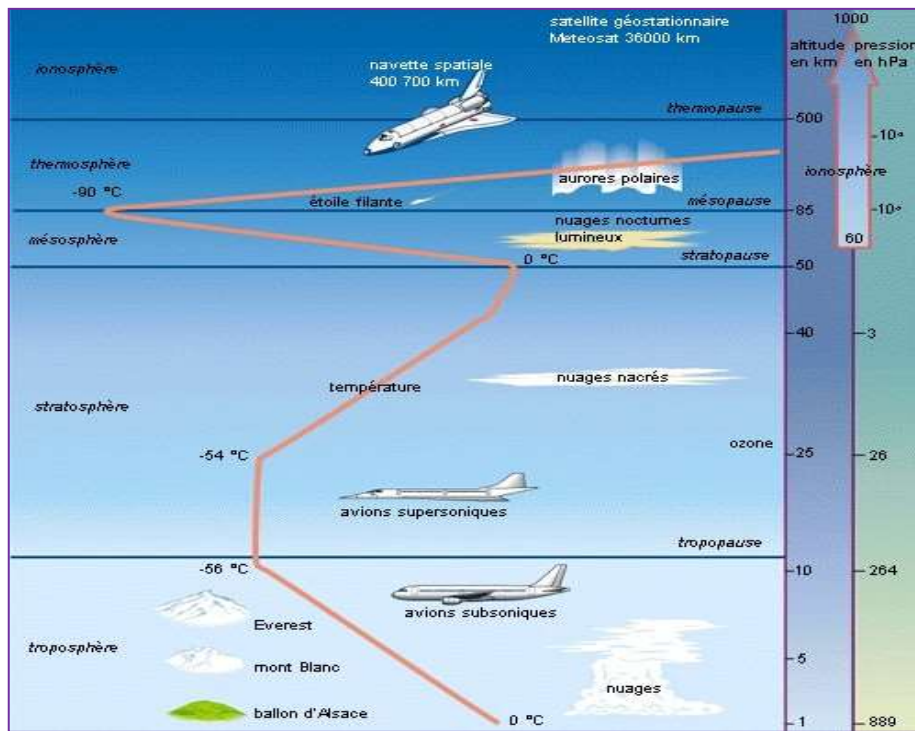


Figure (II-1) : Stratification verticale de l'atmosphère [4].

II-2-2-Composition de l'atmosphère

Pour caractériser la composition de l'atmosphère, trois régions sont ainsi définies: l'homosphère (qui comprend la troposphère, la stratosphère et la mésosphère) dans laquelle la composition de l'air sec est uniforme et invariable en première approximation, l'hétérosphère dans laquelle la composition de l'air est sujette à une variation verticale systématique et la photosphère formée exclusivement de protons et d'électrons libres. Seule l'homosphère intervient dans les phénomènes de propagation du rayonnement solaire car elle contient les principaux éléments qui modifient la composition spectrale de la lumière, à savoir :

- l'air sec,
- la quasi-totalité de l'eau atmosphérique,
- et les aérosols.

Ce découpage en trois groupes n'est pas hasardeux. Les radiations solaires pénétrant dans l'atmosphère sont affectées par chacun de ces ensembles. En outre, la composition en eau et aérosols varie fortement au cours du temps et du lieu tandis que la présence des constituants de l'air sec est moins aléatoire.

À ces trois ensembles, les scientifiques ont préféré ajouter un quatrième défini par la couverture nuageuse. En effet, quoique composés principalement d'eau sous divers états, les nuages modifient le rayonnement solaire de façon notable et particulière.

Nous verrons en outre qu'ils jouent un rôle important dans la caractérisation spectrale et

directionnelle du rayonnement solaire.

Pour donner un exemple global de la composition chimique de l’atmosphère, nous avons retenu le tableau ci-après. Déterminé en 1976 aux Etats-Unis par le US Standard Atmosphere [US-SA, 1976], il détaille les quantités d’éléments présents dans l’atmosphère en distinguant les constituants permanents de ceux dont la composition varie largement. Retenons que l’azote, l’oxygène et l’argon représentent 99,9% des gaz permanents. Le dioxyde de carbone est classé parmi les gaz permanents alors que sa concentration varie notablement selon les activités naturelles (océan, photosynthèse, respiration animale) et industrielles (combustion de matière organique).

Tableau (II-1): Composition chimique de l’atmosphère [5].

COMPOSITION DE L'ATMOSPHERE			
Constituants permanents		Constituants variables	
Constituant	% volume	Constituant	% volume
Azote (N ₂)	78,084	Vapeur d'eau (H ₂ O)	0-0,04
Oxygène (O ₂)	20,948	Ozone (O ₃)	0-12.10 ⁻⁴
Argon (Ar)	0,934	Dioxyde de soufre (SO ₂)*	0,001.10 ⁻⁴
Dioxyde de carbon (CO ₂)	0,033	Dioxyde d'azote (NO ₂)*	0,001.10 ⁻⁴
Néon (Ne)	18,18.10 ⁻⁴	Ammoniac (NH ₃)*	0,004.10 ⁻⁴
Helium (He)	5,24.10 ⁻⁴	Monoxyde d'azote (NO)*	0,0005.10 ⁻⁴
Krypton (Kr)	1,14.10 ⁻⁴	Sulfate d'hydrogène (H ₂ S)*	0,00005.10 ⁻⁴
Xenon (Xe)	0,089.10 ⁻⁴	Vapeur d'acide nitrique (HNO ₃)	traces
Hydrogène (H ₂)	0,5.10 ⁻⁴	Chlorofluocarbones	traces
Méthane (CH ₄)	1,5.10 ⁻⁴		
Protoxyde d'azote (N ₂ O)*	0,27.10 ⁻⁴		
Monoxyde de carbone (CO)*	0,19.10 ⁻⁴		
* Concentration à proximité de la surfae terrestre			
Données d'après U.S Standard Atmosphere, 1976 [US-SA, 1976]			

II-2-2-1-L’air sec atmosphérique

L’air sec se compose essentiellement de quatre éléments, à savoir : l’azote (N₂, 78.08% du volume), l’oxygène (O₂, 20.94%), l’argon (Ar, 0.93%) et le dioxyde de carbone (CO₂, 0.033%).

Appelés gaz permanents, ces constituants ont toutefois des concentrations qui varient en fonction de la latitude, du vent, du site plus ou moins urbain ainsi que de la saison.

Parmi les autres composants de l’air sec, l’ozone est un élément particulier qu’il faut prendre en considération dans les phénomènes d’absorption du rayonnement solaire malgré sa faible concentration (10⁻⁶ % du volume de l’air sec). En effet, la plupart des radiations

ultraviolettes sont absorbées par cet élément, protégeant ainsi la terre de ces radiations à haute énergie.

La quantité d'ozone dépend de la latitude et de la saison [QUENEY, 1974]. Elle est notable dans une couche atmosphérique comprise entre 15 et 30 km d'altitude comme l'illustre le graphe suivant reprenant la distribution proposée par Elterman [ELTERMAN, 1968]. Dans la haute atmosphère, l'ozone est créé par les radiations ultraviolettes du soleil (dissociant les molécules d'oxygène en atomes se recombinant aux autres molécules d'oxygène); en revanche, les gaz d'usine, combustions et feu de forêts entraînent la décomposition des molécules d'oxyde de nitrogène (NO) à l'origine principale de l'ozone au niveau du sol.

On détermine l'épaisseur optique globale de l'ozone (c'est-à-dire la masse totale d'ozone contenue dans un cylindre vertical de section unité) par spectroscopie au sol. Cette grandeur est souvent exprimée en hauteur équivalente d'ozone normal et dénommée épaisseur réduite d'ozone.

La hauteur d'ozone moyenne est d'environ 2,4 mm à l'équateur et augmente avec la latitude pour atteindre des valeurs proches de 4,5 cm aux pôles. Ces valeurs varient au cours de l'année, suivant un profil trigonométrique. Queney [QUENEY, 1974] propose une synthèse du profil annuel de l'ozone résumé dans les deux graphes suivants.

II-2-2-2-L'eau

L'eau contenue dans l'atmosphère est principalement localisée dans les 10 kilomètres inférieurs de l'atmosphère. Elle provient de l'évaporation de l'eau à la surface de la terre : des océans et mers principalement, mais aussi de la couverture végétale. Sa concentration varie ainsi largement, tant géographiquement que temporellement. On trouve l'eau atmosphérique essentiellement à l'état de gaz mélangé à l'air (appelé alors vapeur d'eau), mais également sous forme liquide et solide dans les nuages. Comme pour l'ozone, son influence sur le rayonnement

solaire est importante et il convient de déterminer sa teneur atmosphérique. Pour cela, on s'intéresse à l'épaisseur optique totale de vapeur d'eau sur le site concerné, c'est-à-dire à la masse totale de vapeur d'eau contenue dans un cylindre vertical de section unité[15].

On l'exprime en hauteur d'eau équivalente sous le nom de hauteur d'eau précipitable avec la convention que 1 cm d'eau précipitable représente 1 g.cm^{-2} de vapeur d'eau.

La hauteur d'eau précipitable dépend de la capacité de l'air à contenir de la vapeur d'eau, donc de son humidité relative et de sa température. Lechner propose une relation et le diagramme illustratif ci-dessous [6]. Il tient compte de l'humidité relative et de la température de l'air. Ces deux paramètres conditionnent en effet la capacité de l'air à

contenir de la vapeur d'eau.

$$W = 0.493 \frac{HT}{273+T} \exp\left(26.23 - \frac{5416}{273+T}\right) \quad (\text{II-1})$$

w est la hauteur d'eau précipitable (cm).

HR est l'humidité relative de l'air (%).

T est la température de l'air (°C).

La hauteur d'eau précipitable est très variable, de 0,1 à 1 cm au pôle et dans le désert où l'air est sec, de 2 à 5 cm en climat tempéré et supérieur à 5 cm en climat tropical. Les mesures des températures d'air et des humidités relatives au niveau des stations météorologiques nous permettent d'établir des hauteurs d'eau précipitable moyennes (par l'utilisation de la formule de Leckner).

II-2-2-3-Les aérosols

Sont appelées aérosols toutes les particules en suspension dans l'air et provenant des activités industrielles et naturelles variées: les pollens, cristaux de sels marin et sable apportés par les vents, les éruptions volcaniques, les poussières de météorites, les feux agricoles et de forêts, etc. La pluie, la neige et la grêle ne sont pas considérées comme des aérosols. Par opposition aux molécules des gaz permanents de l'air sec, les particules suspendues dans l'air ont des volumes, concentrations, distributions, formes et compositions de matériaux très divers. Leurs dimensions varient de quelques nanomètres (appelées particules Aitken⁴ selon Iqbal [7]) à la centaine de micromètres pour les plus larges (particules géantes); elles sont sensiblement supérieures aux molécules d'air sec et comparables aux longueurs d'onde du rayonnement lumineux.

Ces aérosols sont principalement répartis dans deux couches illustrées sur la figure (II-1): l'une troposphérique de 1 à 3 km d'altitude affectée essentiellement par les tempêtes de poussières naturelles et les productions humaines, l'autre stratosphérique de 15 à 25 km d'altitude affectée par les éruptions volcaniques et les sources cosmiques⁵. Les aérosols sont caractérisés par deux coefficients :

- * le paramètre α caractérise la taille moyenne des particules atmosphériques. Plus α est élevé plus il décrit des aérosols de petite taille.
- * la valeur du facteur de trouble d'Angström β , qui décrit la teneur en aérosols.

De manière générale, la concentration en aérosols est :

- supérieure en site pollué qu'en site rural.

⁴ **John Aitken** (1839 - 1919) est l'un des pionniers de la physique des nuages moderne et de l'étude des aérosols. Né à Falkirk, en Écosse, il a étudié en physique et en météorologie. Il a développé le premier appareil pour mesurer la granulométrie des poussières et gouttelettes contenues dans le brouillard atmosphérique, le cénimètre. John Aitken est l'auteur de nombreux articles importants sur la micro-physique de la formation des nuages et des précipitations dont *On Dust, Fogs and Clouds*.

⁵ **Les rayons cosmiques** sont des noyaux atomiques et des particules élémentaires qui voyagent dans l'espace à des vitesses voisines de celle de la lumière

- supérieure au-dessus du continent qu'au-dessus des océans.
- plus importante en période sèche.

II-2-2-4-Les nuages

Les constituants qui viennent d'être présentés décrivent une atmosphère absente de nuages. La couverture nuageuse est souvent considérée séparément, comme un filtre sur un ciel bleu à un instant ponctuel. Les nuages contiennent des particules en suspension dans l'air, sur lesquelles la condensation se forme. Ceci explique pourquoi après certains orages le ciel semble plus limpide, épuré des poussières atmosphériques.

La nébulosité est le paramètre météorologique qui permet d'estimer l'importance prise part les nuages dans les phénomènes de diffusion. On la relie à la fraction d'insolation σ qui est une grandeur mesurable dès qu'on connaît les durées d'insolation enregistrées par l'héliographe .

Pour tenir compte de la position relative du soleil qui modifie l'épaisseur de l'atmosphère traversée, on introduit la notion de la masse d'air.

$$\sigma = \frac{\text{durée d'insolation}}{\text{durée du jour}} \quad (\text{II-2})$$

II-3-Effet de l'atmosphère sur le rayonnement solaire

II-3-1-Description générale

Lorsqu'une radiation électromagnétique rencontre un milieu matériel, deux phénomènes

se produisent : une diminution de son énergie et une modification de sa direction. À la sortie

II-3-2-Notion de la masse d'air

Pour tenir compte de la position relative du soleil qui modifie l'épaisseur de l'atmosphère traversée, on introduit la notion de la masse d'air.

II-3-2-1-Définitions

La masse d'air étant le trajet optique parcouru par les particules énergétiques solaire lors de la traversée de la couche atmosphérique.

La masse d'air optique est définie comme l'augmentation relative à la direction du zénith de la longueur du chemin parcouru par les rayons solaires à travers l'atmosphère dans la direction du soleil.

