



REPUBLIQUE DU NIGER
MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR, DE
LA RECHERCHE ET DE L'INNOVATION
UNIVERSITÉ DAN DICKO DANKOULOODO DE
MARADI



Faculté des Sciences et Techniques
Département de Physique

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ COMME EXIGENCE PARTIELLE POUR L'OBTENTION DE MASTER

**Spécialité : Système Énergétique Durable pour Société en Développement
(2SED)**

**Thème: Evaluation du potentiel solaire: Cas de la région de
Maradi**

Présenté par :

Mahamane Bachard SALIFOU NAGAYA

Soutenu le 15/10/2020 devant le jury composé de :

Dungall LAOUALI, Professeur titulaire, UAM/Niger (Président)

Makinta BOUKAR, Professeur titulaire, UAM/Niger (Superviseur)

Zeïnabou, NOUHOU BAKO Maître-Assistant, UDDM/Niger (Encadreur)

Année académique 2019-2020

Table des matières

Listes des figures :	5
Liste des tableaux	6
Nomenclature	7
Dédicace	11
Remerciements	12
Résumé :	13
Introduction générale	15
CHAPITRE I :	17
PARAMETRES ASTRONOMIQUES DU SYSTEME TERRE-SOLEIL	17
Introduction :	18
I.1 Le soleil	18
I.1.1 Définition :	18
I.1.2 Distance Terre-Soleil :	18
I.2 Les coordonnées du soleil	21
I.2.1 Coordonnées équatoriales	21
1. La déclinaison solaire (δ)	21
2. Angle horaire :	22
I.2.2 Coordonnées horizontales du soleil	22
➤ Hauteur (h) :	23
I.3 Repérage d'un point sur la surface de la terre	23
I.3.1 La longitude	24
I.3.2 La latitude	24
I.3.3 L'altitude	24
I.4 Le fuseau horaire	24
I.5 Équations équatoriales	24
I.5.1 Temps légal	25
I.5.2 TSM ou TSL	25
I.5.3 Temps solaire vrai	25
I.5.4 Équation du temps	25
I.6 Durée d'insolation et durée astronomique du jour :	26
I.7 La fraction d'insolation :	26
I.8 Orientation d'un plan :	26
I.9 Angle d'incidence des rayons solaires :	27
1. Pour un plan orienté plein sud	27
2. Pour un plan horizontal	27

Conclusion	28
CHAPITRE II :	29
RAYONNEMENT SOLAIRE ET SON INFLUENCE PAR DES CONSTITUANTS ATMOSPHERIQUES	29
Introduction	30
II.1 Rayonnement solaire	30
II.1.1 Émission du soleil	30
1. Nature du rayonnement solaire.....	30
2. Propagations des ondes électromagnétiques	30
3. Spectre solaire.....	31
II.1.2 Le rayonnement solaire extra-terrestre	32
1. Définition :.....	32
2. La constante solaire.....	32
II.1.3 Les composantes du rayonnement solaire au niveau du sol.	33
1. Composante directe	33
2. Composante diffuse	33
3. Composante réfléchie	33
4. Composante Globale	34
II.1.4 Rayonnement solaire sur un plan horizontal	34
1. Flux solaire d'un plan horizontal.....	34
2. Irradiation horaire sur un plan horizontal	34
3. Irradiation journalière sur un plan horizontal.....	34
II.1.5 Notion de l'indice de clarté	35
II.2 Les appareils de mesure du rayonnement solaire	35
II.2.1 Le pyranomètre	36
II.2.2 Le pyréliomètre	36
II.2.3 L'héliographe	36
II.3 Influence des constituants atmosphériques sur le rayonnement solaire	36
II.3.1 Structure de l'atmosphère	37
II.3.2 Composition de l'atmosphère	38
1. L'air sec atmosphérique.....	39
2. L'eau.....	40
3. Les aérosols	41
4. Les nuages	42
II.3.3 Effet de la masse atmosphérique sur le rayonnement solaire	42
1. Définition.....	42

2. Calcul de la masse.....	42
II.3.4 Phénomènes d'atténuation du rayonnement solaire	43
1. L'absorption.....	43
2. La diffusion	44
Conclusion :	47
Chapitre III :.....	49
DESCRIPTION DES MODELES MATHEMATIQUES DE L'ESTIMATION DU RAYONNEMENT SOLAIRE AU SOL.	49
Introduction	50
III.1 Classification des modèles radiométriques.....	50
III.2 Description des modèles	51
III.2.1 Les modèles spectraux :.....	51
III.2.2 Les modèles météorologiques.....	51
1. Moyenne mensuelle par jour de l'irradiation globale.....	51
2. Moyenne mensuelle par jour de l'irradiation diffuse.....	52
III.2.3 Les modèles semi-empiriques :	53
1. Modèle de Liu et Jordan	53
2. Modèle de capderou :	55
3. Modèle de Lacis & Hansen	58
4. Modèle de Davies et Hay	59
Conclusion.....	62
Chapitre IV :	63
MATÉRIEL-MÉTHODES	63
ET.....	63
RÉSULTATS-DISCUSSIONS	63
Introduction :.....	64
IV.1 Matériel-Méthodes :.....	64
IV.1.1 Présentation de la zone d'étude	64
IV.1.2 Choix du site d'étude	65
IV.1.3 Matériel	65
IV.1.4 Méthodes	66
IV.2 Résultats-Discussions	66
VI.2 1 Simulations des Paramètres astronomiques	67
1. Déclinaison solaire	67
2. Angle horaire	68
3. Hauteur du soleil	68

4. Durée astronomique du jour	69
5. Correction de la constante solaire.....	69
6. La masse d'air.....	70
7. Irradiation hors atmosphère	71
VI.2.2 Simulations de deux modèles mathématiques	72
1. Modèle de Lacis et Hansen	73
VI.2.3 Simulations des données mesurées et enregistrées par la station météorologique	75
1. Variation des données mesurées du rayonnement solaire global pour quelques jours de mois de l'année.....	75
2. Rayonnement solaire global moyen journalier	77
VI.2.4 Influences des conditions météorologiques sur le rayonnement solaire global	78
VI.2.5 Comparaison des résultats	82
1. Comparaison de deux modèles avec les valeurs mesurées du mois Avril 2019.....	83
2. Comparaison de deux modèles avec les valeurs mesurées du mois Décembre 2019	83
3. Comparaison de deux modèles avec les valeurs mesurées du mois Mai 2019.....	84
4. Calcul de l'erreur relative.....	84
Conclusion.....	86
Conclusion générale et perspectives.....	87
Références bibliographiques.....	89
Annexes	92

Listes des figures :

Figure 1: Distance terre-soleil	19
Figure 2 : Variation de la distance terre –soleil en fonction du nombre du jour de l'année	19
Figure 3: Mouvement de la terre autour du soleil [8], [9]	20
Figure 4: Repère équatorial [14].....	21
Figure 5: Repère horizontal [14].....	22
Figure 6 : Coordonnées géographiques du lieu [14], [13].....	23
Figure 7: Orientation d'un plan quelconque	27
Figure 8: Angle d'incidence sur un plan horizontal.....	27
Figure 9: Exemple d'une onde électromagnétique.....	30
Figure 10: Densité spectrale du rayonnement direct	31
Figure 11: Spectre du rayonnement solaire	32
Figure 12: Rayonnement global sur plan horizontal et incliné [26,27]	34
Figure 13: Appareils de mesure du rayonnement solaire.....	36
Figure 14: Profil vertical de la température dans les couches atmosphériques [33].....	38
Figure 15: Quantité d'ozone en fonction de l'altitude [8].....	40
Figure 16: Diffusion du rayonnement solaire	44
Figure 17:Types de réflexion	47
Figure 18: Carte du Niger	64
Figure 19: Carte du site d'étude	65
Figure 20: la station météorologique	66
Figure 21: Déclinaison solaire	67
Figure 22: Angle horaire.....	68
Figure 23: Hauteur du soleil.....	68
Figure 24: Durée astronomique du jour	69
Figure 25: Correction de la constante solaire	70
Figure 26: Masse d'air en fonction du temps	70
Figure 27: Masse d'air en fonction de la hauteur du soleil	71
Figure 28: Irradiation globale annuelle hors atmosphère	71
Figure 29: Influence de la latitude sur l'irradiation globale hors atmosphère.....	72
Figure 30: Modèle Lacis et Hansen	73
Figure 31: Modèle Davies et Hay	74
Figure 32: Variation du rayonnement solaire global journalier.....	76

Figure 33: Variation du rayonnement solaire global journalier.....	76
Figure 34: Variation du rayonnement solaire global journalier.....	77
Figure 35: Variation du rayonnement solaire global moyen journalier	78
Figure 36: Influence des précipitations sur le rayonnement solaire en fonction du temps	79
Figure 37: Influence de l'humidité relative sur le rayonnement solaire en fonction du temps.....	79
Figure 38: Influence des précipitations sur le rayonnement solaire en fonction du temps	80
Figure 39: Influence de l'humidité relative sur le rayonnement en fonction du temps...	81
Figure 40: Influence de l'humidité relative sur le rayonnement solaire global.....	81
Figure 41: Rayonnement solaire global pour le 15/4/2019 et 27/4/2019	83
Figure 42: Rayonnement solaire global pour le 21/12/2019 et 31/12/2019	83
Figure 43: rayonnement solaire global pour le 9/5/2019 et 18/5/2019	84
Figure 44: Description de la position Terre soleil	93

Liste des tableaux

Tableau 1: Composition chimique de l'atmosphère [8]	39
Tableau 2: Paramètres α et β selon différents états de l'atmosphère [14]	45
Tableau 3: Principales sources d'absorption et de diffusion [21]	46
Tableau 4: Quelques valeurs d'albédo [38].....	47
Tableau 5: Coefficients: A, B et C pour le modèle de Lui & Jordan [18].....	54
Tableau 6: Valeurs du facteur Fc en fonction de la distance zénithale	61

Nomenclature

Symboles :

E_0 : correction de la distance Terre soleil en (km)

r_0 : distance moyenne entre la Terre et le soleil en (km)

r : La distance actuelle entre la Terre et le soleil en (km)

\cos : cosinus

π : pi

n : nombre du jour

UA : unité atmosphérique en (km)

δ : angle de la déclinaison en (deg)

ω : angle horaire en (deg)

T_{sv} : temps solaire vrai en (h)

h : hauteur du soleil en (deg)

a : azimut en (deg)

\sin : sinus

φ : latitude du lieu en (deg)

L : longitude du lieu en (deg)

TL : temps légal en (h)

DE : décalage horaire en (h)

TSL : temps solaire légal en (h)

Et : équation du temps en (mn)

S_0 : durée astronomique du jour en (h)

β = inclinaison du plan en (deg)

σ : fraction d'insolation

γ : hauteur du plan en (deg)

E : énergie d'un photon (eV)

h : constante de Max Planck

v : vitesse de lumière en (m/s)

R_S: rayon du soleil en (m)

σ : est la constante de Stefan Boltzmann en ($Wm^{-2}K^{-4}$)

T : température en ($Wm^{-2}K^{-4}$)

D₀: Distance moyenne terre-soleil en (km)

I_c : constante solaire corrigée en ($W.m^2$)

I_o : constante solaire qui est 1367 en ($W.m^2$)

G₀ : irradiation globale horaire extra-terrestre sur une surface horizontale en (Wh/m^2)

K_T : indice de clarté

\bar{G} : Rayonnement solaire mensuel moyen, mesuré sur une surface horizontale au niveau du sol en (Wh/m^2).