II-3-2-2-Calcul de la masse d'air

De nombreuses formules existent pour déterminer la quantité de la masse d'air, en particulier celle de Kasten et Young [KASTEN-YOUNG, 1989] où l'expression générale est donnée par l'équation (II-3)

$$m_a = \left(\frac{p(Z)}{p_o}\right) m_r(h) = \frac{1-0.1Z}{\sin(h)+0.5072(h+6.07995)^{-1.6364}} \tag{II-3}$$

Une autre formule est proposée pour le calcul de la masse d’air et est donnée par M.IQBAL [7]

$$m_a = \exp(-0,0001184Z) \frac{1}{\cos(\theta_z)+0.15(93,885-\theta_z)^{-1.253}} \tag{II-4}$$

m_a est la masse d’air corrigée.

m_r est la masse d’air relative au niveau de la mer.

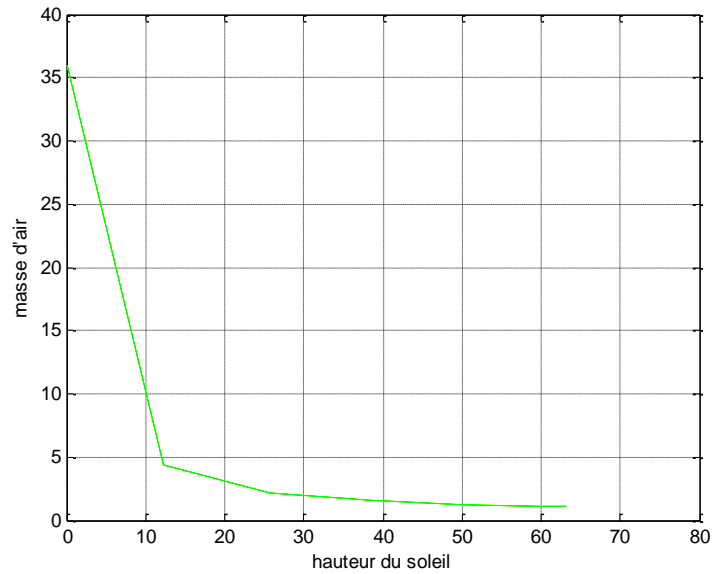
P est la pression atmosphérique moyenne du lieu considéré.

P_o est la pression atmosphérique moyenne au niveau de la mer ($P_o=1013$ mbar).

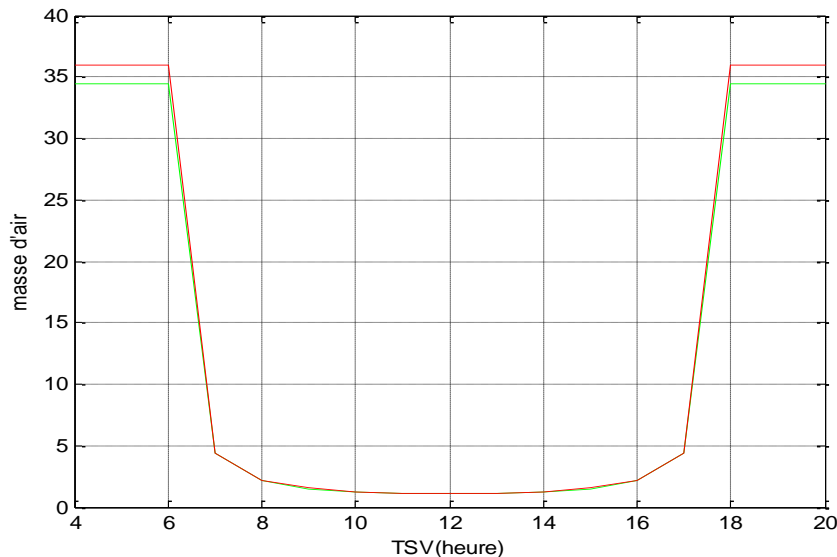
Z est l’altitude du lieu exprimée en km dans l’équation (II-2) et en mètres dans l’équation (II-3).

h est la hauteur du soleil en degrés.

θ_z est l’angle zénithal, $\theta_z = 90^\circ - h$ (II-5)



Figure(II-2) : variation de la masse atmosphérique en fonction de la hauteur du soleil



Figure(II-3): Variation de la masse atmosphérique au cours d’une journée selon les formules proposées [7-8].

La figure (II-3) permet d’observer que m_a subit des variations importantes, elle est maximale au lever et au coucher du soleil et atteint son minimum (~ 1) entre 10h00 et 14h00 TSV. Malgré les différences dans les formulations, les résultats restent très voisins

Dans notre étude, nous prendrons la formule proposée par Kasten et Young, la plus couramment utilisée [7-8].

II-3-2-3-Liaisonentre la masse d’air et l’atténuation du rayonnement solaire

La masse d’air optique relative est directement liée à l’atténuation du rayonnement solaire. Le rayon optique suit en fait un chemin courbé au travers des couches atmosphériques en raison des différents indices optiques (la densité n est pas uniforme).

Pour cette raison, la référence au niveau de la mer (altitude de référence égale à 0 m) et l’altitude du site sont pertinentes. La première donne une connaissance sur le chemin optique du rayonnement solaire en fonction de l’élévation du soleil. La différence d’altitude entre le site et le niveau de la mer permet de corriger ainsi le chemin optique en partant des couches atmosphériques inférieures, à l’aide des niveaux de pression (qui modifient les indices optiques et par conséquent la courbure du rayonnement transmis[18]).

II-3-3-Phénomènes d’atténuation du rayonnement solaire

Lors de sa traversée de l’atmosphère, le rayonnement solaire est atténué par les phénomènes d’absorption et de diffusion, cette atténuation est due au différents constituants atmosphériques: les molécules gazeuses, la vapeur d’eau et les aérosols. L’atténuation du rayonnement solaire est fonction du nombre, de la taille et de la nature des molécules et des particules rencontrées. Elle varie aussi avec la longueur de la trajectoire des rayons solaires

à travers l'atmosphère (masse d'air).

II-3-3-1-L'absorption

Un corps qui reçoit une quantité de REM peut en absorber une partie. Cette énergie absorbée est transformée et modifie l'énergie interne du corps. Ainsi, la température interne du corps peut augmenter ce qui va être la source d'émissions plus importantes dans d'autres longueurs d'ondes (infrarouge thermique par exemple). Ce processus n'affecte que les rayons d'une énergie spécifique (donc de longueur d'onde donnée), ce qui génère une absorption spectrale très sélective. Lorsque de nombreuses longueurs d'onde proches sont affectées, on peut alors parler de bande d'absorption et les utiliser sous cette forme continue ; toutefois, l'absorption dans cette bande n'est pas constante et n'est qu'un moyen de simplification du phénomène réel.

II-3-3-2-Absorption par l'ozone

L'ozone (O_3) est caractérisé par une forte bande d'absorption à des longueurs d'onde comprises entre 210 et 290 nm dans le domaine d'ultraviolet et par une faible absorption entre 450 et 770 nm dans le domaine de visible.

II-3-3-3-Absorption par la vapeur d'eau

La vapeur d'eau (H_2O) est un facteur important dans l'atténuation du rayonnement solaire. Elle absorbe les ondes situées dans le domaine d'infrarouge.

II-3-3-4-Absorption par les gaz

L'absorption du rayonnement solaire par les gaz est très faible, dans la plupart des littératures elle est considérée négligeable.

II-3-3-5-La diffusion

La diffusion est la redistribution spatiale du rayonnement solaire par les molécules atmosphériques, une partie de l'énergie incidente est déviée dans toutes les directions et définit le rayonnement diffusé. La diffusion peut être assimilée à une redistribution du rayonnement électromagnétique après que ce dernier ait été absorbé par une molécule dans toutes les directions mais sans changement de longueur d'onde. Selon la taille des particules diffusantes, par rapport à la longueur d'onde du rayonnement incident, on observe deux types de diffusion, la diffusion de Rayleigh et la diffusion de Mie[19-22].

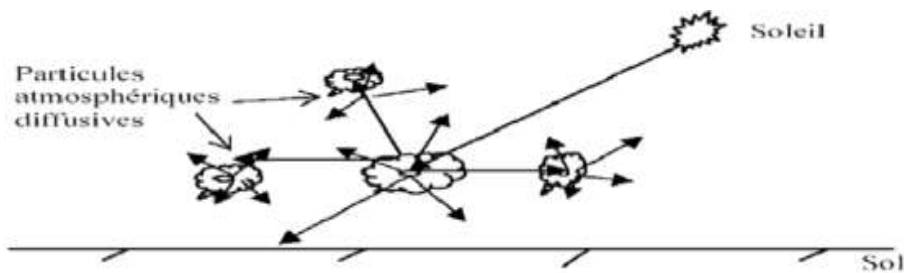


Figure (II-4): Diffusion du rayonnement solaire.

II-3-3-6-Diffusion de Rayleigh

La diffusion de Rayleigh se produit lorsque la taille des particules est inférieure à la longueur d'onde du rayonnement. Celles-ci peuvent être soit des particules de poussière ou des molécules d'azote ou d'oxygène. La diffusion de Rayleigh disperse et dévie de façon plus.

Importante les courtes longueurs d'onde que les grandes longueurs d'onde. Cette forme de diffusion est prédominante dans les couches supérieures de l'atmosphère.

Ce phénomène explique pourquoi nous percevons un ciel bleu durant la journée. Comme la lumière du Soleil traverse l'atmosphère, les courtes longueurs d'onde (correspondant au bleu)

du spectre visible sont dispersées et déviées de façon plus importante que les grandes longueurs

d'onde. Au coucher et au lever du Soleil, le rayonnement doit parcourir une plus grande distance à travers l'atmosphère qu'au milieu de la journée.

La diffusion des courtes longueurs d'onde est plus importante. Ce phénomène permet à une plus grande proportion de grandes longueurs d'onde de pénétrer l'atmosphère.

Le coefficient d'extinction caractérisant ce type de diffusion est donné par l'équation(II-6)

$$k_r(\lambda) = 0.008735 \cdot \lambda^{-4} \tag{II-6}$$

II-3-3-7-Diffusion de Mie

On parle de diffusion de Mie lorsque les particules sont presque aussi grandes que la longueur d'onde du rayonnement. Ce type de diffusion est souvent produit par les aérosols tels

que les poussières, les pollens, la fumée et l'eau. Ce genre de diffusion affecte les plus grandes longueurs d'onde et se produit surtout dans les couches inférieures de l'atmosphère où les grosses particules sont plus abondantes. Ce processus domine quand le ciel est ennuagé.

Le coefficient d'extinction de ce type de diffusion s'écrit.

$$k_a(\lambda) = \beta\lambda^{-\alpha} \tag{II-7}$$

où

α est le coefficient de distribution granulométrique et β le coefficient de trouble atmosphérique établi par Angstrom.

Coefficient de trouble d'Angstrom

Le coefficient de trouble d'Angstrom β caractérise la quantité de particules diffusantes (aérosols) présentés dans l'atmosphère.

D'un point de vue pratique, le calcul de α et β est basé sur la détermination expérimentale de deux coefficients d'atténuation $k_{a\lambda 1}$ et $k_{a\lambda 2}$ correspondant aux longueurs d'onde où l'absorption par la vapeur d'eau n'intervient pas. Ce domaine est limité par les deux longueurs. d'onde $\lambda=380$ nm et $\lambda=500$ nm respectivement, indépendantes l'une de l'autre, auxquelles correspondent le coefficient de trouble d'Angstrom β déterminé par l'équation (II-8) [7]

$$\begin{cases} k_{a\lambda}(\lambda = 0.38 \mu\text{m}) = \beta(0.38)^{-\alpha} \\ k_{a\lambda}(\lambda = 0.50 \mu\text{m}) = \beta(0.50)^{-\alpha} \end{cases} \tag{II-8}$$

Lorsque de telles mesures ne sont pas réalisées, α vaut 1.3 pour les régions tempérées. Il est proche de 0 pour les petites particules, croit avec la taille des particules et atteint 4 pour les grosses particules. Le coefficient β vaut 0.02 pour un ciel très pur (bleu profond) et 0.2 pour un ciel pollué (bleu laiteux) [9].

Aussi, M.Iqbal [7] donna le tableau II-2 de coefficient de trouble atmosphérique d'Angstrom selon l'état du ciel.

Tableau (II-2): Paramètres α et β selon différents états de l'atmosphère

Atmosphère	β	α
Très pur	0.01	1.3
Pur	0.1	1.3
Pollué	0.2	1.3
Très pollué	0.4	1.3

On peut résumer les différents phénomènes d'atténuation du rayonnement solaire dans le Tableau (II-2) [26]

II-3-4-Réflexion du rayonnementsolaire

Lors d'un changement de milieu de propagation, une partie de l'onde électromagnétique repart vers le milieu d'origine, c'est la réflexion. Donc un corps qui reçoit une quantité de REM peut en réfléchir une partie.

Lorsqu'il s'agit d'énergie solaire réfléchié par une portion d'espace terrestre, on parle d'albédo.

II-3-4-1-Définition de l'albédo

C'est le rapport de l'énergie solaire réfléchié par une surface sur l'énergie solaire incidente. On utilise une échelle graduée de 0 à 1, avec 0 correspondant au noir, pour un corps sans aucune réflexion, et 1 correspondant au miroir parfait, pour un corps qui diffuse dans toutes les directions et sans absorption, tout le rayonnement électromagnétique visible qu'il reçoit.

Certaines matières ont un albédo très variable, comme les nuages. En revanche, les corps solides ont bien souvent des albédos fixes qui caractérisent leur composition chimique. Par exemple, la lave a un albédo de 0,04, l'albédo du sable varie entre 0,25 et 0,30, celui de la glace entre 0,30 et 0,50, la neige (épaisse et fraîche) a son albédo qui peut atteindre jusqu'à 0,90.

L'albédo moyen terrestre est de 0,2 toutes surfaces confondues (voir tableau II-3).

Tableau (II-3): Quelques valeurs d'albédo

Type de surface	Albédo (0 à 1)
Surface de lac	0,02 à 0,04
Forêt de conifères	0,05 à 0,15
Surface de la mer	0,05 à 0,15
Sol sombre	0,05 à 0,15
Cultures	0,15 à 0,25
Sable léger et sec	0,25 à 0,45
Glace	environ 0,60
Neige tassée	0,40 à 0,70
Neige fraîche	0,75 à 0,90
Miroir	1

II-3-4-2-Types de réflexion

La réflexion peut être spéculaire, c'est à dire qu'elle est dirigée entièrement dans une seule direction, ou diffuse lorsqu'elle est dirigée dans toutes les directions.