\bar{G}_0 : Rayonnement solaire mensuel moyen hors atmosphère en (Wh/m^2).

N₂ : azote en %

O₂ : oxygène en %

Ar : argon en %

CO₂ : dioxyde de carbone en %

No : oxyde de nitrogène en %

w : hauteur d'eau précipitable (cm) ;

HR : humidité relative de l'air (%) ;

T : température de l'air (°C)

ma : masse d'air corrigée

mr : masse d'air relative

P : pression atmosphérique moyenne du lieu considéré (mbar).

P₀ : est la pression atmosphérique moyenne au niveau de la mer (mbar).

Z : est l'altitude du lieu exprimée en km dans l'équation (Kasten) et en mètres dans l'équation (Iqbal).

h : est la hauteur du soleil en (deg).

θ_z : angle zénithal en (deg)

O_3 : ozone

k_r : coefficient d'extinction caractérisant de type de diffusion Rayleigh

k_a : coefficient d'extinction caractérisant de type de diffusion Mie

α : le coefficient de distribution granulométrique

β : le coefficient de trouble atmosphérique établi par Angstrom

λ : longueurs d'onde en (nm)

G : moyenne mensuelle par jour du rayonnement global ($MJ/m^2/Jr$).

S : durée d'ensoleillement (l'insolation) le 15^{ème} jour du mois (h).

hn : hauteur du soleil à midi le 15ème jour du mois en (deg).

Ha : humidité absolue en (%)

K_D : fraction de l'irradiation diffuse par rapport à l'irradiation globale

R_b : le facteur d'inclinaison donné par :

T_0 : facteur de trouble auxiliaire qui correspond à l'absorption par la vapeur d'eau.

T_1 : facteur de trouble auxiliaire qui correspond à la diffusion moléculaire due à la couleur bleue du ciel.

T_2 : facteur de trouble auxiliaire qui correspond à la diffusion par les aérosols.

Z : altitude du lieu

I : rayonnement direct sur un plan incliné en (W/m^2)

I_h : rayonnement direct sur un plan horizontal en (W/m^2)

R : rayonnement réfléchi en (W/m^2)

D : rayonnement diffus sur un plan incliné en (W/m^2)

D_h : rayonnement diffus sur un plan horizontal en (W/m^2)

ρ : albédo du sol

ρ_s : coefficient d'absorption par la couche d'ozone

δ_d : composante circumsolaire en (W/m^2)

δ_i : composante isotrope en (W/m^2)

δ_h : composante du cercle de l'horizon en (W/m²)

δ_R : composante rétrodiffusée en (W/m²)

α_0 : coefficient à l'absorption du rayonnement solaire direct par la couche d'ozone

α_w : coefficient d'absorption du rayonnement direct par la vapeur d'eau

X_w : épaisseur d'eau condensable corrigée par trajet optique du rayonnement à travers cette couche (cm).

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

τ_r : coefficient de transmission après diffusion moléculaire ou de Rayleigh

τ_a : coefficient de transmission après diffusion par les aérosols

D_r : rayonnement diffus après la diffusion de Rayleigh

D_a : rayonnement diffus après la diffusion par les aérosols

D_m : rayonnement diffus issu du phénomène de multi réflexion

F_c : coefficient de dispersion de l'atmosphère

$G_{approché}$: rayonnement solaire global journalier estimé sur un plan horizontal

G_{reel} : rayonnement solaire global journalier mesuré sur un plan horizontal

Abréviations :

ER : énergie renouvelable

PV : photovoltaïque

REM : rayonnement électromagnétique

UV : ultraviolet

IR : infra rouge

LV : lumière visible

OMM : Organisation Mondiale de la Météorologie

UDDM : Université Dan Dicko Dan Koulodo de Maradi

Dédicace

*À la mémoire de ma très chère mère,
disparue le 02 février 2019*

À mon père qui m'a tant soutenu et encouragé

À ma chère épouse

À toute ma famille et tous mes amis

À tous ceux qui me sont chers

Remerciements

Louange à Allah, le Tout Puissant, le Très Miséricordieux, qui par sa grâce infinie, m'a donné la patience et le courage de parvenir à finir ce travail de mémoire.

J'adresse vivement mes sincères remerciements à mon superviseur Pr Makinta Boukar, enseignant chercheur à l'Université Abdou Moumouni de Niamey/Niger et mon encadreur Docteur Zeïnabou N. Bako, Maître-assistant enseignant chercheur à la FST de l'Université Dan Dicko Dan Koulodo de Maradi/Niger. Ils ont bien voulu accepter d'encadrer ce travail malgré leurs multitudes sollicitations d'enseignant chercheur et m'ont continuellement apporté leurs soutiens et m'ont fait bénéficier de leurs remarques constructives. Je suis très heureux de leurs exprimer toute ma reconnaissance pour la confiance qu'ils m'ont accordés afin de mener à terme ce travail.

Mes remerciements vont également au président du jury, Pr Dungall Laouali de l'UAM d'avoir accepté de présider le jury de ce mémoire.

Je remercie le département de physique de l'Université Dan Dicko DanKoulodo (UDDM) de Maradi, en particulier qui m'a accepté dans son université à la faculté des Sciences et techniques de l'Université (FST) et l'ensemble du corps administratif de l'UDDM en général qui m'ont encadré et encouragé, de façon dynamique, durant mon cycle.

Mes très chaleureuses salutations au Pr. Fodé Madé, enseignant chercheur à l'Université Abdou Moumouni de Niamey, pour ses conseils très éclairés dans la réalisation de ce document.

Je tiens également à remercier Docteur Karim Saley, enseignant chercheur et vice doyen de la FST à l'UDDM ; Docteur Seyni Boureima, enseignant chercheur à la Faculté d'Agronomie et des Sciences de l'Environnement (FASE) ; Docteur Abani Ali Maidoua et Docteur Ibrahim Dakaou, enseignants chercheurs au département mathématique/FST, tous qui m'ont prodigué leurs conseils, encouragements et ainsi des informations utiles pour mener à bien faire ce travail.

Mes sincères remerciements à messieurs les membres de jury pour l'honneur qu'ils m'ont fait en acceptant de siéger à ma soutenance.

Je remercie très sincèrement mes parents, ma famille qui m'ont toujours encouragés et soutenus pendant les moments, surtout difficiles et ainsi tous ceux qui m'ont permis d'arriver à ce stade de mon cursus scolaire.

Résumé :

Ce travail présente une étude de l'évaluation de la ressource solaire pour la région de Maradi (Niger) à partir des modèles d'estimation du rayonnement solaire existants dans la littérature.

Nous avons choisi pour cela deux approches théoriques qui sont valables pour un ciel clair et permettant ainsi d'estimer le rayonnement solaire global reçu au sol sur un plan horizontal. Les modèles utilisés sont ceux Lacis-Hansen et Davies-Hay, ils tiennent compte des effets de diffusion et d'absorption que subit le rayonnement solaire lors de sa traversée de l'atmosphère. Ils sont basés sur la détermination des coefficients de transmission des différents constituants atmosphériques. Ces coefficients dépendent des paramètres météorologiques courants à savoir l'humidité relative, la température ambiante, la pression atmosphérique, et des paramètres géographiques du site à savoir latitude, longitude et altitude.

Nous avons modélisé et simulé les modèles de Lacis & Hansen et celui de Davies & Hay et par la suite, pour valider ces modèles, nous sommes amenés à comparer ces résultats estimés par les modèles avec des résultats expérimentaux mesurés par la station météorologique. Ces modèles sont choisis parce qu'ils intègrent le paramètre température, qui est un des facteurs environnementaux qui réduit la performance d'une installation solaire PV.

L'étude comparative des résultats estimés et ceux mesurés obtenus a montré que les deux modèles présentent une estimation acceptable des composantes globales journalières avec une faible erreur relative comprise entre 0,1 et 0,19 notamment pour une incidence sur un plan horizontal.

Mots clés : prédiction ; rayonnement solaire global ; absorption atmosphérique ; modèle de Lacis & Hansen ; modèle Davies & Hay.

Abstract:

This work presents a study of the evaluation of the solar resource for the region of Maradi (Niger) from the models of estimation of solar radiation existing in the literature.

For this, we have chosen two theoretical approaches which are valid for a clear sky and thus make it possible to estimate the global solar radiation received on the ground on a horizontal plane. The models used are the Lacis-Hansen and Davies-Hay models, they take into account the effects of diffusion and absorption that solar radiation undergoes as it passes through the atmosphere. They are based on the determination of the transmission coefficients of the various atmospheric constituents. These coefficients depend on current meteorological parameters, namely relative humidity, ambient temperature, atmospheric pressure, and the geographical parameters of the site, namely latitude, longitude and altitude.

We have modeled and simulated the models of Lacis & Hansen and that of Davies & Hay and subsequently, to validate these models, we have to compare these results estimated by the models with experimental results measured by the meteorological station. These models are chosen because they incorporate the temperature parameter, which is one of the environmental factors that reduces the performance of a solar PV installation.

The comparative study of the estimated results and those obtained measured showed that the two models present an acceptable estimate of the daily global components with a low relative error of between 0.1 and 0.19, in particular for an incidence on a horizontal plane.

Keywords: prediction; global solar radiation; atmospheric absorption; model of Lacis & Hansen; Davies & Hay model.

Introduction générale

Les pays Sahéliens disposent généralement d'un énorme potentiel solaire. Par exemple une étude de la NASA conduite entre 1983 et 2005 place la région d'Agadem dans le Sahara nigérien, en 2^{ème} position des régions les plus ensoleillées du globe avec un ensoleillement moyen annuel de 6,78 kWh par mètre carré par jour (la première position est située à hauteur de l'équateur à l'Est de l'île de Kiribati, elle reçoit un ensoleillement de 6,92 kWh par mètre carré par jour) [1].

La position géographique du Niger au cœur du Sahel lui offre un important potentiel en énergie solaire, le nombre des heures d'insolation s'élève à presque 3300h/an. Le climat est très favorable pour l'exploitation de l'énergie solaire, mais la distribution de la radiation solaire n'est pas bien connue. La maîtrise du caractère aléatoire des sources d'énergies renouvelables telles que le rayonnement solaire au sol pourrait permettre le bon dimensionnement des systèmes solaires de toute sorte et permet d'avoir une importance majeure pour le développement des dispositifs d'énergie solaires et pour l'évaluation de leurs performances, d'où la nécessité de la station radiométrique pour les mesures du rayonnement solaire.

Malheureusement, dans de nombreux pays en voie de développement, les données mesurées des radiations solaires ne sont pas disponibles ou difficilement accessibles. Donc, il est important d'estimer la radiation solaire à travers des modèles mathématiques sur la base des données astronomiques et météorologiques en vue de prédiction du rayonnement solaire.

Ce type de prédiction est essentiel car il pourrait, à terme, permettre de mieux exploiter l'énergie renouvelable (ER) solaire dont l'intermittence pénalise lourdement son utilisation. Pour réaliser cette prédiction, il est nécessaire de se doter des outils mathématiques et logiciels dédiés à ce type d'analyse.