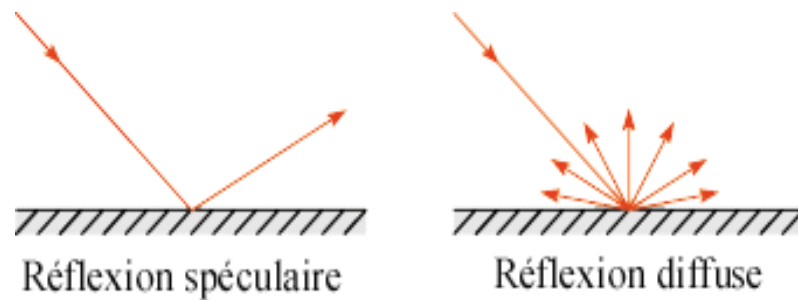


Figure (II-5): Types de réflexion

II-4- Irradiation au niveau du sol

II-4-1-Composantes du rayonnement solaire

Le spectre du rayonnement solaire à la surface de la Terre est constitué de différentes composantes (figure II-1). Le rayonnement direct I provient directement du Soleil, tandis que le rayonnement diffus D est diffusé par le ciel et le milieu extérieur. Un autre rayonnement encore est réfléchi par le milieu extérieur (la terre ou la mer) en fonction de l'albédo local. Le rayonnement terrestre total est appelé rayonnement global G .

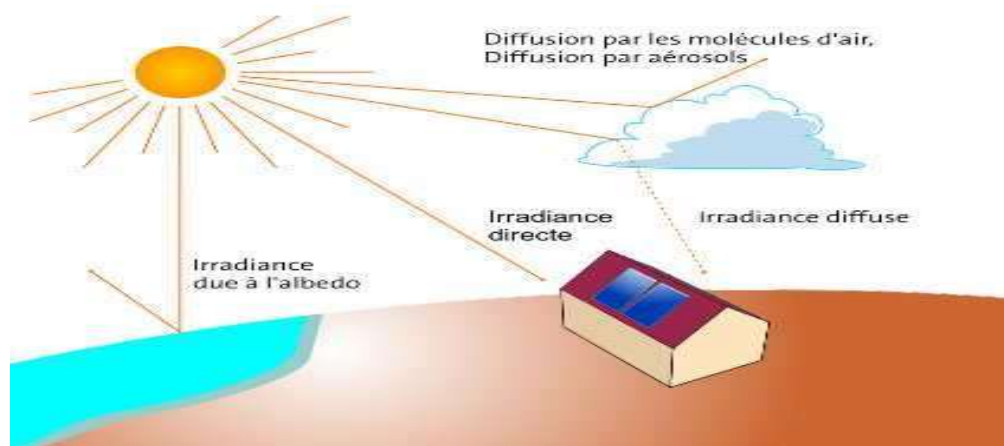


Figure (II-6) : Composantes du rayonnement solaire au niveau du sol [12].

II-4-1-1-Le direct

C'est la composante parvenant directement de l'angle solide délimité par le disque solaire. C'est un rayonnement, dont le parcours entre le soleil et la surface terrestre est direct.

II-4-1-2-Le diffus

Le diffus parvient de toute la voûte céleste et n'a pas d'orientation privilégiée à cause des effets de l'atmosphère et les nuages.

II-4-1-3-Le global

On appelle rayonnement global le rayonnement solaire parvenant au niveau du sol sur une surface horizontale, soit directement, soit après diffusion. Il s’exprime simplement comme la somme du rayonnement diffus et du rayonnement direct.

$$G = I + D \tag{II-9}$$

II-4-3-Notion de l’indice de Clarté

Avant d’atteindre le sol, le rayonnement solaire est atténué par l’atmosphère terrestre et les nuages. Le rapport entre le rayonnement au sol et le rayonnement extraterrestre est appelé indice de clarté, la moyenne mensuelle de l’indice de clarté K_T est définie par :

$$K_T = \frac{\bar{G}}{\bar{G}_0} \tag{II-10}$$

Avec

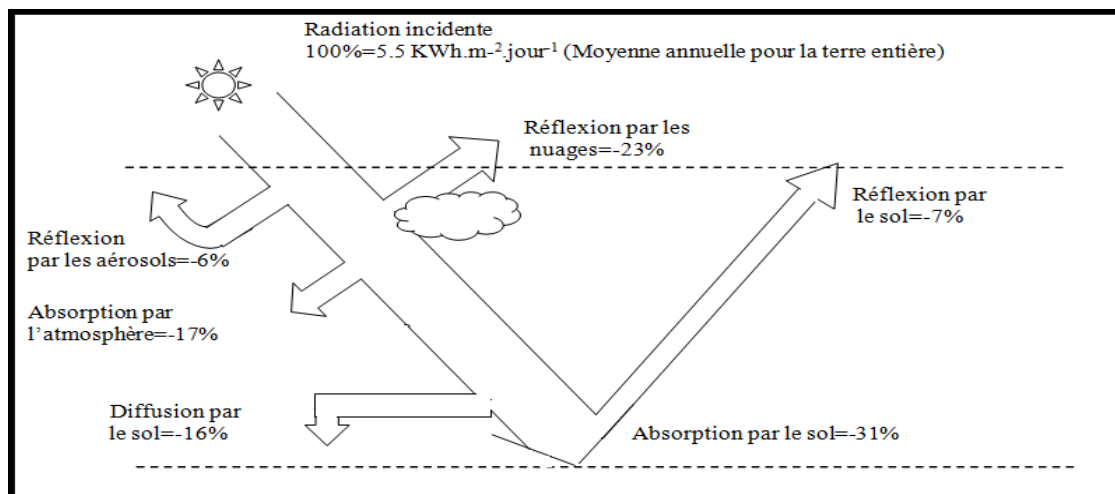
\bar{G} : Rayonnement solaire moyen, mensuel mesuré sur une surface horizontale au niveau du sol.

\bar{G}_0 : Rayonnement solaire moyen mensuel hors de l’atmosphère.

II-5-Bilan énergétique des échanges radiatifs entre le sol et l’atmosphère

Au cours de la journée, le rayonnement solaire direct s’ajoute au diffus et au rayonnement propre de l’atmosphère pour constituer la partie positive du bilan. Au contraire, l’énergie réfléchie par le sol et les nuages, ainsi que les pertes par absorption du sol en sont les éléments négatifs. Le bilan radiatif est la somme algébrique de ces différentes quantités [10].

La figure II.10 représente le diagramme des échanges radiatifs entre le sol et l’atmosphère.



Figure(II-7): Bilan énergétique des échanges radiatifs entre le sol et l’atmosphère [10].

Si on admet qu’à la limite de l’atmosphère, la terre reçoit du soleil 5.5 KWh/m²/jour, le

sol reçoit 47% de cette valeur dont 31% ont traversé directement l'atmosphère et 16% ont été diffusé. La réflexion sur différentes couches atmosphériques cause une perte de 23%, la réflexion sur le sol 7%, la diffusion par les aérosols 6%, d'où une perte de 36%. L'absorption par l'air représente 17%.

Incidence des différents paramètres atmosphériques sur le rayonnement

Les paramètres astronomiques permettent d'évaluer le rayonnement solaire à la limite de l'atmosphère à plusieurs échelles :

- A l'échelle annuelle, de la décade, seule la latitude du lieu intervient.
- A l'échelle du mois, de la journée, la déclinaison solaire et la distance terre-soleil interviennent aussi.
- A l'échelle de l'heure, la longitude et l'heure solaire vraie sont aussi prises en compte.
- A une échelle inférieure on fait intervenir les corrections du temps.

II-6-Appareils de mesure

II-6-1-Mesure de la fraction d'insolation

La durée d'insolation est mesurée à l'aide d'un héliographe figure (II-8), c'est un appareil simple constitué d'une sphère de verre focalisant les rayons du soleil sur une bande de papier graduée en heures. Ce papier spécial est brûlé lorsque le soleil brille et lorsque l'éclairement du rayonnement direct est supérieur à 120 w/m^2 [3].

II-6-2-Mesure du rayonnement solaire global

On mesure la puissance du rayonnement solaire globale sur une surface horizontale grâce à un pyranomètre figure (II-10). Un pyranomètre comprend une double coupelle de verre, une thermophile (série de thermocouples) et un système d'enregistrement de la force électromotrice produite par cette thermophile sous l'action d'un rayonnement. Quand l'instrument est exposé à la radiation solaire, une différence de température est créée entre les secteurs noirs et les secteurs blancs.

Cette différence de température est détectée par la thermophile qui convertie l'énergie thermique en énergie électrique. Ce courant peut être mesuré et amplifié et le signal de millivolt est converti par un facteur de calibrage en un flux en watt par mètre carré. Les coupelles de verre filtrent la bande de longueurs d'onde à mesurer (en général de 0,3 à 3mm) et limitent la condensation de vapeur d'eau. Pour mesurer uniquement le rayonnement diffus, on ajoute un pare-soleil (bande métallique circulaire) qui protège le pyranomètre du rayonnement solaire direct.

Le pyranomètre, appelé " solarimètre " dans le passé, fait partie de l'instrumentation classique des parcs météorologiques ; il est placé sur une surface horizontale [9].

II-6-3-Mesure du rayonnement direct

Les radiations solaires directes peuvent être mesurées par un Pyrhéliometre figure (II-11). Contrairement au pyranometre un disque noir détecteur est placé à la base du tube dont l'axe est aligné avec la direction des rayons solaire, ainsi la radiation diffusée est bloquée par la surface du détecteur. Le Pyrhéliometre est continuellement pointé directement au soleil tout au long du jour. Cette grandeur est nulle lorsque le soleil est occulté par les nuages [9].

La radiation diffusée peut être déterminée par la soustraction de la radiation directe de la radiation globale.



Figure(II-8): Héliographe de Campbell-Stokes [17].



Figure (II-9): Héliographe à fibres optique [17].



Figure(II-10) : Pyranomètre [17].



Figure (II-11) : Pyrhéliomètre [17].

II-7-Conclusion

Le rayonnement solaire qui arrive au sol se compose du rayonnement direct provenant directement du soleil et du rayonnement diffus, la somme du direct et du diffus donne le rayonnement global. Ces composantes peuvent être mesurées directement par différents instruments de mesure ou bien elles peuvent être estimées par des modèles analytiques qui sont établis après plusieurs mesures expérimentales. Parmi ces modèles on a présenté le modèle de Bird & Hulstrom , le modèle de Liu & Jordan et Hoyt . Ces modèles donnent de bons résultats pour l'Algérie.

Chapitre III

Modèles d'estimations du rayonnement solaire au sol

III-1-Introduction

L'étude du gisement solaire revient essentiellement à évaluer le rayonnement solaire reçu au sol. En pratique, il existe deux sources de données solaires : la première est constituée de données solaires mesurées au sol disponibles au sein de réseaux météorologiques et dans les stations radiométriques. L'autre se compose d'images numériques fournies par les satellites météorologiques.

Dans ce chapitre, nous présentons une description et classification des modèles d'estimation du rayonnement solaire basés sur les mesures au sol dont l'aspect le plus important est le calcul des différentes composantes du rayonnement solaire. En effet, peu nombreuses et peu régulières sont les stations de mesures de ces composantes à travers le territoire national si bien que pour leur estimation, on a recours aux modèles théoriques. La validité de ces modèles sera jugée en comparant les résultats obtenus par ces derniers aux valeurs réellement mesurées dans des sites du territoire national dotés de stations de mesures.

III-1-Classification des modèles radiométriques

Les modèles radiométriques sont des modèles théoriques basés sur l'exploitation de quelques paramètres météorologiques mesurés au sol pour calculer les différentes composantes du rayonnement solaire particulièrement dans les sites où il n'existe pas des stations radiométriques. D'une manière générale, ces modèles sont fonction des principaux paramètres météorologiques, comme la température ambiante, l'humidité relative, la durée d'insolation et de quelques paramètres astronomiques, tels que la déclinaison du soleil, la durée astronomique du jour, la constante solaire, la variation de la distance terre soleil et de la moyenne mensuelle par jour de l'irradiation extraterrestre calculée sur un plan horizontal à la limite de l'atmosphère.

De façon générale, on peut classer les modèles radiométriques en trois familles : les modèles semi empiriques, les modèles spectraux et les modèles météorologiques. Les modèles semi empiriques ont un caractère local et permettent de calculer les composantes directe, diffuse et globale. Ils utilisent comme paramètres d'entrée, les paramètres météorologiques et géographiques cités plus haut. Ils sont basés sur des relations de régression qui peuvent être utilement exploitées pour interpoler et donc, reconstituer les données d'irradiation solaire

dans des sites où il n'existe aucune mesure. La limite de ces modèles réside au fait qu'ils ne

soient applicables dans les situations de ciel clair. Par ailleurs, les modèles météorologiques permettent de calculer le rayonnement global quel que soit l'état du ciel utilisant directement les données solaires collectées dans les stations météorologiques. Ils possèdent l'avantage de générer des données d'irradiation solaire pour différentes surfaces inclinées. Les modèles spectraux visent essentiellement le calcul des composantes spectrales du rayonnement solaire au sol, ils sont basés sur la détermination des coefficients de transmission après l'atténuation par les divers constituants atmosphériques. Ils donnent des résultats très précis à condition de connaître les caractéristiques de certains constituants de l'atmosphère comme les aérosols, et les nuages. Tout comme les modèles météorologiques, ils permettent de calculer les rayonnements spectraux sur des surfaces inclinées.

III-3-Les modèles semi empiriques

Les modèles semi empiriques utilisent des relations mathématiques en fonction de la masse d'air pour calculer les effets des constituants de l'atmosphère (intégrés sur tout le spectre) sur l'atténuation du rayonnement direct et la création du rayonnement diffus. Plusieurs modèles ont été proposés dans la littérature, parmi lesquels, le modèle de Bird & Hulstrom [7,12-14], le modèle de Hoyt [7] et le modèle de Liu & Jordan et bien d'autres comme le modèle,...

III-3-1-Modèle de Bird et Hulstrom

En 1981, Bird et Hulstrom ont développé un modèle mathématique qui permet de calculer le rayonnement solaire incident sur le sol. Ce modèle tient compte des effets de diffusion et d'absorption que subit le rayonnement solaire lors de sa traversée de l'atmosphère. Il est basé sur la détermination des coefficients de transmission des différents constituants atmosphériques. Ces coefficients nécessitent la disponibilité des paramètres météorologiques courants (l'humidité relative, la température ambiante, la pression atmosphérique,...) et des paramètres géographiques (latitude, longitude et altitude).

III-3-1-1-Calcul du rayonnement direct :

L'éclairement dû au rayonnement direct sur un plan horizontal est donné par la relation suivante

$$I = 0,9751 \cdot I_{sc} \cdot \tau_r \cdot \tau_g \cdot \tau_o \cdot \tau_w \cdot \tau_a \cdot \cos(\theta_z) \quad (\text{III-1})$$

où :

0,9751 : désigne un facteur tenant compte du fait que le modèle s'applique au domaine

Spectral allant de 0,3 à 4 μm , constituant l'essentiel du spectre solaire qui nous intéresse. I_{sc} : représente la constante solaire (W/m^2).

τ_r : est le coefficient de transmission après la diffusion moléculaire de Rayleigh.

τ_g : est le coefficient de transmission après l'absorption par les gaz uniformes⁶.

τ_o : est le coefficient de transmission après absorption par l'ozone.

τ_w : est le coefficient de transmission après absorption par la vapeur d'eau.

τ_a : est le coefficient de transmission après la diffusion par les aérosols.

θ_z : est l'angle zénithal, $\theta_z = 90^\circ - h$

h est la hauteur du soleil.

6) Absorption par l'ozone :

Le coefficient de transmission après absorption par l'ozone est donné par l'équation (III-2-1)

$$\tau_o = 1 - \alpha_o \quad (\text{III-2-1})$$

où

α_o est le coefficient d'absorption par la couche d'ozone. Sa quantification peut être effectuée par l'équation

$$\alpha_o = 0,1611 \cdot U_o(1,0 + 139,48U_o)^{-0,3035} - 0,002715 \cdot U_o(0,1611 \cdot U_o(1,0 + 139,48U_o))^{-1} \quad (\text{III-2-2})$$

U_o est l'épaisseur de la couche d'ozone corrigée par le trajet optique du rayonnement solaire à travers cette couche et définie comme suit

$$U_o = l \cdot m_r \quad (\text{III-2-3})$$

m_r est la masse d'air optique relative définie par Kasten [8]

⁶ Les gaz uniformes sont essentiellement les gaz : CO_2 , CH_4 , O_2 , H_2 ,

$$m_r = [\cos \theta_z + 0,15 (93,885 - \theta_z)^{-1,253}]^{-1} \quad (\text{III-2-4})$$

l est l'épaisseur réduite d'ozone en cm NTP (Normal Température and surface Pressure).

En fait la hauteur d'ozone varie avec la latitude du lieu et le jour de l'année. A défaut de mesures, la quantité d'ozone peut être estimée utilisant l'expression de Van Heuklon donnée par

$$l = \{235 + [150 + 40 \sin(0,9856(nj - 30)) + 20 \sin(3L)] [\sin^2(1,28\varphi)]\} / 1000 \quad (\text{III-2-5})$$

L et φ sont respectivement la longitude et la latitude du lieu.

7) Absorption par la vapeur d'eau :

Le coefficient de transmission après absorption du rayonnement solaire par la vapeur

d'eau est donné par :

$$\tau_w = 1 - \alpha_w \quad (\text{III-3-a})$$

Où :

α_w est le coefficient d'absorption par la vapeur d'eau, donné par :

$$\alpha_w = 2,4959 \cdot U_w [(1 + 79,034U_w)^{0,6828} + 6,385U_w]^{-1} \quad (\text{III-3-b})$$

U_w est l'épaisseur d'eau condensable à la verticale du lieu (cm) donnée par

$$U_w = w \cdot m_r \quad (\text{III-3-c})$$

w représente l'épaisseur (ou bien la hauteur) d'eau condensable obtenue à partir de la température T (en K) et l'humidité relative HR (en %), à l'aide de l'équation (III-3-d)

$$w = \frac{0,493}{T} \frac{HR}{100} \cdot \exp\left(26,23 - \frac{5416}{T}\right) \quad (\text{III-3-d})$$

8) Absorption par les gaz :

Le coefficient de transmission après absorption par les gaz (CO_2 et O_2) s'exprime en fonction de la masse d'air corrigée à l'aide de la relation suivante.

$$\tau_g = \exp(-0.0127 \cdot m_a^{0,26}) \quad (\text{III-4})$$

La masse d'air corrigée m_a est donnée par l'équation (II-4).

9) Diffusion de Rayleigh :

Le coefficient de transmission après la diffusion moléculaire s'exprime aussi en fonction de la masse d'air par relation suivante

$$\tau_r = \exp[-0,0903 \cdot m_a^{0,84} (1,0 + m_a - m_a^{1,01})] \quad (\text{III-5})$$

10) Diffusion par les aérosols :

Dans ce modèle, le coefficient de transmission après la diffusion par les aérosols peut se calculer à partir de l'atténuation spectrale de deux longueurs d'onde couramment utilisées par les réseaux météorologiques $\lambda = 0,38 \mu\text{m}$ et $\lambda = 0,50 \mu\text{m}$. Ce sont les longueurs d'ondes où il existe un minimum d'absorption par l'ozone. Il est donné par :

$$\tau_a = \exp[-K_a^{0,873} \cdot m_a^{0,9108} (1,0 + K_a - K_a^{0,7088})] \quad (\text{III-6-a})$$

où

$$k_a = 0,2758 \cdot k_{a\lambda/\lambda=0,38\mu\text{m}} + 0,35 \cdot k_{a\lambda/\lambda=0,5\mu\text{m}} \quad (\text{III-6-b})$$

$k_{a\lambda/\lambda=0,38\mu\text{m}}$ et $k_{a\lambda/\lambda=0,5\mu\text{m}}$ sont deux coefficients d'atténuation déterminés à partir des mesures expérimentales.

Dans notre étude les valeurs fournies pour les coefficients α et β [16], nous ont permis de calculer $k_{a\lambda/\lambda=0,38\mu\text{m}}$ et $k_{a\lambda/\lambda=0,5\mu\text{m}}$ par l'équation (II-7).

III-3-1-2-Calcul du rayonnement diffus :

Dans ce modèle, le rayonnement diffus sur un plan horizontal est la somme des trois composantes diffuses dues aux divers types de diffusion du rayonnement solaire par la pellicule atmosphérique

$$D = D_r + D_a + D_m \quad (\text{III-7-a})$$

avec

D_r est le diffus issu de la diffusion de Rayleigh.

D_a est le diffus après diffusion par les aérosols.

D_m est le diffus dû au phénomène de multi réflexion terre atmosphère.

1)-Le rayonnement diffus issu de la diffusion de Rayleigh :

Le rayonnement diffus issu de la diffusion de Rayleigh est donnée par

$$D_r = 0,79 \cdot I_{sc} \cdot \cos(\theta_z) \cdot \tau_0 \cdot \tau_g \cdot \tau_w \cdot \tau_{aa} \cdot 0,5 (1 - \tau_r) / (1 - m_a + m_a^{1,02}) \quad (\text{III-7-b})$$

τ_{aa} est donnée par

$$\tau_{aa} = 1 - (1 - \omega_0)(1 - m_a + m_a^{1,06})(1 - \tau_a) \quad (\text{III-7-c})$$

ω_0 est le coefficient de réflexion unitaire relatif à la diffusion par les aérosols, la valeur de ω_0 dépend du type d'aérosols présents dans l'atmosphère. Dans ce modèle, Bird et Hulstrom recommandèrent que $\omega_0 = 0,90$.

2)-Le rayonnement diffus après diffusion par les aérosols :

Le rayonnement diffus après la diffusion par les aérosols est donnée par :

$$D_a = 0,79 \cdot I_{sc} \cdot \cos(\theta_z) \cdot \tau_0 \cdot \tau_g \cdot \tau_w \cdot \tau_{aa} \cdot F_c (1 - \tau_{as}) / (1 - m_a + m_a^{1,02}) \quad (\text{III-7-d})$$

F_c est le coefficient de dispersion de l'atmosphère. $F_c = 0.84$, Valeur recommandée par ce modèle.

τ_{as} est donné par:

$$\tau_{as} = \tau_a / \tau_{aa} \quad (\text{III-7-e})$$

3)-Le rayonnement diffus issu de phénomène de multi réflexion terre atmosphère :

Il s'agit de la réflexion multiple (plusieurs fois) du rayonnement solaire entre le sol et le ciel. L'irradiation diffuse issue du phénomène de multi réflexion est donnée par l'expression suivante

$$D_m = (I + D_a + D_r) p p'_a / (1 - p_g p'_a) \quad (\text{III-7-f})$$

Où I est l'éclairement dû au rayonnement direct sur un plan horizontal calculé par la formule :

p est l'albédo terrestre;

p'_a est l'albédo du ciel clair donné par

$$p'_a = 0,0685 + (1 - F_c)(1 - \tau_{as}) \quad (\text{III-7-g})$$

III-3-1-3-Calcul du rayonnement global :

L'éclairement dû au rayonnement global sur un plan horizontal est calculé comme suit

$$G = I + D \quad (\text{III-8})$$

I est l'éclairement dû au rayonnement direct calculé sur un plan horizontal, et D est la somme des éclairements dû au rayonnement diffusé par les aérosols, les molécules d'air et le phénomène de multi réflexions.

Précisons que ce modèle s'applique au cas de l'estimation des composantes du rayonnement solaire par des journées claires et pour des surfaces horizontales.

III-3-2-Modèle de Liu et Jorda

En 1960, Liu et Jordan [21] ont proposé un modèle empirique simple qui permet d'estimer les composantes du rayonnement solaire sur plan incliné ne nécessitant que quelques paramètres géo astronomiques tels que le numéro de jour de l'année, la hauteur du soleil et la latitude du lieu. L'avantage de ce modèle par rapport aux autres est qu'il permet de générer le flux solaire reçu au sol pour différents états du ciel et différentes inclinaisons de surfaces.

III-3-2-1-Calcul du rayonnement direct :

L'expression générale de l'irradiation directe sur un plan incliné d'un angle β' est sous la forme

$$I = I_h R_b \quad (\text{III-9-a})$$

où

R_b est le facteur d'inclinaison donné par

$$R_b = \frac{\cos(\varphi - \beta') \cos(\delta) \cos(\omega) + \sin(\varphi - \beta') \sin(\delta)}{\cos(\varphi) \cos(\delta) \cos(\omega) + \sin(\varphi) \sin(\delta)} \quad (\text{III-9-b})$$

Mais sur un plan horizontal, $\beta' = 0$ donc $R_b = 1$, l'expression d'irradiation directe devient

$$I = I_h = A \sin(h) \exp\left(\frac{-1}{C \sin(h+2)}\right) \quad (\text{III-9-c})$$

A et C sont des données fournies dans le tableau (III-2).

III-3-2-2-Calcul du rayonnement diffus :

L'expression générale de l'irradiation diffuse sur un plan incliné est

$$D = D_h \left(\frac{1 + \cos \beta'}{2}\right) \quad (\text{III-9-d})$$

Si le plan est horizontal, $D = D_h$.

$$D = D_h = B(\sin(h))^{0,4} \quad (\text{III-9-e})$$

A, B et C sont des constantes qui tiennent compte de la nature du ciel. Elles sont données d'après le tableau (III-1)

Tableau (III-1) : Les coefficients: A, B et C pour le modèle de Lui & Jordan [22-25]

Nature du ciel	A	B	C
Ciel très Clair	1300	87	6
Ciel Moyne	1230	125	4
Ciel pollué	1200	187	5

III-3-2-3-Calcul du rayonnement réfléchi :

Pour un plan incliné, l'irradiation réfléchie est donnée par :

$$R = (D_h + D_h) \left(\frac{1 - \cos \beta'}{2}\right) \rho \quad (\text{III-9-f})$$

Pour un plan horizontal, la composante solaire réfléchie est nulle.

III-2-2-3-Calcul du rayonnement global :

L'irradiation globale est égale à la somme des composantes solaires directe, diffuse et réfléchie.

$$G = I_h \cdot R_h + D_h \left(\frac{1+\cos\beta'}{2} \right) + \left(\frac{1-\cos\beta'}{2} \right) \rho \quad (\text{III-10-1})$$

Pour un plan horizontal, on a

$$G = G_h = I_h + D_h \quad (\text{III-10-2})$$

III-3-3-Modèle de Hoyt

III-3-3-1-Calcul de l'Eclairement dû au Rayonnement Direct :

La relation proposée pour la reconstitution de l'éclairement dû au rayonnement direct a été [13]:

$$I_n = I_{sc} \cdot \cos\theta_z (\tau_0 \tau_r - a_w) \tau_a \quad (\text{III-11})$$

Avec I_{sc} : la Constante solaire corrigé par la variation distance terre-soleil, normal, (W/m²)

1)- Coefficient d'Absorption de l'Eclairement dû au Rayonnement Direct

par la Vapeur d'Eau:

Elle est donnée par la relation suivante:

$$a_w = \frac{2.9.U_1}{(1+141.5.U_1)^{0.635}+5.925.U_1} \quad (\text{III-12})$$

est l'épaisseur d'eau condensable corrigée par trajet optique du rayonnement à travers cette couche, il est donné par la relation : (III-6)

Avec ω et sont respectivement la hauteur d'eau condensable et le trajet optique relatif.

2)-Coefficient de Transmission après Absorption par l'Ozone:

$$\tau_0 = 1 - a_0 \quad (\text{III-13})$$

a_0 est le coefficient d'absorption du rayonnement solaire direct par la couche d'ozone,

et qui est donné par la relation suivante:

$$a_0 = \frac{0.02118.U_3}{1+0.042.U_3+3.23.10^{-4}U_3^2} + \frac{1.082U_3}{(1+138.6.U_3)^{0.805}} + \frac{0.658U_3}{1+(130.6.U_3)^3} \quad (\text{III-14})$$

U_3 Est le trajet optique parcouru par le rayonnement solaire à travers la couche d'ozone.