L'installation de tout système d'énergie solaire, dans un site donné, nécessite des études préalables. En effet, le dimensionnement et la simulation sont primordiaux pour assurer un fonctionnement optimal du système et peuvent fournir des informations utiles aux décideurs en matière de sélection, de conception et de planification des nouvelles centrales solaires. Pour ce faire, des mesures fiables, sur des durées relativement longues, de certaines variables météorologiques, et spécialement, celles du rayonnement solaire sont indispensables. Le manque de longue série de données ou de séries de données de mauvaise qualité (discontinuité et non fiabilité) peut conduire à des erreurs dans la conception, le dimensionnement et la prédiction des performances des systèmes solaires ; ce qui a un impact négatif sur

l'investissement du processus. Malheureusement, les mesures du rayonnement solaire sont généralement inexactes et rares dans le monde entier [2].

Pouvons-nous dans ce travail, prédire le rayonnement solaire en utilisant les modèles mathématiques afin de parvenir à des résultats concluants ?

C'est dans ce sens que, l'objectif poursuivi dans ce travail est d'évaluer la ressource solaire de la région de Maradi (Niger) à partir des modèles d'estimation du rayonnement solaire existant sur un site et d'en tirer par la suite une conclusion sur le choix du modèle d'estimation le plus adéquat (validation du choix) pour la région en passant par une comparaison de ces valeurs estimées par les modèles et celles mesurées et enregistrées par la station météorologique.

Hormis l'introduction générale, la conclusion et les perspectives de poursuite de travail ; Le plan de ce mémoire est le suivant :

Le premier chapitre est un rappel de notions de paramètres astronomiques du système terre-soleil.

Le deuxième chapitre est consacré aux méthodes d'estimation du rayonnement solaire et l'influence des constituants atmosphériques sur cette estimation.

Le troisième chapitre présente 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.

Le dernier chapitre présente la partie matériels-méthodes et résultats.

CHAPITRE I :
PARAMETRES ASTRONOMIQUES DU SYSTEME
TERRE-SOLEIL

Introduction :

Le soleil émet une énergie électromagnétique qui est libérée à partir des réactions thermonucléaires au cœur de son noyau. Ce sont des réactions de fusion transformant à chaque seconde 564.106 tonnes d'hydrogène en 560.106 tonnes 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 noir 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. 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 une prévision optimale de l'énergie interceptée [3].

Dans ce chapitre, nous sommes amenés à présenter le soleil, source de l'énergie radiante par rapport à la terre et définir les différents paramètres intervenant dans le calcul de l'énergie incidente reçue par un module PV (photovoltaïque).

I.1 Le soleil

I.1.1 Définition :

Le soleil est une sphère gazeuse composée presque totalement d'hydrogène. Son diamètre est de 1.391.000 km (100 fois celui de la terre), sa masse est de l'ordre de 2×10^{27} tonnes.

Il est composé de 80% d'hydrogène, de 19% d'hélium, le 1% restant étant un mélange de plus de 100 éléments lourds (Fer, Néon, Azote, Silicium, ...) [4], [5], [6].

I.1.2 Distance Terre-Soleil :

Le Soleil se trouve à une distance moyenne de $149\,000\,10^3$ km de la terre avec un diamètre de 1391000 km (plus de 100 fois celui de la terre), [4], [7], [3].

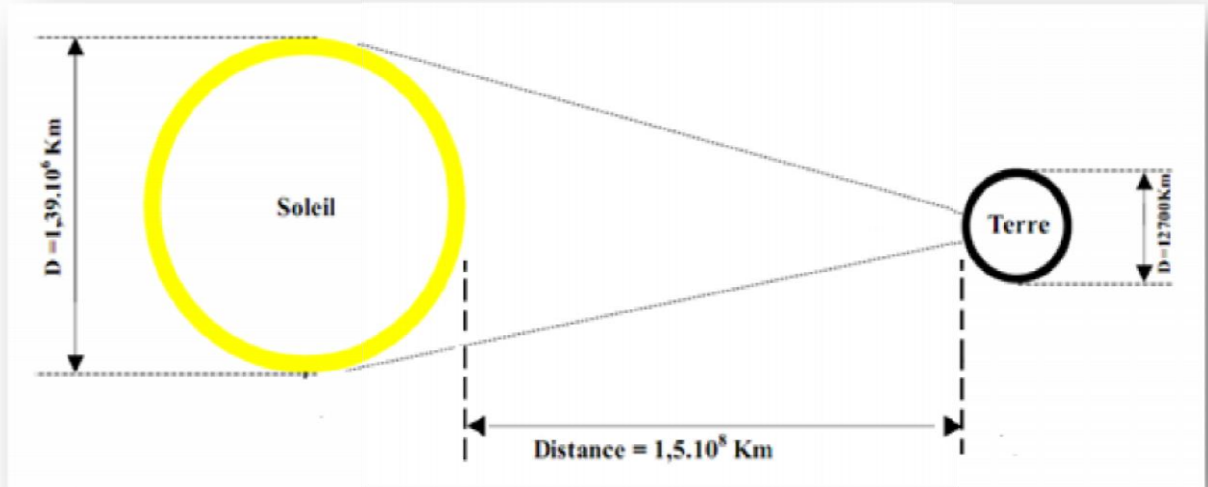


Figure 1: Distance terre-soleil

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 la relation :

$$E_0 = \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 = 1 + 0.033 \cos\left[\left(\frac{2\pi \cdot n}{365}\right)\right] \quad [I.1]$$

Avec :

r_0 : La distance moyenne entre la Terre et le soleil (environ 150 millions Km)

r : La distance actuelle entre la Terre et le soleil.

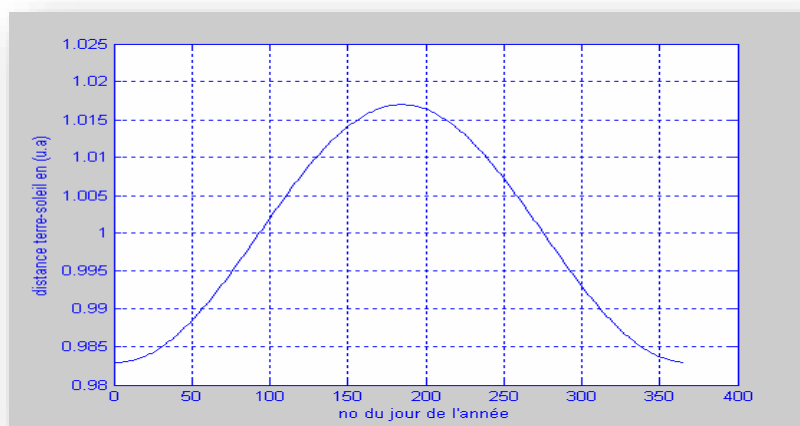


Figure 2 : Variation de la distance terre –soleil en fonction du nombre du jour de l'année

I.1.3 Mouvement de la terre autour du soleil [3], [4]

La planète Terre tourne autour de l'axe des pôles (axe du monde ou axe de rotation) en 24 heures. Ce phénomène génère ainsi une alternance de jour (l'hémisphère du site considéré est alors éclairé) et de nuit (l'hémisphère est à l'ombre).

La trajectoire de la terre autour du soleil constitue une ellipse de très faible excentricité (c'est-à-dire proche d'un cercle), réalisée en environ 365 jours. L'inclinaison de l'axe des pôles terrestre par rapport au plan de l'écliptique est constante et égale à $23^{\circ}27'$; elle est à l'origine du phénomène de saison que nous connaissons. La distance terre-soleil varie entre 147.10^6 km (le 3 janvier) et 153.10^6 km (le 3 juillet); sa valeur moyenne vaut 150.10^6 km. Notons que la distance moyenne entre la Terre et le soleil définit l'unité astronomique [UA] : $1 \text{ UA} = 149\,597\,890 \pm 500$ km. Les distances minimales et maximales entre les deux astres valent donc respectivement 0,983 et 1,017 UA. Aussi, la vitesse de la Terre sur son orbite autour du Soleil n'est pas un mouvement uniforme. Elle est plus grande en hiver qu'en été. Il en résulte que la durée du printemps et de l'été est plus longue que la durée de l'automne et l'hiver (à titre d'exemples, la durée de l'été est de 93,6 jours, celle du printemps, 92,8 jours, la durée d'automne est de 89,8 jours et enfin celle de l'hiver, 89,0 jours). Cette variation des longueurs des saisons est une conséquence immédiate de la seconde loi de Kepler (loi des aires). La vitesse orbitale n'est pas constante, et par conséquent, lorsque la terre est au plus près du Soleil (à son périhélie) sa vitesse est maximale et lorsqu'elle est au plus loin du Soleil (à son aphélie) sa vitesse est minimale [Annexe 1].

De la deuxième loi de Kepler, on déduit que la force exercée sur la terre est constamment dirigée vers le soleil, donc celui-ci émane une force qui saisit notre planète.

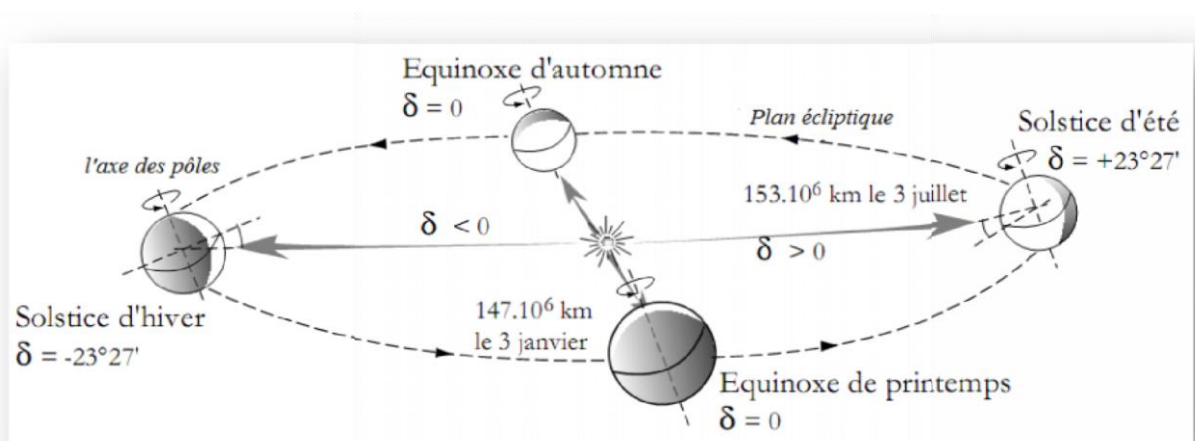


Figure 3: Mouvement de la terre autour du soleil [3], [4]

Ainsi, la combinaison des mouvements de la terre sur elle-même et autour du soleil induit un mouvement apparent du soleil en tout point terrestre. A partir des données spatiales relatives à ces deux astres, il est possible de déterminer la position du soleil dans la voûte céleste en fonction du site (latitude et longitude) et de l'instant (jour de l'année et heure) d'une part, et la durée du jour d'autre part.

I.2 Les 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. [8], [3]

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

I.2.1 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 .