Il est mesuré par la relation (III-12)

3)-Coefficient de Transmission Après Diffusion Moléculaire ou de Rayleigh:

$$\tau_r = 0.972 - 0.08262.m_a + 0.00933.m_a^2 - 0.00095.m_a^3 + 0.000437.m_a^4 \quad (\text{III-15})$$

4)-Coefficient de Transmission Après Diffusion par les Aérosols :

$$\tau_a = 0.91^{mr} \quad (\text{III-16})$$

III-3-3-2- Calcul de l'Eclairement dû au Rayonnement Diffus:

L'éclairement dû au rayonnement diffus sur une surface horizontale est calculé à partir de la Relation suivante:

$$I_d = I + I_{da} + I_{dm} \quad (\text{III-17})$$

1)-L'Eclairement dû au Rayonnement Diffusé par les Différentes Molécules d'Air:

Cette Composante est calculée par la relation suivante:

$$I_{dr} = I_{sc} \cdot \cos \theta_z \cdot \tau_0 [0.5(1 - \tau_r)] \cdot \tau_a \quad (\text{III-18})$$

2)-L'Eclairement dû au Rayonnement Diffusé par les Aérosols :

$$I_{da} = I_{sc} \cdot \cos \theta_z \cdot (\tau_0 \tau_r - a_w) \cdot [F_c \cdot w_0 \cdot (1 - \tau_a)] \quad (\text{III-19})$$

Le coefficient de dispersion de l'atmosphère = 0.85

3)-L'Eclairement dû au Rayonnement Diffusé par Multi

Réflexions Terre- Atmosphères:

$$I_{dm} = (I_n + I_{dr} + I_{da}) \cdot \rho_g \cdot \rho_\alpha / (1 - \rho_g \rho_\alpha) \quad (\text{III-20})$$

Avec l'albédo du sol et l'albédo de l'atmosphère clair du site considéré,

donnée par Comme suit:

$$\rho_\alpha = 0.0685 + 0.17 \cdot (1 - \tau_{as}) \cdot w_0 \quad (\text{III-21})$$

III-3-3-Eclairement dû au Rayonnement Global :

L'éclairement dû au rayonnement global est calculé par la relation suivante:

$$I_g = I_n + I_d \quad (\text{III-22})$$

III-4-Conclusion

Les modèles radiométriques les plus importants ont été présentés dans ce chapitre. Les modèles semi empiriques permettent de calculer les différentes composantes du rayonnement solaire au niveau du sol en utilisant comme paramètres d'entrée : les paramètres astronomiques, les paramètres géographiques au solaire .

Ces modèles ont l'avantage d'être simples, ils utilisent des équations mathématiques pas trop lourdes pour l'étude de gisement solaire et l'estimation de l'énergie solaire incidente. Ils peuvent être appliqués pour n'importe quelle région et n'importe quelle journée de l'année.

Néanmoins, la limitation de ces modèles réside dans le fait qu'ils soient valables dans des situations de ciel clair (pour la plupart d'entre eux). En effet, ces modèles sont sensibles aux perturbations climatiques comme le vent de sable ou les nuages qui influent considérablement sur l'estimation de la quantité d'énergie solaire incidente. Ainsi, l'utilisation directe de l'un ou l'autre de ces modèles dans ce cas, peut conduire à des valeurs erronées pouvant influencer considérablement sur le dimensionnement des systèmes solaires. L'approche complémentaire basée sur les images satellitaires s'avère toutefois indispensable.

Enfin précisons que la validité des modèles étudiés dans ce travail sera discutée en confrontant les résultats obtenus par ces derniers aux valeurs mesurées récoltées dans une série de stations 'sites' de mesures installées sur le territoire algérien. Ceci fera l'objet des chapitres qui suivront.

Chapitre IV
Etude comparative et résultats de
Simulation

IV-1-Introduction

Après une étude détaillée de chacun des modèles basés sur les mesures au sol dans les deux chapitres qui ont précédé, nous allons maintenant passer à la phase de simulation et comparerons les résultats obtenus par chaque modèle avec les valeurs réellement mesurées sur quelques sites algériens pour les différentes composantes du rayonnement solaires : directe, diffuse et globale .

IV-2-Modélisation des phénomènes d'atténuation du rayonnement solaire

Afin de connaître le rayonnement solaire qui arrive au niveau du sol, il est nécessaire de modéliser les phénomènes atmosphériques responsables de l'atténuation du rayonnement solaire.

IV-2-1-Coefficients de transmission

En utilisant les relations proposées dans le modèle de BIRD & HULSTROM et le modèle de HOYT, on peut tracer les allures des coefficients d'absorption et de diffusion du rayonnement solaire par les différents constituants atmosphériques en fonction du temps [7], on utilise simulation par Matlab.

IV-3-Étude comparative des modèles radiométriques

Pour s'assurer de la validation des modèles étudiés, nous allons maintenant confronter des valeurs mesurées par ciel clair, du rayonnement solaire au niveau des deux stations radiométriques de Laghouat et d'Alger, avec les valeurs obtenues par simulation sous Matlab. On présentera sur les figures suivantes, des graphes comparatifs relatifs au rayonnement diffus, au rayonnement direct et au rayonnement global, des modèles simulés avec les données expérimentales obtenues dans les deux sites.

IV-3-1-Données utilisées

Les données expérimentales utilisées dans notre étude sont des mesures d'irradiation directe, diffuse et globale pour le site de Laghouat , et des mesures de l'irradiation diffuse et globale pour le site de Alger où les données d'irradiation directe n'ont pas été disponibles. Ce sont des données solaires fournies par le Centre de Développement des Énergies Renouvelables « CDER » (à Bouzarreah) et l'Unité de Recherche Appliquée en Énergies Renouvelables « URAER » (Ghardaïa).

Le choix de ces sites s'est porté sur la disponibilité des données radiométriques recherchées et sur la différence de climat existant entre eux. En effet, les deux sites ont des conditions climatiques différentes est un grand arrondissement d'Alger, ville côtière, et Ghardaïa est une ville saharienne située au Nord du Sahara. Ces données sont mesurées à l'échelle horaire et correspondent à quatre journées claires sur toute l'année. Les caractéristiques géographiques de chacun des sites étudiés sont données sur le tableau(V-1).

Tableau(IV-1): Coordonnées géographiques des sites utilisés

site	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)
Laghoutat	33.8	2.8	760
Alger	36.8	3.1	345

IV-4-Méthode de comparaison

Pour comparer les résultats obtenus par simulation avec les mesures expérimentales, les courbes représentatives des valeurs mesurées et celles estimées par chacun des modèles ont d'abord été dressées sur un même diagramme.

IV-4-1-Résultats obtenus

Nous avons choisi les journées suivantes : le 10/01 et le 17/07 pour le site de Laghouat, et les journées 10/01 et 17/07 pour le site d' Alger, ces journées représentent les différentes saisons de l'année. Après la simulation de chacun des modèles semi empiriques retenus, nous avons obtenus les graphes illustrés ci-dessous pour les journées choisis dans les deux sites.

IV-4-2-Comparaison du rayonnement direct

a)- Site de Laghouat :

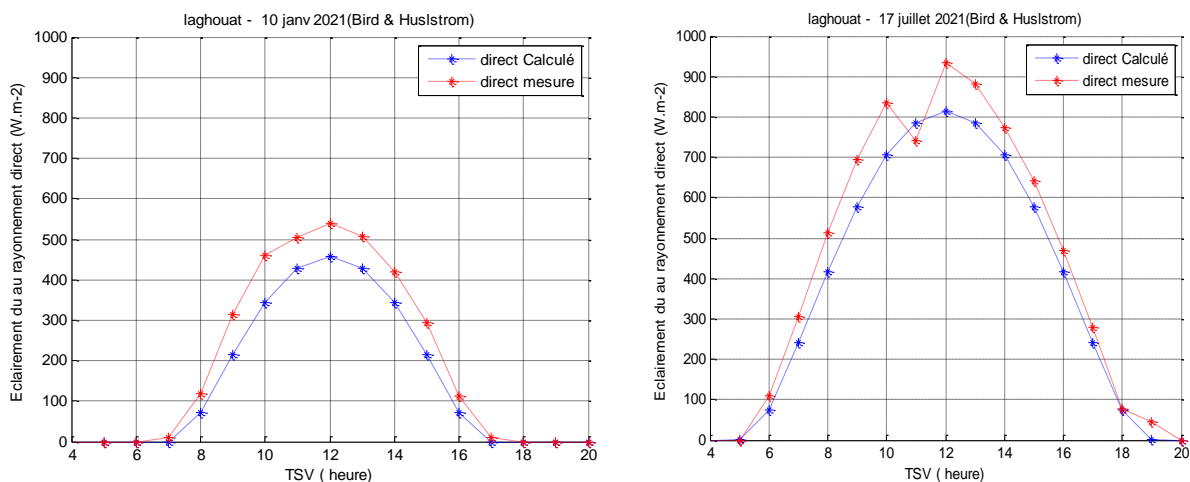


Figure (IV-1) : Comparaison du rayonnement direct mesuré et calculé par le modèle de Bird & Hulstrom – Site: Laghouat.

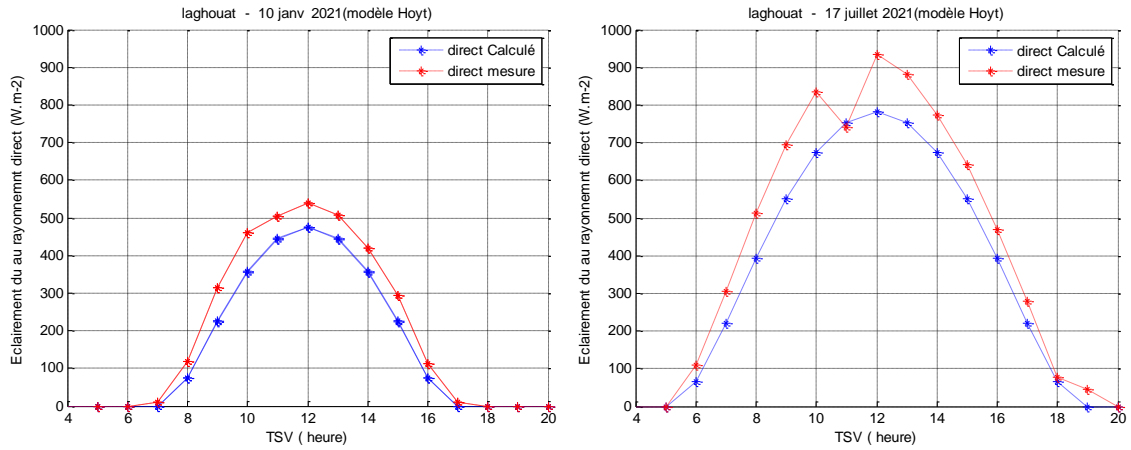


Figure (V-2): Comparaison du rayonnement direct mesuré et calculé par le modèle d’ Hoyt
Site: Laghouat.

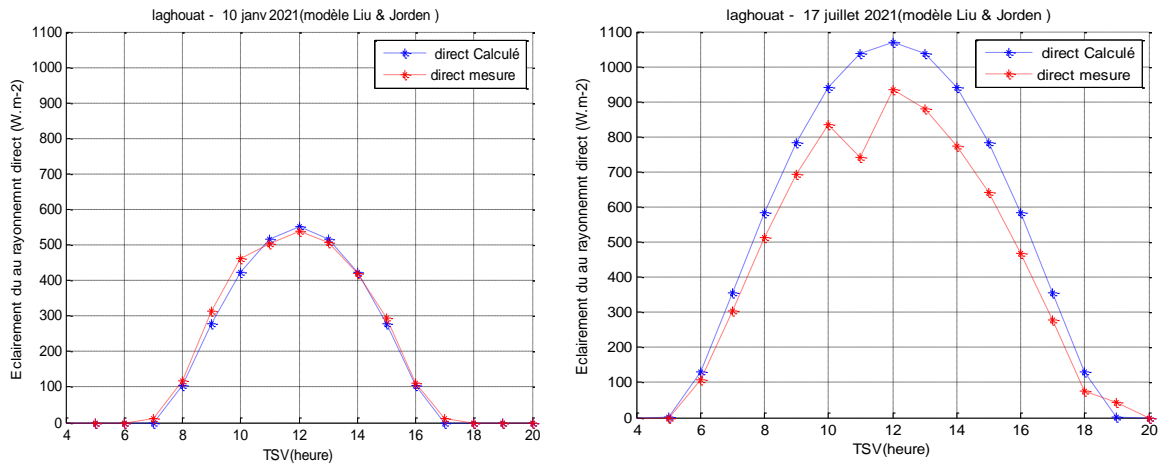
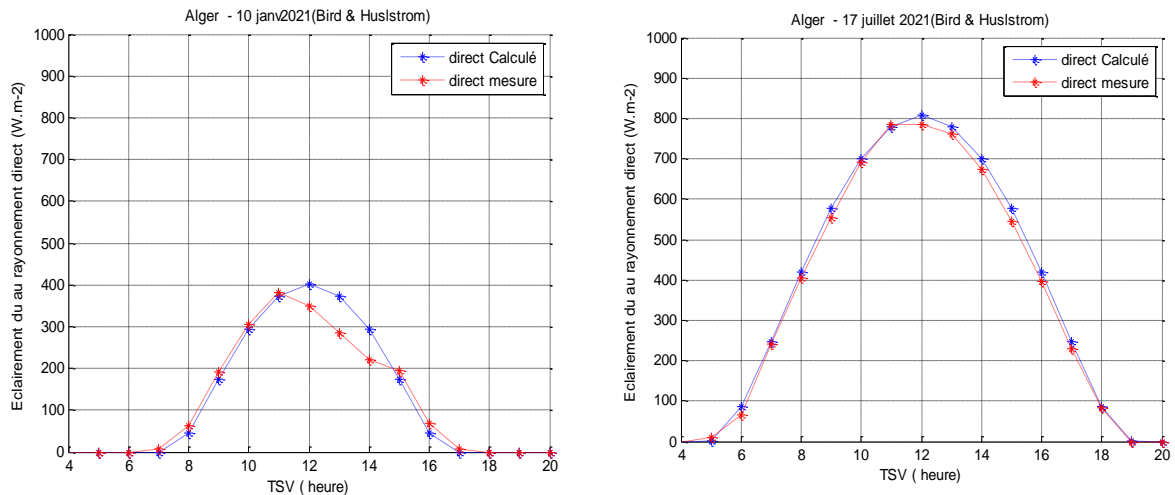
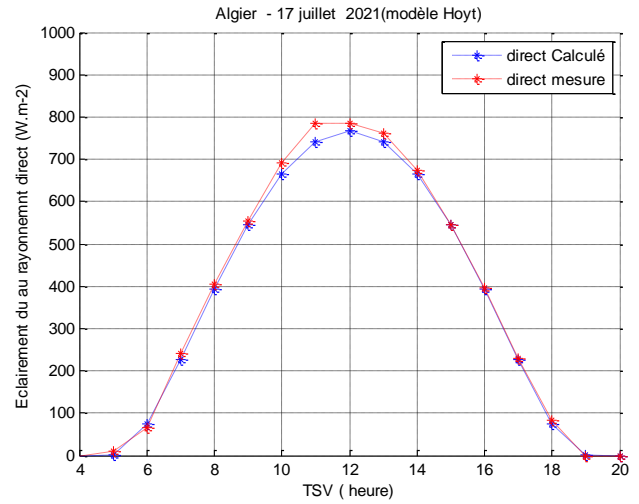
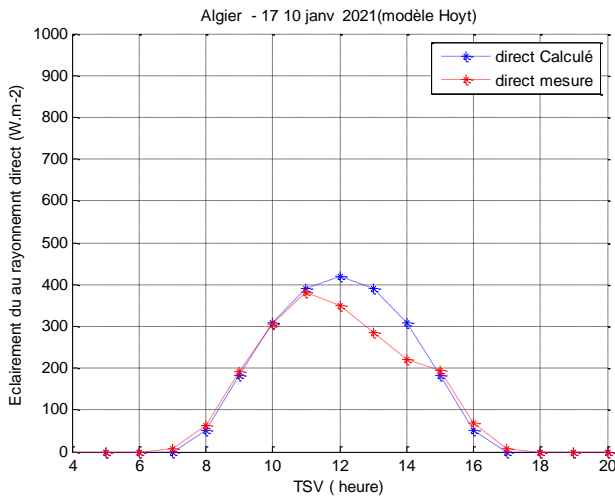