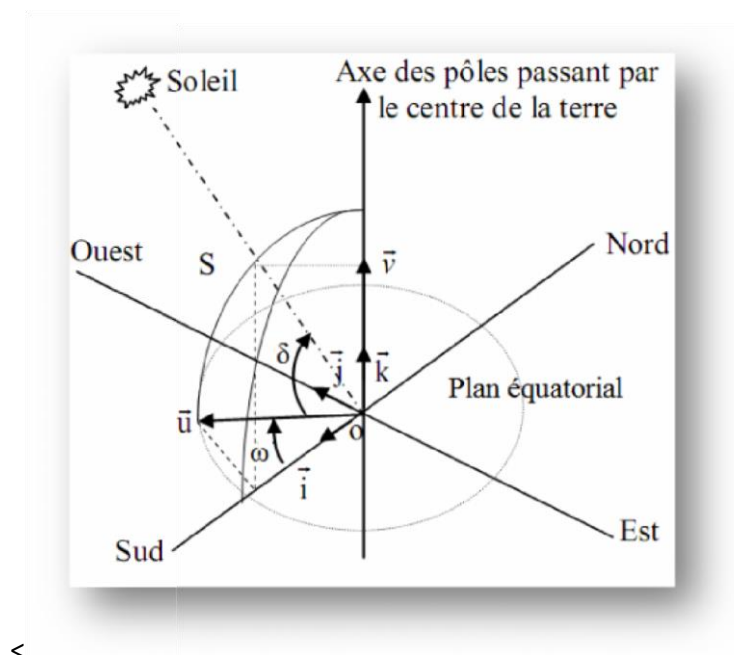


Figure 4: Repère équatorial [9]

1. La déclinaison solaire (δ)

C'est l'angle que fait la direction du soleil avec sa projection sur le plan équatorial. La déclinaison du soleil varie quotidiennement selon la relation suivante : [8], [9], [10], [11], [12].

$$\delta = 23,45^\circ \times \sin\left(\frac{360}{365}(284 + n)\right) \quad [\text{I.2}]$$

Avec :

n : le nombre du jour de l'année compté à partir du 1^{er} janvier, c'est-à-dire, varie de 1 à 365 ou 366 selon l'année.

La déclinaison traduit l'inclinaison du plan équatorial par rapport au plan écliptique. La déclinaison varie entre $-23^{\circ}07'$ (Au solstice d'hiver) et $+23^{\circ}07'$, (au solstice d'été) et s'annule aux équinoxes de printemps et d'automne. Les équinoxes représentent les deux dates de l'année où le soleil traverse le plan équatorial, l'équinoxe automnal, le 23 septembre, marquant le début de la chute de la durée de la journée, et l'équinoxe printanier le 21 mars, marquant le début de l'accroissement de la durée du jour [8], [3].

2. Angle horaire, [7]:

L'angle horaire mesure le mouvement du soleil par rapport à midi qui est l'instant où le soleil passe au plan méridien du zénith. Cet angle est formé entre la projection de la direction du soleil sur le plan équatorial à un moment donné et la projection du soleil sur ce même plan au midi vrai. L'angle horaire est donné par la relation suivante,

$$\omega = 15(TSV - 12) \quad [I.3]$$

L'unité est l'angle horaire (24 h représente 360° horaires) Il varie de 15° par heure avec la rotation de la terre autour de son axe.

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)

TSV : le temps solaire vrai.

I.2.2 Coordonnées horizontales du soleil

Le repérage du soleil s'effectue par l'intermédiaire de deux angles : la hauteur du soleil, 'h' et l'azimut 'az'.

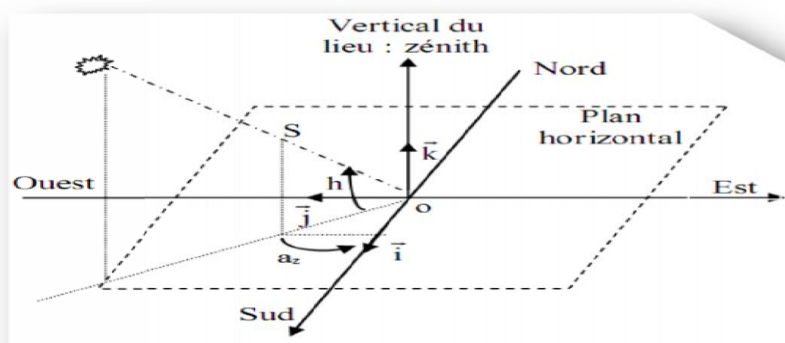


Figure 5: Repère horizontal [9]

➤ Azimut (a_z)

C'est l'angle compris entre la projection de la direction du soleil sur le plan horizontal et la direction du Sud. L'azimut du soleil varie à chaque instant de la journée selon la relation : [8]

$$\sin a_z = \cos \delta \times \sin \omega / \cos h \quad [I.4]$$

a_z : varie entre -180° et 180° .

Il est nul à midi TSV et maximal au lever et au coucher du soleil.

➤ **Hauteur (h) :**

C'est l'angle formé par la direction du soleil et 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 : [8], [9]

$$\sin h = \cos \delta \times \cos \varphi \times \cos \omega + \sin \varphi \times \sin \delta \quad [I.5]$$

Avec :

δ : la déclinaison

φ : la latitude du lieu

ω : l'angle horaire

Il est particulièrement égal à 0° au lever et au coucher astronomique du soleil, sa valeur est maximale à midi, en temps solaire vrai.

I.3 Repérage d'un point sur la surface de la terre [8] ; [9]

Un point à la surface de la terre est repéré par ses coordonnées géographiques qui sont : la longitude, la latitude, ainsi que par son altitude, voir figure

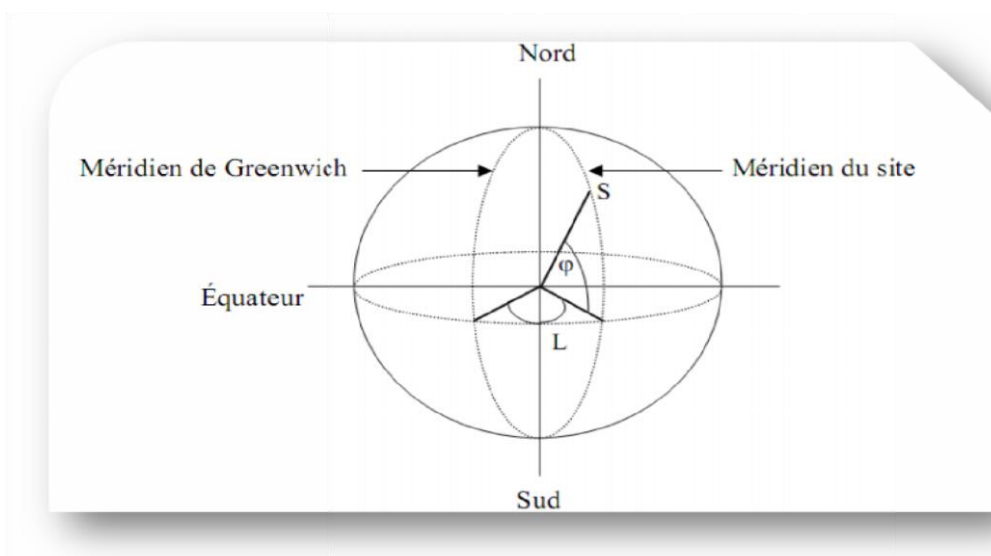


Figure 6 : Coordonnées géographiques du lieu [8], [9]

La terre est séparée par l'équateur en deux demi sphères, l'hémisphère Nord pour celle située du côté du pôle Nord, et l'hémisphère Sud pour celle qui est située du côté du pôle Sud. D'autre part, elle est partagée d'Ouest en Est, par le méridien d'origine qui passe par Greenwich (près de Londres en Angleterre).

I.3.1 La longitude

La longitude (**L**) d'un lieu correspond à l'angle formé par deux plans méridiens (passant par l'axe des pôles), l'un étant pris comme origine (méridien de Greenwich 0°) et l'autre déterminé par le lieu envisagé. La longitude d'un lieu peut être comprise entre -180 et 180° . A tout écart de 1° de longitude correspond à un écart de 4 minutes de temps. On affecte du signe (+) les méridiens situés à l'Est de ce méridien, et du signe (-) les méridiens situés à l'Ouest.

I.3.2 La latitude

La latitude d'un lieu est une valeur angulaire, expression du positionnement nord-sud de l'équateur, d'un point sur la Terre. Théoriquement, elle a pour valeur, 0° à l'équateur jusqu'à 90° aux pôles, elle est comptée positivement de (0 à $+90^\circ$) vers le Nord et négativement de (0 à -90°) vers le Sud. Généralement, cette grandeur est notée (φ).

I.3.3 L'altitude

L'altitude d'un point correspond à la distance verticale en mètre entre ce point et une surface de référence théorique (niveau moyen de la mer).

I.4 Le fuseau horaire

C'est une bande de 15° de longitude de large s'étendant du pôle nord au pôle sud, permettant de décomposer le globe terrestre en 24 tranches horaires. Chaque fuseau est centré sur un méridien multiple de 15° . Le méridien d'origine est celui de Greenwich, qui définit le temps Universel. Chaque pays utilise en principe l'heure du fuseau le plus proche en longitude.

I.5 Équations équatoriales

Le mouvement de la terre sur elle-même définit la notion de la journée solaire. Une rotation complète s'effectue en 24 heures. Elle amène ainsi la définition du temps, puisque chaque heure

correspond à un écart angulaire de 15°. La rotation de la terre autour du soleil définit les saisons et amène à distinguer le temps solaire vrai (TSV) [13]

I.5.1 Temps légal

Pour en déduire le temps légale ou local (TL), il convient d'ajouter au temps universel le décalage du fuseau horaire (DE).

$$TL = TU - DE \quad [I.6]$$

Où DE est le décalage horaire par rapport au méridien de Greenwich.

I.5.2 TSM ou TSL

TSM correspond au temps universel (c'est le TSM à la longitude 0°). La différence entre le temps solaire moyen et le temps universel est appelée correction de longitude, le temps universel est lié au temps solaire moyen (local) par la relation:

$$TSL = TU + L/15 \quad [I.7]$$

Où TSM est exprimé en heure

I.5.3 Temps solaire vrai

$$TSV = TSL + Et \quad [I.8]$$

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'expression suivante :

$$TSV = TL - DE + Et + \frac{(4L)}{60} \quad [I.8]$$

DE: est le décalage horaire par rapport au méridien de Greenwich.

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

L: longitude du lieu.

I.5.4 Équation du temps

C'est une équation qui tient compte de la variation de la vitesse de rotation de la Terre, Et varie de -14.5 minutes (du 10 au 15 Février) à +16.5 minutes (du 25 Mars au 30 Octobre), elle est donnée par

$$Et = 9.9 \sin[(2(0.986 \times n + 100) - 7.7 \sin(0.986 \times n - 2))] \quad [I.9]$$

Où Et, est exprimé en minutes, n le numéro du jour dans l'année à partir du 1er Janvier

I.6 Durée d'insolation et durée astronomique du jour :

La durée d'insolation S correspond au nombre d'heures dans la journée, entre le lever et le coucher du soleil, où celui-ci est bien visible. En l'absence permanente des nuages, la durée d'insolation est pratiquement égale à la durée du jour, qui s'appelle aussi durée astronomique ou théorique du jour. Elle est notée S_0 et est définie par l'équation ci-dessous [13].

$$S_0 = \frac{2}{15} \omega_s \quad \text{[I.10]}$$

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

$$\omega_s = \cos^{-1}(-\tan \varphi \tan \delta) \quad \text{[I.11]}$$

Pour un plan incliné d'un angle β , l'angle horaire est :

$$\omega_s = \cos^{-1}[-\tan(\varphi - \beta) \cdot \tan \delta] \quad \text{[I.12]}$$

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.

Elle 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).