Figure (IV-3) : Comparaison du rayonnement direct mesuré et calculé par le modèle de Lui & Jordan – Site: Laghouat

b)-Site Alger :



Figure(IV-4) : Comparaison du rayonnement direct mesuré et calculé par le modèle de Bird & Hulstrom – Site: Alger



Figure(IV-5) : Comparaison du rayonnement direct mesuré et calculé par le modèle d hoyt

Site: Alger.

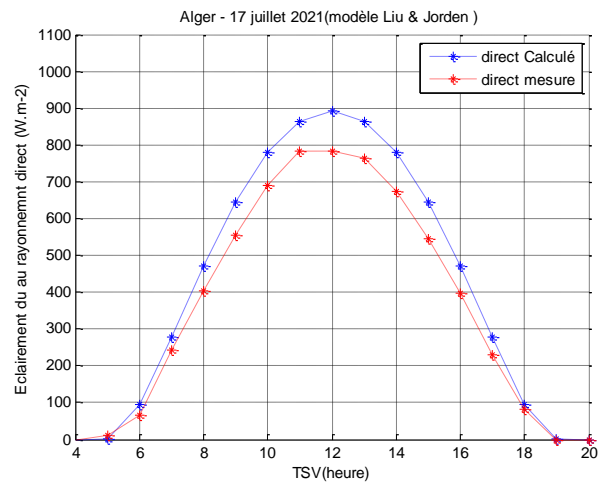
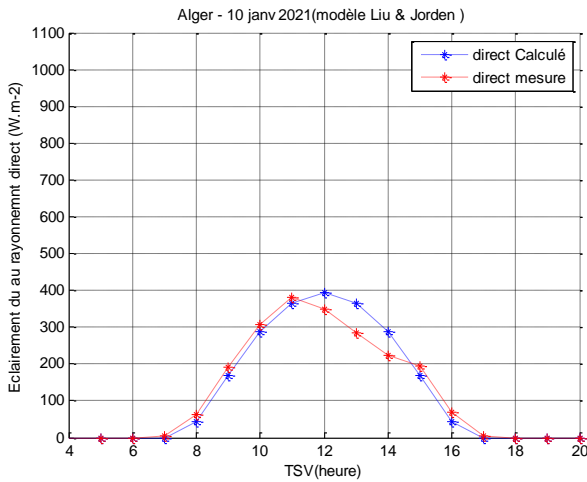
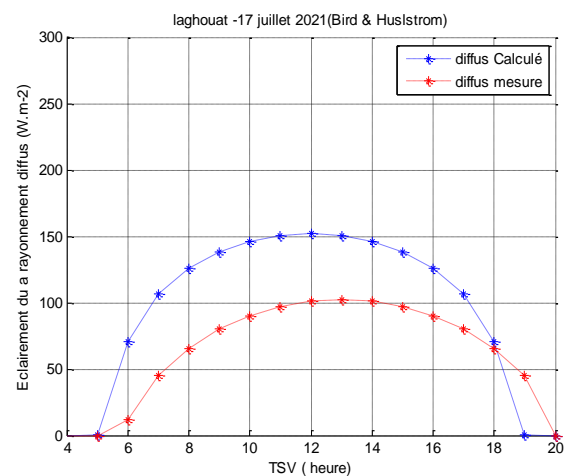
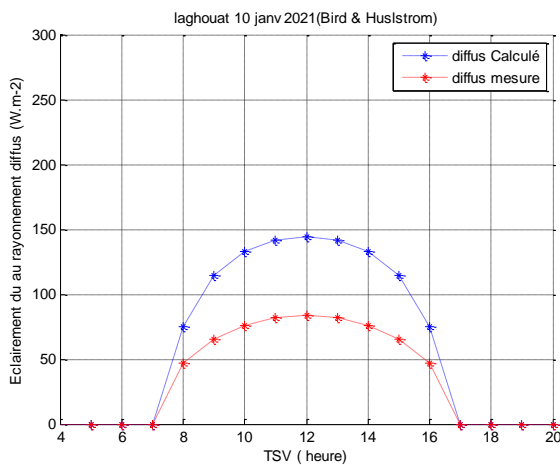


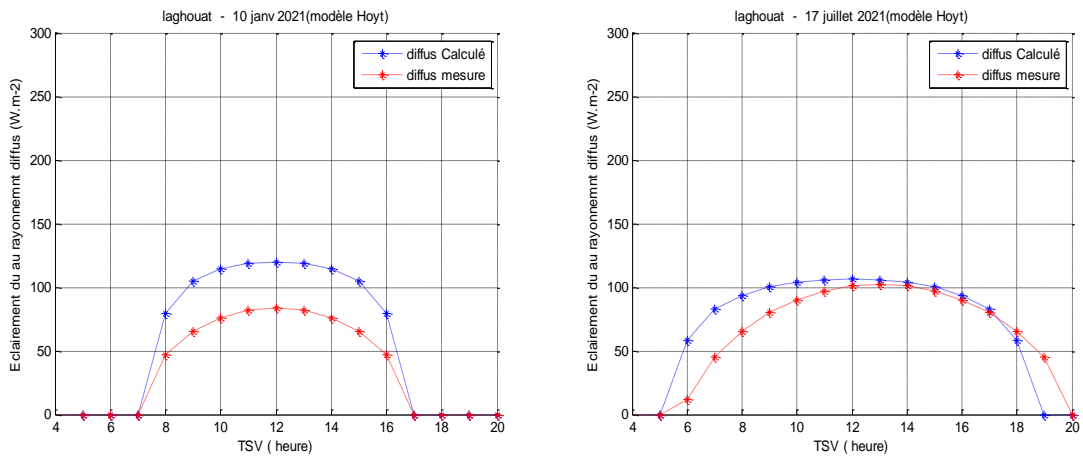
Figure (IV-6) : Comparaison du rayonnement direct mesuré et calculé par le modèle de Lui & Jordan – Site: Alger.

IV-4-3-Comparaison du rayonnement diffus

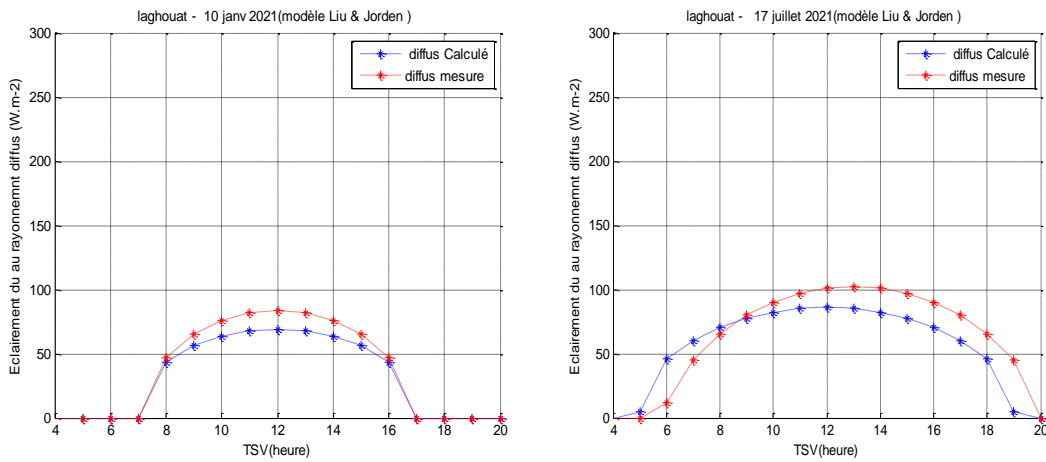
a)-site Laghouat :



Figure(IV-7): Comparaison du rayonnement diffus mesuré et calculé par le modèle de Bird & Hulstrom – Site: Laghouat



Figure(IV-8) : Comparaison du rayonnement diffus mesuré et calculé par le modèle d' Hoyt
Site: Laghouat



Figure(IV-9) : Comparaison du rayonnement diffus mesuré et calculé par le modèle de Lui & Jordan – Site: Laghouat

b)-Site d' alger :

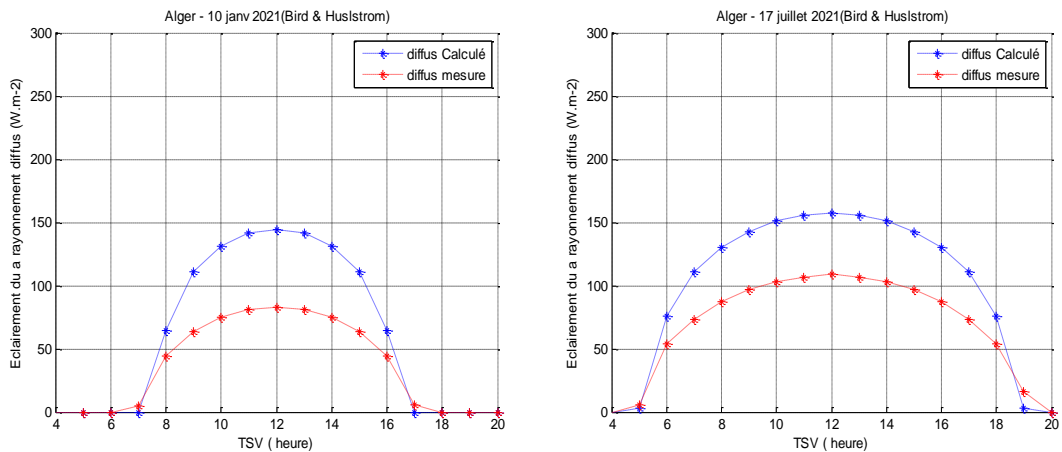
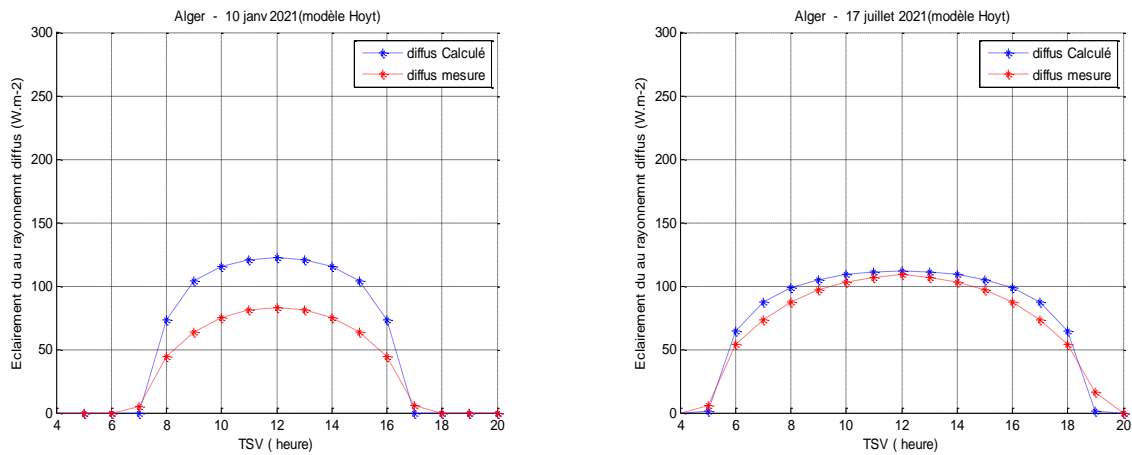
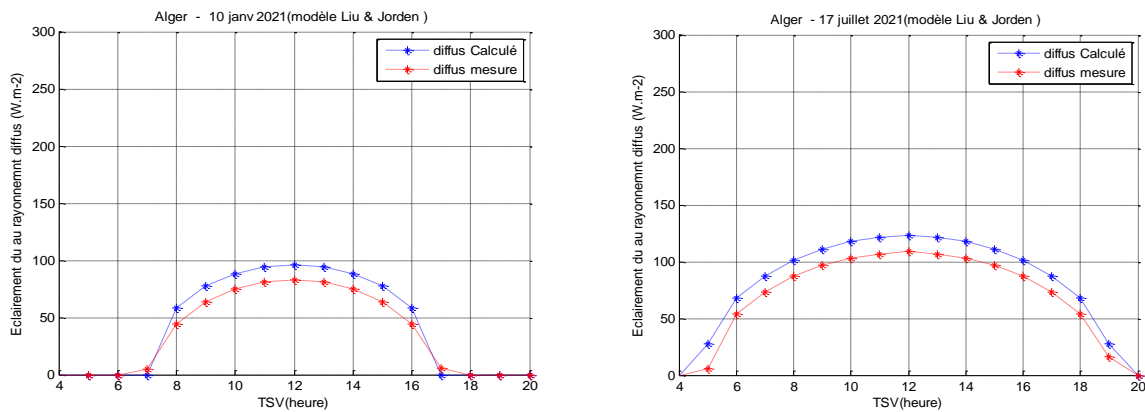


Figure (IV-10): Comparaison du rayonnement diffus mesuré et calculé par le modèle de Bird & Hulstrom – Site: Alger.