I.7 La fraction d'insolation :

Notée le plus souvent σ , la fraction d'insolation est le rapport entre la durée d'insolation – c'est-à-dire mesurée – et la durée astronomique du jour:

$$\sigma = \frac{S}{S_0} \quad \text{[I.13]}$$

Les variations de l'insolation relative σ , observée au cours de l'année dans une région donnée, sont strictement causées par le climat qui prévaut dans celle-ci. Elles diffèrent d'une région à l'autre selon les saisons, traduisant ainsi la diversité du climat et du régime saisonnier dans les régions du pays.

I.8 Orientation d'un plan [9] :

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

α : Azimut du plan, c'est l'angle que fait la projection de la normale sur le plan horizontal et la direction du sud.

γ : Hauteur du plan, c'est l'angle que fait la normale du plan et sa projection sur le plan horizontal.

Sa valeur peut être calculée par l'équation suivante :

$$\gamma = 90^\circ - \beta \quad [\text{I.14}]$$

β : Inclinaison du plan, c'est l'angle entre le plan et sa projection sur le plan horizontal.

Pour un plan horizontal :

$$\beta = 0 \text{ et } \gamma = 90^\circ \quad [\text{I.14}']$$

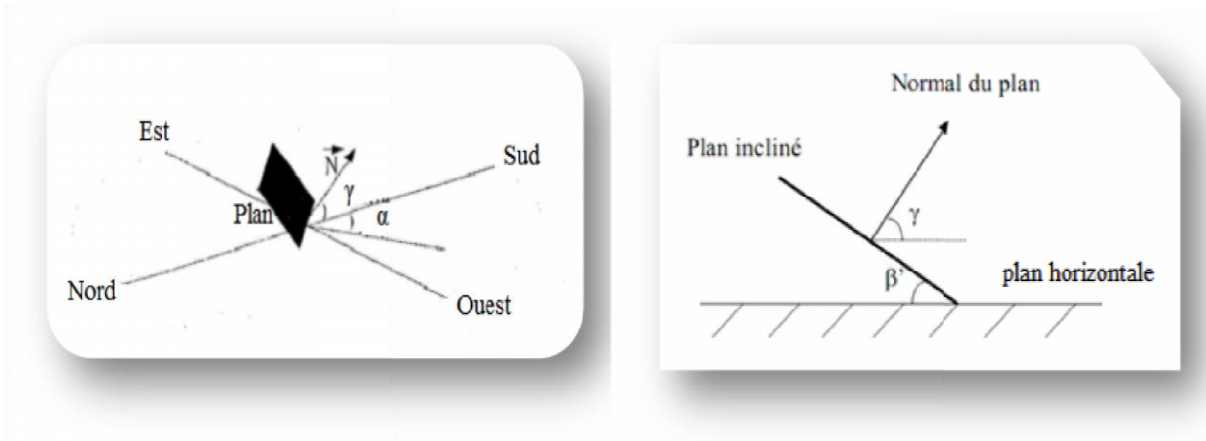


Figure 7: Orientation d'un plan quelconque

I.9 Angle d'incidence des rayons solaires [3] :

L'angle d'incidence du faisceau solaire avec un plan d'inclinaison et d'orientation quelconque (β , γ) est l'angle formé par le vecteur directionnel du faisceau solaire et la normale sortante au plan.

1. Pour un plan orienté plein sud

$$\cos(i) = \cos\delta \times \cos(\varphi - \beta) \times \cos\omega + \sin(\varphi - \beta) \times \sin\delta \quad [\text{I.15}]$$

2. Pour un plan horizontal

$$(\beta=0), \cos(i) = \sin(h) \text{ d'après la relation précédente de } \sin(h). \quad [\text{I.15}']$$

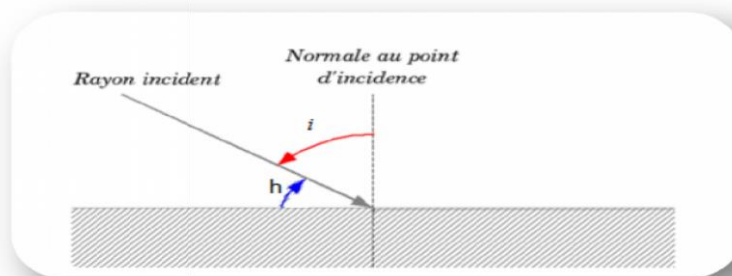


Figure 8:

Figure 8: Angle d'incidence sur un plan horizontal

Conclusion

Ce chapitre nous a permis d'introduire les notions de base nécessaires pour l'étude du gisement Solaire et nous y avons abordé les différents paramètres astronomiques et géographiques.

En effet, la connaissance des mouvements et des positions du soleil pour un observateur terrestre, permet de mettre à jour les principales spécificités d'ensoleillement et de ressources solaires d'un site.

L'estimation du rayonnement solaire reçu au sol et les différents appareils feront l'objet du prochain chapitre.

CHAPITRE II :

**RAYONNEMENT SOLAIRE ET SON INFLUENCE PAR
DES CONSTITUANTS ATMOSPHERIQUES**

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.

II.1 Rayonnement solaire

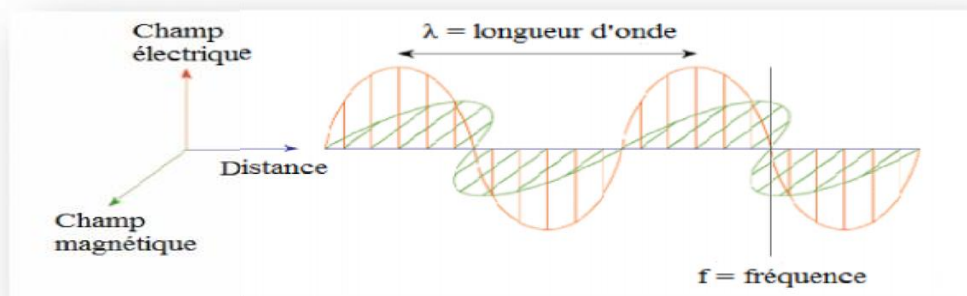
II.1.1 Émission du soleil

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 forces 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 9: Exemple d'une onde électromagnétique

La longueur d'onde est la distance entre deux points homologues successifs et la fréquence est le nombre de cycles par secondes passant par un point fixe. Plus la fréquence est élevée, plus la



longueur d'onde est petite. Ces oscillations se propagent dans le vide à la vitesse de la lumière (300 000 km/s).

2. Propagations 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 Planck 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 ($E = h \nu$). De ce fait, ce sont les rayonnements de courte longueur d'onde (ou

de haute fréquence) qui sont les plus énergétiques [14]. 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.

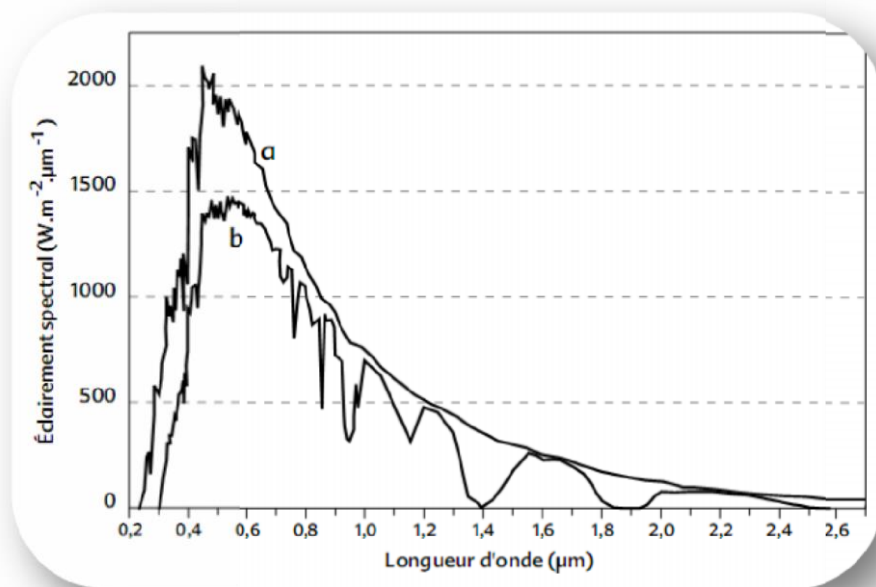


Figure 10: Densité spectrale du rayonnement solaire

a: Rayonnement solaire hors atmosphère

b: Rayonnement solaire direct au sol pour une hauteur du soleil de 65 degrés et une atmosphère claire standard [14].

3. Spectre solaire

Le soleil nous envoie un rayonnement électromagnétique qui se situe dans le domaine de la lumière. Ce rayonnement est composé d'infrarouge, de lumière visible et d'ultraviolet :

- La lumière visible à des longueurs d'onde comprises entre $0.4\mu\text{m}$ et $0.8\mu\text{m}$, elle comprend 48% du rayonnement ;
- Le rayonnement ultraviolet (UV) à des longueurs d'onde inférieures à $0.4\mu\text{m}$, il représente 6% du rayonnement ;
- Le rayonnement infrarouge (IR) à des longueurs d'onde supérieures à $0.8\mu\text{m}$, il englobe 46% du rayonnement.

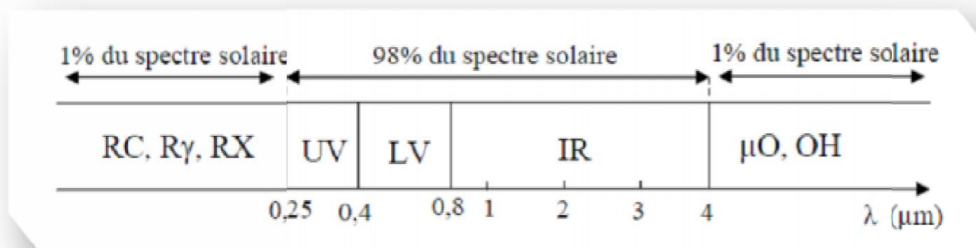


Figure 11: Spectre du rayonnement solaire

II.1.2 Le rayonnement solaire extra-terrestre

1. Définition :

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

2. La constante solaire [5], [20]

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 :

$$I_0 = \sigma \left(\frac{R_S}{D_0} \right)^2 \cdot T^4 \quad \text{[II.16]}$$

Avec $R_S = 6,957 \cdot 10^8 \text{m}$: rayon du soleil ;

σ : est la constante de Stefan Boltzmann: $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$

D_0 : Distance moyenne terre-soleil $D_0 = 149\,598\,000$ km

En moyenne, la Terre reçoit donc 1367W.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.

Correction de la constante solaire

La correction de la constante solaire est donnée par :

$$I_c(n) = I_o \times E_0 \quad \text{[II.17]}$$

I_c : est la constante solaire corrigée

I_o : est la constante solaire qui est 1367 W.m^2

E_0 : Correction de la distance terre-soleil

II.1.3 Les composantes du rayonnement solaire au niveau du sol [4], [5], [8], [16], [17], [18], [19], [20].

Suite à l'atténuation du rayonnement solaire par les différents phénomènes atmosphérique, le rayonnement solaire reçu sur une surface au sol est composé comme suit:

1. Composante directe

C'est le rayonnement solaire formé par de rayons parallèles provenant du soleil sans avoir été diffusé ou absorbé par l'atmosphère. Le rayonnement direct est le rayonnement incident sur un plan donné en provenance d'un petit angle solide centré sur le disque solaire, il parvient en ligne droite et par temps clair. C'est ce type de rayonnement qui est utilisé dans les systèmes à concentration (four solaire, centrales thermo-solaires et photovoltaïques).

2. Composante diffuse

C'est une partie du rayonnement du soleil qui a subi de multiples diffusions par les molécules et les aérosols de l'atmosphère. C'est un rayonnement qui provient de l'atmosphère, qu'il fasse beau ou pas. Il contribue à l'éclairement mais ne peut pas être concentré (à l'inverse du rayonnement direct).

Le rayonnement diffus, produit par des processus complexes, est beaucoup plus difficile à analyser que le rayonnement direct.

3. Composante réfléchi

Le rayonnement réfléchi est à prendre en compte seulement dans le cas d'une surface incliné. Le sol réfléchit une partie de l'éclairement qu'il reçoit en fonction de sa nature. Pour caractériser de façon globale les propriétés réfléchives du sol, on utilise son albédo, c'est-à-dire le rapport du rayonnement réfléchi au rayonnement incident sur toutes les fréquences et tous les angles d'incidences.

4. Composante Globale

Dans un plan donné, l'irradiation incidente, appelée irradiation globale, est la somme de trois composantes (ou deux si le plan est horizontal) :

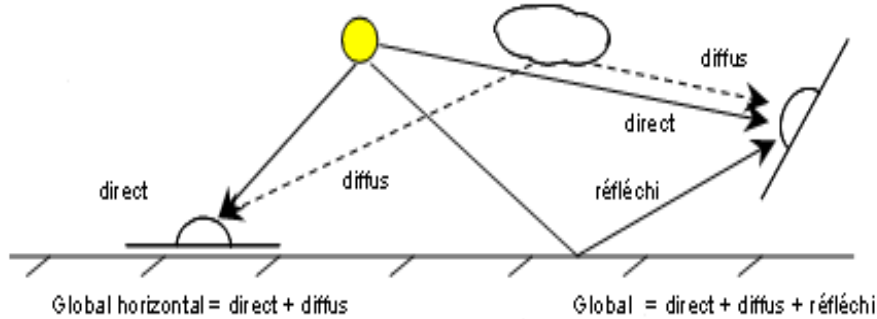


Figure 12: Rayonnement global sur plan horizontal et incliné [21,22]

II.1.4 Rayonnement solaire sur un plan horizontal

1. Flux solaire d'un plan horizontal [14] :

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

$$I_{0,h} = I_c \sin h \quad \text{[II.18]}$$

2. Irradiation horaire sur un plan horizontal [15] :

L'irradiation globale horaire sur une surface horizontale, G_0 , est obtenue à l'aide de la formule suivante :

$$G_0(h, n) = \int_{t_1}^{t_2} (I_c \cdot \sin h) dt \quad \text{[II.19]}$$

Par l'injection de l'équation de $\sin h$ dans cette intégrale (voir la démonstration en Annexe 2), on obtient :

$$G_0(h, n) = \frac{I_c}{15} [\sin(\varphi) \sin(\delta) (\omega_2 - \omega_1) + \cos(\varphi) \cos(\delta) (\sin(\omega_2) - \sin(\omega_1))] \quad \text{[II.19']}$$

δ et I_c sont calculées par les expressions précédentes, ω_1 et ω_2 désignent les angles horaires des deux temps t_1 et t_2 .

3. Irradiation journalière sur un plan horizontal [14]:

L'irradiation globale journalière sur une surface horizontale $G_0(n)$ s'obtient en intégrant la relation du flux solaire d'un plan horizontal du lever au coucher du soleil

$$G_0(h, n) = \int_{t_l}^{t_c} (I_c \cdot \sin h) dt \quad \text{[II.20]}$$

t_l 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 de l'année (voir Annexe 2) :

$$G_0(h, n) = \frac{24}{\pi} I_c(n) [\cos(\varphi)\cos(\delta)\sin(\omega_s) + \omega_s \sin(\varphi)\sin(\delta)] \quad [\text{II.20}']$$

ω_s : désigne l'angle horaire au coucher du soleil sur plan horizontal, sa valeur peut être calculée par l'expression précédente. Notons que G_0 est une densité d'énergie exprimée en Wh/m². Pour un plan incliné d'un angle β , l'irradiation globale journalière est :

$$G_0(h, n) = \frac{24}{\pi} I_c(n) [\cos(\varphi - \beta)\cos(\delta)\sin(\omega_s) + \omega_s \sin(\varphi - \beta)\sin(\delta)] \quad [\text{II.20}''']$$

II.1.5 Notion de l'indice de clarté [15]:

Avant d'atteindre le sol, le rayonnement solaire est atténué par les constituants de l'atmosphère terrestre et les nuages. Le rapport entre le rayonnement au sol et le rayonnement extraterrestre est appelé indice de clarté, Les valeurs de ce dernier varient selon les endroits et les saisons.

Il est défini par :

$$K_T = \bar{G} / \bar{G}_0 \quad [\text{II.21}]$$

Avec :

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

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

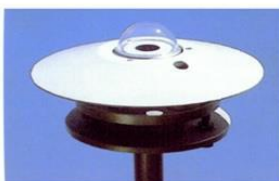
II.2 Les appareils de mesure du rayonnement solaire

L'évaluation du potentiel solaire sur un site donné est réalisée à partir des campagnes de mesures de trois composantes du rayonnement solaire sur une période assez longue [23]. Parmi les capteurs permettant de mesurer le rayonnement solaire, on peut citer : le pyranomètre, le pyréliomètre et l'héliographe. La photo suivante regroupe ces appareils de mesure.

Mesure du rayonnement global



(a) Pyranomètre Ombé



(b) Pyranomètre Cimet

Mesure du rayonnement direct



(c) Pyrhéliomètre Eppley

Mesure de la durée d'insolation



(d) Héliographe Cimet

Figure 13: Appareils de mesure du rayonnement solaire

II.2.1 Le pyranomètre

Le pyranomètre mesure les rayonnements solaires global et diffus au sol [24], [25]. Le rayonnement incident est issu de l'ensemble de l'hémisphère situé au-dessus de l'instrument. Ces appareils utilisent pour la plupart des cas des échanges thermiques entre une surface noire qui absorbe tout le rayonnement solaire visible et une surface blanche qui le réfléchit. Les photos (a) et (b) illustrent des pyranomètres avec et sans cache. Le cache est généralement utilisé pour mesurer le rayonnement solaire diffus.

II.2.2 Le pyréliomètre

Le pyréliomètre (photo c) est l'appareil qui permet de mesurer la composante directe du rayonnement [24], [25]. Il est muni d'un collimateur comme dispositif, et pointe en permanence vers le soleil grâce à un système de suivi automatique, pour mesurer le rayonnement solaire direct sous incidence normale comme le montre la photo ci-dessus.

II.2.3 L'héliographe

L'héliographe (photo d) enregistre la durée d'insolation [26], c'est-à-dire la période pendant laquelle le rayonnement solaire est d'une intensité dépassant un certain seuil fixé par convention ($120\text{W}/\text{m}^2$). L'élément sensible est constitué d'une boule de verre qui focalise les rayons sur un papier qui noircit. La brûlure ou la décoloration du papier permet d'estimer en heures la durée d'insolation.

En plus des appareils cités, l'utilisation de données satellitaires, la télédétection [27], est très couramment utilisée pour l'estimation du potentiel solaire, pour des localisations où des mesures directes ne sont pas possibles. Les données de satellites peuvent être utilisées pour générer des cartes car elles permettent de couvrir une large zone géographique. Les paramètres d'entrées sont généralement les caractéristiques de la zone d'étude, à savoir les coordonnées GPS (de l'ordre du kilomètre) de la zone d'étude, la nébulosité, l'humidité, l'albédo de la surface, etc.

II.3 Influence des constituants atmosphériques sur le rayonnement solaire :

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.

1 Atmosphère terrestre

L'atmosphère est la couche gazeuse qui entoure notre planète. Bien que très mince en comparaison au rayon terrestre, son rôle de filtre du rayonnement solaire est essentiel à la présence de la vie sur Terre. Elle est composée à 78.09 % d'azote, 20.95 % d'oxygène, 0.93% d'argon et d'une variété de gaz en traces.

2 Rôle de l'atmosphère

Le rôle de l'atmosphère est essentiel à la vie sur Terre car :

- Elle permet d'avoir une température moyenne de 10°C ;
- Elle limite les écarts de température entre le jour et la nuit, et contribue au réchauffement de la terre en piégeant une partie du rayonnement solaire par effet de serre ;
- Elle absorbe une grande partie du rayonnement ultraviolet du soleil, dangereux pour les yeux et la peau, grâce à l'ozone, gaz présent en proportion plus importante vers 25 km d'altitude ;

II.3.1 Structure de l'atmosphère

La densité et la pression de l'atmosphère diminuent au fur et à mesure que l'altitude augmente et l'on observe que la moitié de la masse atmosphérique est située en dessous de 5 km, les 3/4 en dessous de 10 km. La limite avec le milieu interplanétaire n'est pas franche et l'on peut considérer que l'épaisseur géométrique de l'atmosphère supposée parfaitement homogène n'est que de 7,9 km. La température n'est pas constante non plus; elle ne varie pas uniformément (contrairement à la pression et à la densité). L'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM) définit quatre zones successives qui caractérisent les phénomènes thermiques (c'est-à-dire les variations de température au sein de l'atmosphère): la troposphère (de la surface terrestre à une distance de 6 à 11-12 km selon la latitude), la stratosphère (jusqu'à 50 km d'altitude environ), la mésosphère (jusqu'à 70-85 km) et la thermosphère (couche extérieure).

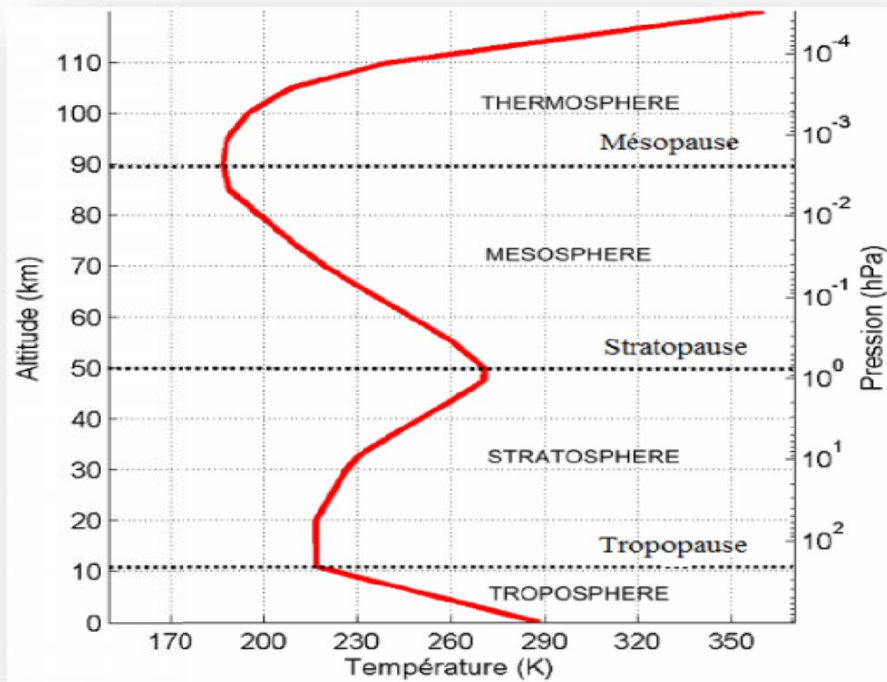


Figure 14: Profil vertical de la température dans les couches atmosphériques [28]

II.3.2 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 solaire, à savoir :

- ❖ l'air sec ;
- ❖ la quasi-totalité de l'eau atmosphérique ;
- ❖ 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 États 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 1: Composition chimique de l'atmosphère [3]

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 surfæe terrestre			
Données d'après U.S Standard Atmosphere, 1976 [US-SA, 1976]			

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 [29]. Elle est notable dans une couche atmosphérique comprise entre 15 et 30 km d'altitude comme l'illustre la figure suivante reprenant la distribution proposée par Elterman [30]. 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.