Figure(IV-11) : Comparaison du rayonnement diffus mesuré et calculé par le modèle d' Hoyt - Site: Alger.



Figure(IV-12) : Comparaison du rayonnement diffus mesuré et calculé par le modèle de Lui & Jordan – Site: Alger.

IV-4-4-Comparaison du rayonnement global

a) Site Laghouat :

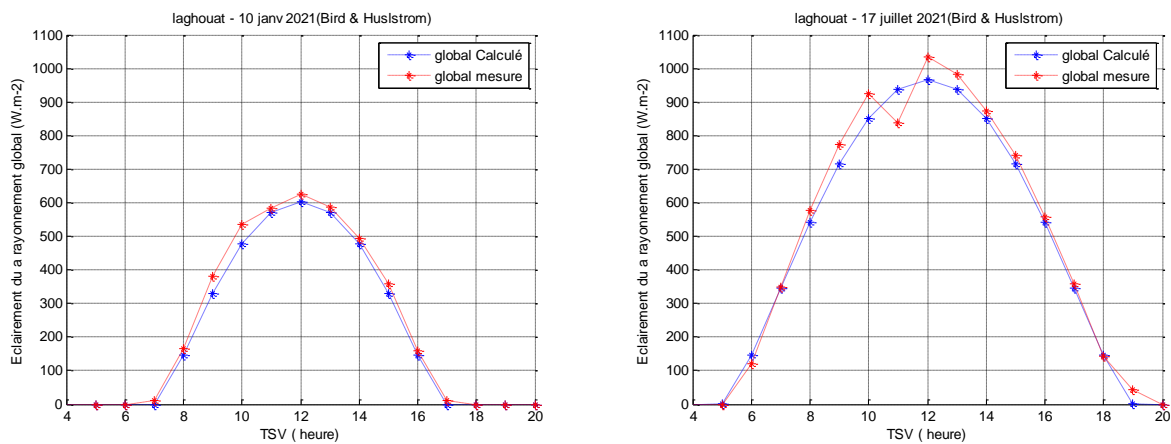


Figure (IV-13) : Comparaison du rayonnement global mesuré et calculé par le modèle de Bird & Hulstrom– Site: Laghouat.

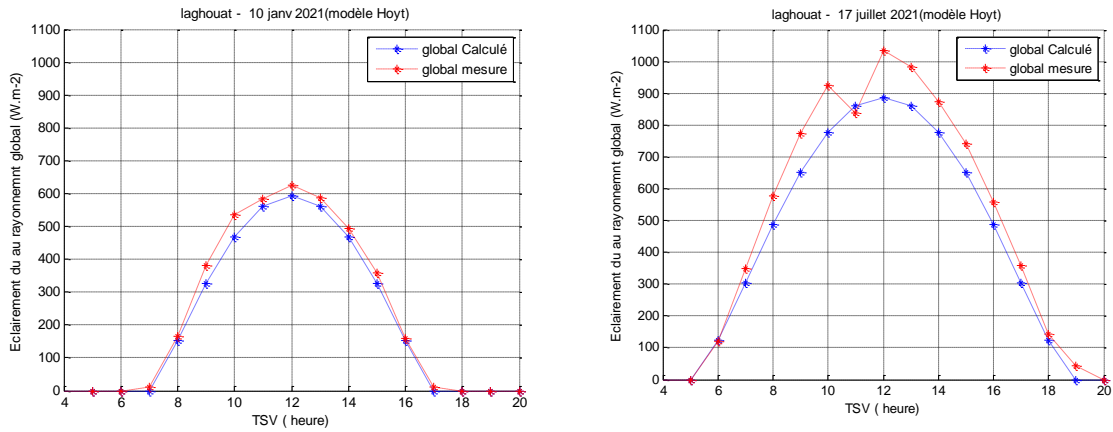


Figure (IV-14) : Comparaison du rayonnement global mesuré et calculé par le modèle d’Hoyt – Site: Laghouat.

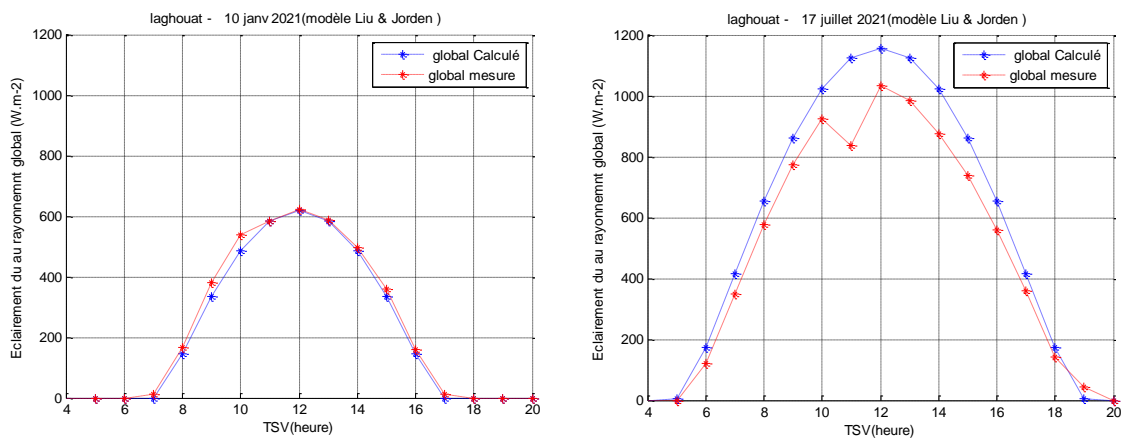


Figure (IV-15) : Comparaison du rayonnement global mesuré et calculé par le modèle de Lui & Jordan – Site: Laghouat.

b)-Site d’Alger :

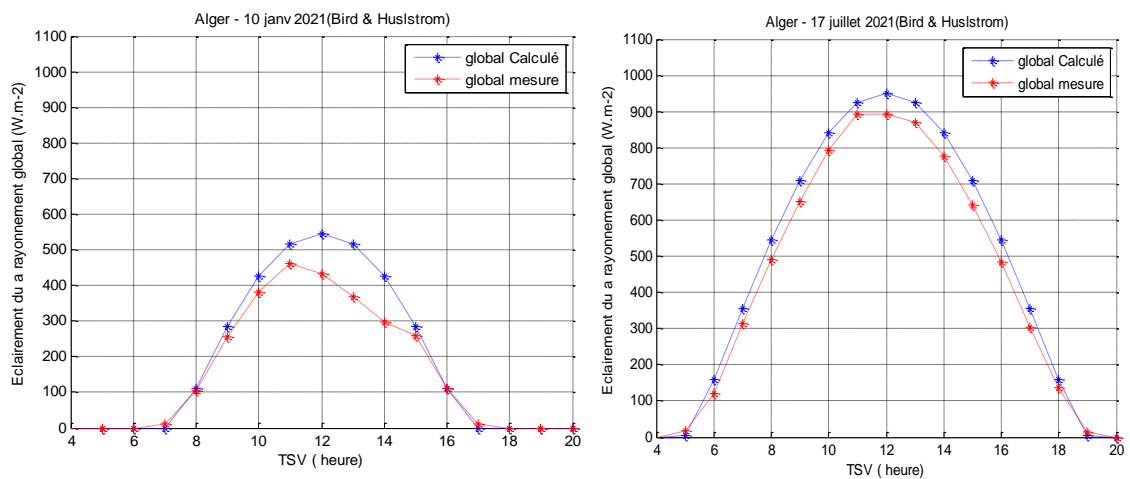


Figure (IV-16) : Comparaison du rayonnement global mesuré et calculé par le modèle de Bird & Hulstrom– Site: Alger.

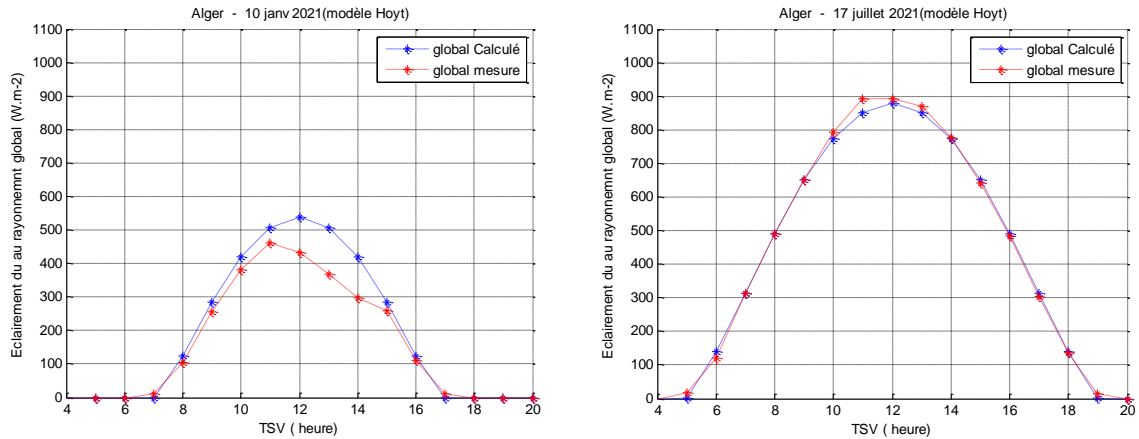


Figure (IV-17) : Comparaison du rayonnement global mesuré et calculé par le modèle d' Hoyt – Site: Alger

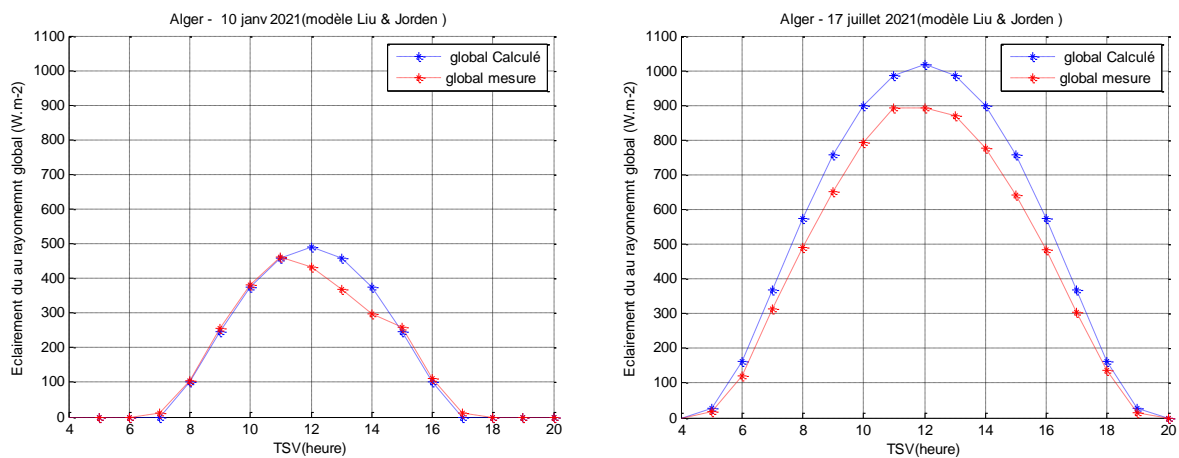


Figure (IV-18) : Comparaison du rayonnement global mesuré et calculé par le modèle de Lui & Jordan – Site: Alger

IV-5-Discussion des résultats

IV-5-1-Comparaison entre le rayonnement direct calculé et mesuré

On remarque dans les figures (IV-1), (IV-2) de site Laghouat que le modèle de Bird & Hulstrom surestime les valeurs mesurées. L'écart entre les valeurs mesurées et celles calculées est un peu faible par chacun des modèles simulés dans les figure (IV-3) ,(IV-4) et (IV-5) , alors qu'il est assez important pour les modèles de d Liu & Jordan . En effet, l'éclairement direct est plus sensible aux effets d'extinction, dont le modèle d' Hoyt utilise le facteur de trouble atmosphérique de Linke et pour lesquels le modèle de Liu & Jordan utilise des constantes caractérisent l'état du ciel. Les deux autres modèles utilisent par contre des relations permettant de déterminer avec une certaine précision les différentes Transmittances des constituants atmosphériques indépendantes les unes par rapport aux autres.

Pour la journée du 17/07 dans le site de Laghouat, on remarque que tous les modèles surestiment la quantité d'éclairement direct.

La différence entre les valeurs mesurées et celles estimées est importante. A notre sens, ceci pourrait revenir à la situation de vent de sable très fréquent dans la région durant la saison estivale. Les poussières dispersées dans l'air absorbent une partie importante de l'éclairement direct, ce qui contribue à son atténuation. Les valeurs mesurées obtenues dans ce cas de figure sont inférieures à celles estimées par les quatre modèles. La différence entre les valeurs des deux courbes est nette et peut dépasser les 150 Watts au midi.

Précisons aussi que dans certains cas les courbes des valeurs mesurées sont en bonne concordance avec celles des valeurs estimées. Ceci apparaît pendant la journée du 10/01 le site de Laghouat dans le modèle de Liu & Jordan et dans le modèle d'Hay. La journée du 17/07 le site d'Alger en est aussi un exemple concernant le modèle de Bird & Hulstrom.

De façon générale, on peut dire que les quatre modèles restent en bonne concordance avec la réalité dans la plupart des journées.