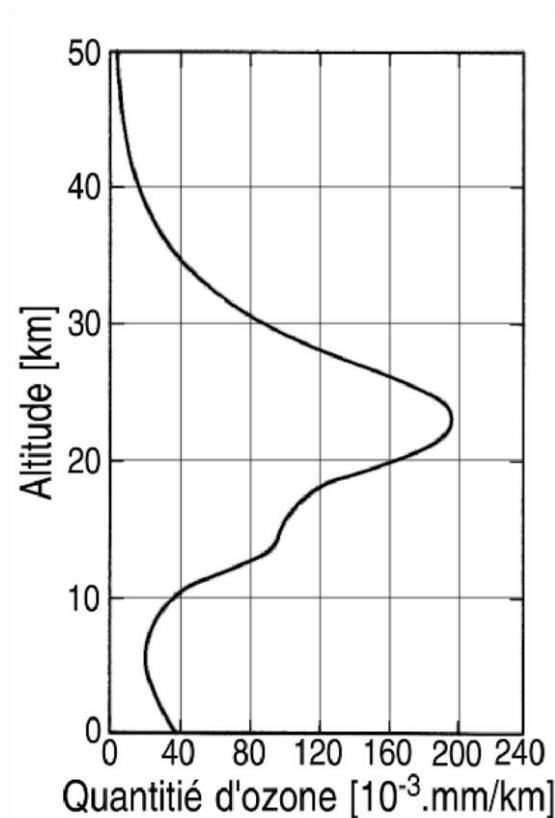


Figure 15: Quantité d'ozone en fonction de l'altitude [3]

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. 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/cm² 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. Leckner propose une relation ci-dessous [4]. 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.

$$w = 0,493 \frac{HR}{273+T} \exp\left(26,23 - \frac{5416}{273+T}\right) \quad [\text{II.22}]$$

w : est la hauteur d'eau précipitable (cm) ;

HR : est l'humidité relative de l'air (%) ;

T : est la température de l'air (°C)

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 marins 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 Aitken selon Iqbal [4]) à la centaine de micromètres pour les plus larges (particules géantes) lesquelles 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 14 précédente: 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 cosmiques⁷. 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 grande 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;
- supérieure au-dessus du continent qu'au-dessus des océans;
- plus importante en période sèche.

4. Les nuages

Les constituants qui viennent d'être présentés décrivent une atmosphère sans 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 par 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.

II.3.3 Effet de la masse atmosphérique sur le rayonnement solaire

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

1. Définition

- La masse atmosphérique ou masse d'air étant le trajet optique parcouru par les particules énergétiques solaires 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.

2. Calcul de la masse

De nombreuses formules existent pour déterminer la quantité de la masse d'air, en particulier celle de Kasten et Young [8]

$$m_a = \left(\frac{p(z)}{p_0}\right) m_r(h) = \frac{1-0,1Z}{\sin(h)+0,50572(h+6,07995)^{-1,6364}} \quad [\text{II.23}]$$

Une autre formule est proposée pour le calcul de la masse d'air et est donnée par IQBAL [4]:

$$m_a = \left(\frac{p(z)}{p_0}\right) m_r(h) = \exp(-0,0001184 \cdot Z) \frac{1}{\cos(\theta_z)+0,15(93,885-\theta_z)^{-1,253}} \quad [\text{II.24}]$$

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.

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

Z est l'altitude du lieu exprimée en km dans l'équation (Kasten) et en mètres dans l'équation (Iqbal).

h est la hauteur du soleil en degrés.

$$\theta_z = 90^\circ - h \quad [\text{II.25}]$$

θ_z : est l'angle zénithal

II.3.4 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 aux 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).

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.

a. Absorption par l'ozone :

L'ozone (O₃) absorbe la quasi-totalité des longueurs d'onde comprise entre 210 et 290 nm dans le domaine d'ultraviolet et de 450 à 770 nm dans le domaine de visible, mais il a une absorption très faible dans le domaine d'infrarouge.

b. Absorption par la vapeur d'eau :

La vapeur d'eau est un facteur important dans l'atténuation du rayonnement solaire.

Elle absorbe les ondes situées dans le domaine d'infrarouge.

c. Absorption par les gaz :

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

2. 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.

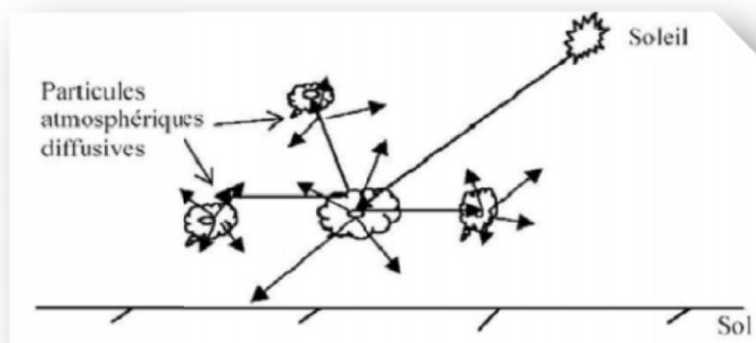


Figure 16: Diffusion du rayonnement solaire

a. 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 la formule :

$$k_r(\lambda) = 0,008735 \cdot \lambda^{-4} \quad \text{[II.26]}$$

b. 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 :

$$k_a(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \quad \text{[II.27]}$$

Où α est le coefficient de distribution granulométrique et β le coefficient de trouble atmosphérique établi par 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 suivante [4] :

$$\begin{cases} k_{a\lambda}(\lambda = 0,38\mu m) = \beta(0,38)^{-\alpha} \\ k_{a\lambda}(\lambda = 0,50\mu m) = \beta(0,50)^{-\alpha} \end{cases} \quad \text{[II.28]}$$

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, croît 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) [31].

Aussi, Iqbal [4] présente un tableau suivant des coefficients de trouble atmosphérique d'Angstrom selon l'état du ciel :

Tableau 2: Paramètres α et β selon différents états de l'atmosphère [4]

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 ci-dessous :

Tableau 3: Principales sources d'absorption et de diffusion [15]

Type	Absorption	Diffusion
Gaz atmosphériques	Faible	Forte en λ^{-4}
Vapeur d'eau	Sensible pour $\lambda > 0.65 \mu\text{m}$	Négligeable
Ozone	Forte pour $\lambda < 0.3 \mu\text{m}$	Négligeable
Aérosols	Faible	Forte en λ^{-p} avec $1 < p < 3$
Nuages	Faible	Forte

3. Réflexion du rayonnement solaire

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 réfléchie par une portion d'espace terrestre, on parle d'albédo.

a. L'albédo

C'est le rapport de l'énergie solaire réfléchie 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.

Tableau 4: Quelques valeurs d'albédo [32]

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

b. 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.

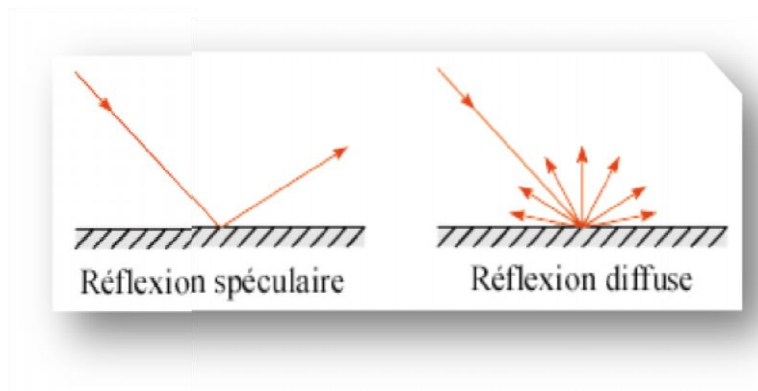


Figure 17: Types de réflexion

Conclusion :

Cette partie du travail a décrit la notion du rayonnement solaire. D'une part elle nous a permis de comprendre la répartition des composantes du rayonnement solaire au niveau du sol et les appareils permettant de mesurer ces composantes ; d'autre part elle a permis de voir l'influence

des divers constituants atmosphériques sur le rayonnement solaire et les différents phénomènes responsables de l'atténuation de l'irradiation solaire à savoir l'absorption et la diffusion.

Chapitre III :

**DESCRIPTION DES MODELES MATHEMATIQUES
DE L'ESTIMATION DU RAYONNEMENT
SOLAIRE AU SOL.**

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 disponible 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 classification et description 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. Mais 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 parfois de 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 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 spectraux, les modèles semi empiriques, et les modèles météorologiques. 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, certains permettent de calculer les rayonnements spectraux sur des surfaces inclinées aussi.

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, astronomiques et géographiques cités ci-dessus. La limite de ces modèles réside dans le fait qu'ils ne sont applicables que dans les situations du 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.

III.2 Description des modèles

III.2.1 Les modèles spectraux :

Les modèles spectraux sont basés sur la connaissance des caractéristiques de certains constituants atmosphériques pour déterminer la distribution spectrale du rayonnement solaire à la surface de la terre. Parmi eux, on peut citer les modèles de Leckner [33] et de Richard Bird [34].

III.2.2 Les modèles météorologiques

Les modèles météorologiques utilisent des relations linéaires permettant de transformer les données mesurées au sol (l'insolation, la température,...) en flux global d'irradiation solaire. Ces modèles ont l'avantage d'être appliqués à n'importe quel état du ciel (ciel quelconque). Ces types de modèles sont subdivisés en deux parties : une partie pour la prédiction de la moyenne mensuelle du rayonnement global et l'autre partie pour la prédiction de la moyenne mensuelle du rayonnement diffus.

1. Moyenne mensuelle par jour de l'irradiation globale

Les modèles d'estimation sont entre autres : Modèle d'Angstrom , Modèle de Coppolino, Modèle de Garg, Modèle de Hussain, Modèle d'A.A.M. Sayigh, Modèle ou Relation de Sabbagh et al, Modèle ou Relation d'A.S Sambo, Modèle de W.E. Alnaser, Modèle de Reddy, Modèle de Swartman.

Exemples de quelques modèles :

a. Modèle de Coppolino

En 1989, Coppolino a proposé une relation très simple pour prédire la moyenne mensuelle du rayonnement global journalier à n'importe quel endroit ne connaissant que la durée d'ensoleillement S (heures) et la hauteur du soleil à midi au milieu de chaque mois (le 15^{ème} jour du mois). La relation est la suivante [35]:

$$G = 7,8 \cdot S^{0,5} (\sin(h_n))^{1,15} \quad \text{[III.29]}$$

G : est la moyenne mensuelle par jour du rayonnement global (MJ/m²/Jour).