IV-5-2-Comparaison entre le rayonnement diffus calculé et mesuré

Pour le site de Laghouat les diagrammes représentatifs du rayonnement diffus, nous remarquons pour les figures (IV-7) et (IV-8) dans le modèle de Bird & Hulstrom et dans le modèle d'Hay les valeurs calculées surestime l'éclairement diffus par les valeurs mesurées. On voit que le modèle Liu & Jordan figure (IV-9) sous-estime l'éclairement diffus dans les valeurs mesurées. Par ailleurs, on assiste à une bonne compatibilité entre les valeurs mesurées et les valeurs calculées par les autres modèles. D'un point de vue quantitatif, ces différences restent sans grands effets sur les valeurs prises par la composante globale et par conséquent sans effets considérables sur le calcul des performances des systèmes solaires.

Pour le site d'Alger, on voit que les valeurs mesurées sont inférieure aux valeurs calculées par chacun des modèles simulées dans les figure (IV-10), (IV-11) et (IV-12) que le modèle de Bird & Hulstrom sous-estime l'éclairement pour la journée du 10/01 site d'Alger, particulièrement à midi, ce que l'on peut expliquer par une atmosphère caractérisée par une densité de vapeur d'eau et de petits grains de sable pendant les mois d'hiver et d'été respectivement. Ces particules absorbent une partie importante du rayonnement solaire ce qui par conséquent contribue à une diffusion importante laquelle apparaît dans les graphes des valeurs mesurées.

IV-5-3-Comparaison entre le rayonnement global calculé et mesuré

Concernant la composante globale, il est à noter que tous les modèles donnent de bons résultats pour les sites choisis. Les valeurs expérimentales sont en effet très proches des valeurs estimées de sorte que l'écart est très faible. Au lever et au coucher de soleil, les valeurs du flux solaire reçu sur la terre sont très faibles (quelques Watts), ceci engendre des

erreurs relatives moyennes non négligeables.

IV-6-Calcul d'erreur

Les erreurs relatives entre les valeurs des données mesurées et celles obtenues par simulation de chacun des modèles sont résumées dans les tableaux (IV-2),(IV-3), (IV-4),(IV- 5),(IV-6) et (IV-7).

Tableau (IV-2): Erreur relative moyenne entre les valeurs mesurées du rayonnement direct et celles calculées par les quatre modèles – Site: Laghouat.

Le model	Modèle de Bird & Hulstrom	Modèle d'Hoyt	Modèle de Lui & Jordan
Le jour			
10 janvier	6.7	4.78	0
17 juillet	11.43	15.67	25.53

Tableau (IV-3): Erreur relative moyenne entre les valeurs mesurées du rayonnement diffus et celles calculées par les quatre modèles – Site: Laghouat.

Le model	Modèle de Bird & Hulstrom	Modèle d'Hoyt	Modèle de Lui & Jordan
Le jour			
10 janvier	27.81	17.20	3.42
17 juillet	20.66	9.15	5.65

Tableau (IV-4): Erreur relative moyenne entre les valeurs mesurées du rayonnement direct et celles calculées par les quatre modèles – Site: Alger.

Le model	Modèle de Bird & Hulstrom	Modèle d'Hoyt	Modèle de Lui & Jordan
Le jour			
10 janvier	6.9	8,89	5.33
17 juillet	0	2.3	12.22

Tableau (IV-5): Erreur relative moyenne entre les valeurs mesurées du rayonnement diffus et celles calculées par les quatre modèles – Site: Alger.

Le model	Modèle de Bird & Hulstrom	Modèle d'Hoyt	Modèle de Lui & Jordan
Le jour			
10 janvier	28.52	13.08	3.03
17 juillet	22.11	2.90	3.40

Tableau (IV-6): Erreur relative moyenne entre les valeurs mesurées du rayonnement global et celles calculées par les quatre modèles – Site: Laghouat.

Le model	Modèle de Bird & Hulstrom	Modèle d'Hoyt	Modèle de Lui & Jordan
Le jour			
10 janvier	0	0	0
17 juillet	3.80	12.01	18.80

Tableau (IV-7): Erreur relative moyenne entre les valeurs mesurées du rayonnement global et celles calculées par les quatre modèles – Site: Alger.

Le model	Modèle de Bird & Hulstrom	Modèle d'Hoyt	Modèle de Lui & Jordan
Le jour			
10 janvier	11.58	9.40	4.28
17 juillet	5.7	0	10.60

IV-7-Résultats de simulation

On remarque le modèle Lui & Jordan ,bon model pour demandé valeur très simple exemple ciel très les valeur A B et C par contre les autre modèles Bird & Hulstrom et Hoyt domendes les valeur

Latitude , altitude , longitude , l'angle zénithal ,température , bêta et l'humidité .

IV-8-Conclusion

En examinant les modèles présentés dans la littérature et simulés au cours de notre étude on réalise qu'ils peuvent se rapprocher avec une certaine précision de la réalité moyennant seulement quelques données astronomiques, géographiques et météorologiques. Ceci nous permettrait d'utiliser l'un ou l'autre d'entre eux dans les situations où il n'existe pas d'appareils effectuant les mesures ou si ces appareils ne fonctionnaient pas convenablement.

Les modèles se sont avérés probants et peuvent être considérés comme des modèles de Simulation de l'éclairement solaire dans le site étudié.

Conclusion générale

Conclusion générale

L'étude du gisement solaire est le point de départ de toute investigation dans le domaine de l'énergie solaire. Les différentes applications des systèmes énergétiques à conversion thermique et photovoltaïque de l'énergie solaire nécessitent la bonne détermination de l'énergie solaire incidente sur le site étudié. Par conséquent, il est important de s'acquérir des renseignements satisfaisants et bien détaillés sur l'évolution du rayonnement solaire disponible dans le lieu étudié et au cours d'une période donnée.

L'évaluation du gisement solaire est utilisée pour simuler le fonctionnement probable d'un système énergétique solaire et donc d'effectuer son dimensionnement le plus précis possible compte tenu des demandes en énergie à satisfaire.

La densité du réseau météorologique à travers le territoire national est faible. Des méthodes théoriques sont appliquées pour l'estimation de l'énergie solaire incidente dans les sites où il n'existe pas de mesures. Ces méthodes sont basées sur l'utilisation des modèles météorologiques et radiométriques.

Dans ce mémoire, nous avons choisi toute une panoplie de modèles de calcul des composantes du rayonnement solaire en fonction des paramètres géographiques, astronomique et météorologiques. Ces modèles ont été proposés dans la littérature par divers scientifiques et ont prouvé leur validité pour plusieurs sites dans le monde. Dans notre étude expérimentale nous avons collecté des valeurs mesurées dans deux sites algériens: Laghouat et Alger que nous avons comparées avec les résultats obtenus par la simulation de ces modèles.

La comparaison entre les valeurs mesurées et les valeurs calculées montre que ces dernières sont d'une façon générale en accord avec la réalité malgré les quelques simplifications supposées. Dans notre travail nous offrons également la possibilité de visualiser l'évolution des différentes paramètres astronomiques (déclinaison, hauteur, azimut solaires, heures de lever et de coucher du soleil ...), ainsi que les composantes solaires (directe, diffuse et globale) reçues n'importe quelle journée par une surface de captation de situation géographique quelconque, qu'elle soit horizontale ou inclinée, en saisissant tout simplement les données (jour, mois, paramètres géographiques et parfois aussi météorologiques). Ce travail est une approche basée sur les mesures au sol, elle pourrait être complétée par l'approche basée sur la télédétection satellitaire. Ceci fait en effet l'objet d'un autre travail de Master.

*Références
bibliographiques*

Références bibliographiques

- [1] <http://www.bp.com/productlanding.do?categoryId=6929&contentId=7044622>.
- [2] Pierre Bessemoulin et Jean Oliviéri, 'Le rayonnement solaire et sa composante ultraviolette', Météo-France, Service central d'exploitation de la météorologie Toulouse, La Météorologie 8^e série - n°31 - septembre 2000.
- [3] Lealea T., Tchinda R., (2013), "Estimation of diffuse solar radiation in the north and far north of Cameroon", European Scientific Journal, vol. 9.
- [4] El-Mghouchi Y., El Bouardi A., Choulli Z. et al., (2014), "Estimate of the Direct, Diffuse and Global Solar Radiations", International Journal of Science and Research, vol.3: 1449-1457.
- [5] MR Maouedj Rachid, Application de l'énergie photovoltaïque au pompage hydraulique sur les sites de Tlemcen et de Bouzareah , Mémoire de magister, Université Abou Bekr Belkaïd Faculté des Sciences Département de physique 2005
- [6] Azadeh A., Maghsoudi A., Sohrabkhani S., (2010), «An integrated artificial neural networks approach for predicting global radiation», Energy Conversion and Management.
- [7] Mellit A. and Pavan A.M., (2010), « A 24-h Forecast of Solar Irradiance Using Artificial Neural Network: Application for Performance Prediction of a Grid- Connected PV Plant at Trieste, Italy», Solar Energy, 84(5), 807–821.
- [8] http://docinsa.insa-lyon.fr/these/2004/chain/05_chapitre_1.pdf
- [9] B.Leckner, 'The spectral distribution of solar radiation at the earth's surfaces, Element of model', Solar energy, 20, 143-150, 1978.
- [10] M. Iqbal, 'An Introduction to Solar Radiation' . Academic Press, Department of Mechanical Engineering, University of British Columbia, Canada, 1983.
- [11] KASTEN, F., 1966: A new table and approximate formula for optical relative mass, Arch Meteorol. Geophys. Bioklim. B14, 206-223.
- [12] A. Mefti, 'Contribution à la détermination du gisement solaire par traitement de données solaires au sol et d'images Météosat', Thèse de Doctorat d'état, USTHB, Alger, 2007.

- [13] M. Bouroubi, 'Modélisation du rayonnement solaire à l'échelle journalière et horaire', mémoire de magister, USTHB, Alger, 1998.
- [14] A. Mefti, M.Y. Bouroubi, 'Estimation et Cartographie de la Composante Globale du Rayonnement Solaire', Rev. Energ. Ren. Vol. 2 (1999)219-224.
- [15] M. Koussa et al, 'Validation de quelques modèles de reconstitution des éclaircissements dûs au rayonnement solaire direct, diffus et global par ciel clair', Centre de Développement des Energies Renouvelables, Bouzarreah, Alger, 2006.
- [16] R.E. Bird and R.L Hulstrom, 'A Simplified Clear Sky Model for a Direct and Diffuse Insolation on Horizontal Surface', SERI/TR-642-761, Solar Energy Research Institute. Golden Colorado, 1981.
- [17] R.E. Bird and R.L. Hulstrom, 'Direct Insulation Models', Trans. ASME Journal of Solar Energy Engineering, Vol. 103, pp. 182 - 192, 1982.
- [18] S.M.A. Bekkouche, 'Modélisation du comportement thermique de quelques dispositifs solaires', Thèse de Doctorat, Université ABOU-BAKR BELKAÏD, Tlemcen, Algérie, 2009.
- [19] www.ncdc.noaa.gov
- [20] Pierre Ineichen, 'Comparison of eight clear sky broadband models against 16 independent data banks', Center of Energy, University of Geneva, Battelle Bat. A, 7 rte de Drize, CH-1227 Carouge, GE, Switzerland, 2005.
- [21] Van Heuklon, T.K., 1979: Estimating atmospheric ozone for solar radiation models, Sol Energy, 22, 63-68.
- [22] G. D. Robinson, Absorption of solar radiation by atmospheric aerosol as revealed by measurements from the ground. Arch. Meteorol. Geophys. Bioclimatol. Ser. B 19, 19-40 (1962).
- [23] Michel Capderou, 'Atlas solaire de l'Algérie', TOM 1, Vol 1 et 2, Modèles Théoriques et Expérimentaux, Office des Publication Universitaires, Algérie, 1987.
- [24] M.R. Yaïche et al, 'Conception et validation d'un programme sous Excel pour l'estimation du rayonnement solaire incident en Algérie, Cas d'un ciel totalement clair', Revue des Energies Renouvelables Vol. 11 N°3 (2008) 423 – 436.

[25] A. Moummi et al, 'Estimation du rayonnement solaire par deux approches semi empiriques dans le site de Biskra', 8ème Séminaire International sur la Physique Énergétique, Centre Universitaire de Béchar, Algérie, 11 et 12 Novembre 2006.

[26] S.M.A. Bekkouche et al, 'Modélisation thermique d'un capteur solaire plan a eau', 8ème Séminaire International sur la Physique Énergétique, Centre Universitaire de Béchar, Algérie, 11 et 12 Novembre 2006.

Résumé

Ce mémoire présente une taxonomie des modèles d'estimation du rayonnement solaire, dont l'aspect le plus important est celui du calcul des différentes composantes du rayonnement solaire (le direct, le diffus et le global) afin de pallier au manque des mesures dans les stations implantées sur l'ensemble du territoire national. En effet, en Algérie, malgré les efforts accomplis par l'Office Nationale de la Météorologie pour développer dans son réseau des bancs de mesure de l'irradiation solaire, la plupart des fichiers statistiques disponibles au niveau des stations météorologiques pour décrire le rayonnement solaire, sont constituées de données d'insolation.

Mots clés: Rayonnement solaire, Modèles semi empiriques, Irradiation globale, paramètres astronomiques.

ملخص

تقدم هذه الرسالة تصنيفاً لنماذج لتقدير الإشعاع الشمسي ، وأهمها هو حساب المكونات المختلفة للإشعاع الشمسي (المباشر والمنتشر والعالمي) لتعويض النقص في القياسات في المحطات الموجودة. في جميع أنحاء التراب الوطني. في الواقع ، على الرغم من الجهود التي يبذلها المكتب الوطني للأرصاد الجوية في الجزائر لتطوير مقاعد شبكته لقياس الإشعاع الشمسي ، فإن معظم الملفات الإحصائية المتوفرة في محطات الأرصاد الجوية لوصف الإشعاع الشمسي ، تتكون من بيانات الشمس. الكلمات المفتاحية: الإشعاع الشمسي ، النماذج شبه التجريبية ، الإشعاع العالمي ، البارامترات الفلكية.

ABSTRACT

This thesis presents a taxonomy of models for estimating solar radiation, the most important aspect of which is that of the calculation of the different components of solar radiation (direct, diffuse and global) in order to compensate for the lack of measurements in the stations located throughout the national territory. Indeed, in Algeria, despite the efforts made by the National Office of Meteorology to develop in its network benches for measuring solar irradiation, most of the statistical files available at meteorological stations to describe solar radiation, consist of insolation data.

Keywords: Solar radiation, semi-empirical models, global irradiation, astronomical parameters.