S : est la durée d'ensoleillement (l'insolation) le 15^{ème} jour du mois (heures).

h_n est la hauteur du soleil à midi le 15^{ème} jour du mois.

b. Modèle de Garg

Garg et al [36] ont développé une relation multilinéaire reliant l'humidité absolue H_a à l'humidité relative HR, à la température ambiante T. À partir de cette corrélation, de la fraction d'insolation (rapport de durée d'insolation S à l'insolation potentielle S₀) et de l'irradiation extraterrestre G₀ calculée sur un plan horizontal, Garg et al ont développé la relation suivante [37]:

$$G = G_0 \left(0,14 - 0,4 \left(\frac{S}{S_0} \right) - 0,0055 H_a \right) (Wh/m^2) \quad \text{[III.30]}$$

Où

$$H_a = HR(4,7923 + 0,3647T + 0,0055T^2 + 0,0003T^3) \quad \text{[III.31]}$$

G₀ est la moyenne mensuelle par jour du rayonnement global hors atmosphère qui peut être calculée à partir de l'expression (I.20)

2. Moyenne mensuelle par jour de l'irradiation diffuse

Les modèles d'estimation : Modèle de Liu & Jordan, Modèle de Page, Modèle de Collares-Pereira et al, Relation d'Erbs, Klein et Duffie, Relation d'Iqbal.

Exemples de quelques modèles :

a. Modèle de Liu & Jordan

Une première relation a été établie par Liu & Jordan [38] qui exprime la fraction de l'irradiation diffuse par rapport à l'irradiation globale K_D en fonction de l'indice de clarté K_T. Les données utilisées sont relatives au site de Blue Hill Massachusetts (USA), cette corrélation est donnée comme suit:

$$K_D = 1.390 - 4.027\bar{K}_t + 5.531\bar{K}_t^2 - 3.018\bar{K}_t^3 \quad \text{[III.32]}$$

Pour $0.30 < \bar{K}_t \leq 0.70$

b. Modèle de Collares-Pereira et al

Collares-Pereira & Rabl [38], moyennant les données relatives de cinq sites aux Etats-Unis, ont proposé une corrélation polynomiale d'ordre 4, donnée comme suit:

$$K_D = 1.188 - 2.272\bar{K}_t + 9.473\bar{K}_t^2 - 21.856\bar{K}_t^3 + 14.648\bar{K}_t^4 \quad [\text{III.33}]$$

Pour $0.17 < \bar{K}_t \leq 0.80$

$$K_D = 0.99 \text{ pour } \bar{K}_t \leq 0.17$$

Une autre relation a été développée par Collares-Pereira & Rabl qui dépendra, cette fois-ci, de l'angle horaire du lever du soleil ω_s , paramètre caractérisant la saison considérée. Cette relation est donnée comme suit :

$$K_D = 0,775 + 0,347 \left(\frac{\pi}{180} \right) (\bar{W}_s - 90) - \left[0,505 + 0,261 \left(\frac{\pi}{100} \right) (\bar{W}_s - 90) \right] \cos 2 \bar{K}_t - 0,9 \quad [\text{III.34}]$$

ω_s est l'angle horaire du lever du soleil en degrés; $\omega_s \approx 90^\circ$ pour les mois de Février, Mars, Avril, Août, Septembre et Octobre, $\omega_s \approx 100^\circ$ pour les mois de Mai, Juin et Juillet et $\omega_s \approx 80^\circ$ pour les mois de Novembre, Décembre et Janvier.

c. Relation d'Iqbal

Iqbal [39] a utilisé des données relatives à différents sites canadiens, et a établi une relation linéaire donnée par :

$$K_D = 0,9558 - 0,982\bar{K}_t \quad [\text{III.35}]$$

Pour $0,30 \leq \bar{K}_t \leq 0,60$

III.2.3 Les modèles semi-empiriques :

Quelques modèles semi empiriques utilisent des relations mathématiques en fonction de la masse d'air pour calculer les effets des constituants de l'atmosphère 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, le modèle de Davies & Hay (Platt et Padridge), le modèle de Capderou adopté en Algérie (Brichambaut), le modèle de Liu & Jordan, le modèle d'Atwater & Ball, le modèle de Watt, le modèle de Hoyt et bien d'autres comme le modèle de Sasamori et le modèle de Ashrae,...

1. Modèle de Liu et Jordan

En 1960, Liu et Jordan 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 [40,41, 42,43].

a. Rayonnement direct sur un plan incliné :

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

$$I = I_h R_b \tag{III.36}$$

Où R_b est le facteur d'inclinaison donné par :

$$R_b = \frac{\cos\theta}{\sin h} = \frac{\cos(\varphi-\beta)\cos\delta\cos\omega + \sin(\varphi-\beta)\sin\delta}{\cos\varphi\cos\delta\cos\omega + \sin\varphi\sin\delta} \tag{III.37}$$

Pour le calcul du rayonnement solaire sur une surface inclinée, un facteur de conversion devra être pris en considération pour chacune des composantes.

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

$$I = I_h = A \cdot \sin(h) \cdot \exp\left(-\frac{1}{C \cdot \sin(h+2)}\right) \tag{III.36'}$$

A et C sont des données fournies dans le tableau suivant.

b. Calcul du rayonnement diffus :

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

$$D = \frac{D_h(1+\cos\beta)}{2} \tag{III.38}$$

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

$$D = D_h = B(\sin(h))^{0.4} \tag{III.38'}$$

A, B et C sont des constantes qui tiennent compte de la nature du ciel. Elles sont données d'après le tableau suivant :

Tableau 5: Coefficients : A, B et C pour le modèle de Lui & Jordan [43].

Nature du ciel	A	B	C
Ciel très clair	1300	87	6
Ciel moyen	1230	125	4

Ciel pollué	1200	187	5
-------------	------	-----	---

c. Calcul du rayonnement réfléchi

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

$$R = \rho(I_h + D_h) \left(\frac{1 - \cos\beta}{2} \right) \quad \text{[III.39]}$$

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

2. Modèle de capderou :

Le modèle de Capderou utilise le trouble atmosphérique de Linke pour calculer les composantes directes et diffuses de l'irradiation reçue sur un plan. L'absorption et la diffusion causées par les constituants de l'atmosphère peuvent être exprimées par des facteurs de troubles, à partir de ces facteurs, on peut exprimer les irradiances directes et diffuses par ciel clair. La connaissance du facteur de trouble atmosphérique est nécessaire pour déterminer les irradiances par ciel clair. Ce facteur est le rapport entre l'extinction du rayonnement direct traversant une atmosphère de référence constituée uniquement d'air pur et sec sous la même incidence [44,45].

Facteur de trouble de Linke

Le facteur de trouble total de Linke T est défini comme le nombre d'atmosphères pures et sèches (sans aérosols, ni vapeur d'eau, ni nuages) manifestant uniquement une absorption, et une diffusion par les gaz constants de l'atmosphère qu'il faudrait accumuler pour provoquer la même atténuation totale du rayonnement direct que l'atmosphère réelle, poussiéreuse et humide, et ceci pour un lieu donné, à une date et à un instant donné.

Dans cette étude, le facteur de trouble est considéré en fonction des caractéristiques climatiques locales du site et de la hauteur du soleil. Il est défini par la somme des trois facteurs de trouble auxiliaires. Le facteur de trouble (par ciel clair) est décomposé en 03 facteurs de troubles auxiliaires

$$T_L = T_0 + T_1 + T_2 \quad \text{[III.40]}$$

T_0 : est le facteur de trouble auxiliaire qui correspond à l'absorption par la vapeur d'eau.

T_1 : est le facteur de trouble auxiliaire qui correspond à la diffusion moléculaire due à la couleur bleue du ciel.

T_2 : est le facteur de trouble auxiliaire qui correspond à la diffusion par les aérosols.

* **Absorption par la vapeur d'eau :**

Le trouble dû à l'absorption gazeuse tant par les constituants fixes de l'atmosphère que par l'ozone et surtout par la vapeur d'eau peut se calculer en fonction des seuls paramètres géo astronomiques. Une modélisation de ce facteur a permis à Capderou [9] de proposer l'expression suivante :

$$T_0 = 2,4 - 0,9 \sin \varphi + 0,1(2 + \sin \varphi) A_{he} - 0,2 \times Z - (1,22 + 0,14 \times A_{he})(1 - \sin h) \quad \text{[III.41]}$$

$$A_{he} = \sin \left(\left(\frac{360}{365} \right) \times (n - 121) \right) \quad \text{[III.42]}$$

Z : Altitude du lieu.

* **Absorption par les gaz et diffusion de Rayleigh :**

Le trouble correspondant à l'absorption par les gaz de l'atmosphère (O₂, CO₂, et O₃) et à la diffusion moléculaire de Rayleigh est donné par l'approche : diffusion moléculaire de Rayleigh est donnée par l'approche :

$$T_1 = 0,89^Z \quad \text{[III.43]}$$

* **Diffusion par les aérosols**

Le trouble relatif à la diffusion par les aérosols couplée à une légère absorption (dépendant la fois de la nature et de la quantité des aérosols) est en fonction du coefficient de trouble d'Angstrom β , il est donné par :

$$T_2 = (0,9 + 0,4A_{he})0,63^Z \quad \text{[III.44]}$$

a. Calcul du rayonnement direct

Pour un plan de réception quelconque (α , γ), la puissance du rayonnement direct incident est exprimé par :

$$I = I_c \times \exp \left[-T_L \times \left(0,9 + \frac{9,4}{0,89^Z} \sinh \right)^{-1} \right] \times \cos i \quad \text{[III.45]}$$

Sachant que pour un plan horizontal on a : $\cos(i) = \sin(h)$, la relation précédente devient par conséquent :

$$I = I_h = I_c \times \exp \left[-T_L \times \left(0,9 + \frac{9,4}{0,89^Z} \sinh \right)^{-1} \right] \times \sinh \quad \text{[III.45']}$$

b. Calcul du rayonnement diffus

Le rayonnement diffus est composé de trois parties :

$$D = D_1 + D_2 + D_3 \quad \text{[III.46]}$$

D_1 est le rayonnement diffus de la part du ciel.

D_2 est le rayonnement diffus de la part du sol.

D_3 est le rayonnement diffus rétrodiffusé.

➤ Le rayonnement diffus de la part du ciel

L'expression générale de rayonnement diffus de la part du ciel est donnée par :

$$D_1 = \delta_d \cos i + \delta_i \frac{1+\sin \gamma}{2} + \delta_h \cos \gamma \quad [\text{III.47}]$$

$$\text{Pour un plan horizontal : } D_1 = I_{dh} \quad [\text{III.47}']$$

- Composante directe ou circumsolaire

Elle provient du voisinage du soleil dans un cône de demi-angle au sommet compris entre 3° et 15° qui peut être considéré comme provenant exactement du soleil. Elle est exprimée par :

$$\delta_d = I_C \times \exp(-2,48 + \sinh + a - \sqrt{a^2 + 4b^2}) \quad [\text{III.48}]$$

$$a = 3,1 - 0,4b \quad [\text{III.49}]$$

$$b = \log(T_L - T_0) - 2,28 - 0,5 \log(\sinh) \quad [\text{III.50}]$$

- Composante isotrope

La composante isotrope correspond à un ciel de luminance uniforme, elle est donnée par :

$$\delta_i = I_{dh} - \delta_d \sinh \quad [\text{III.51}]$$

I_{dh} : est le diffus sur un plan horizontal, donné par :

$$I_{dh} = I_C \times \exp(-1 + 1,06 \log(\sin h) + a - \sqrt{a^2 + 4b^2}) \quad [\text{III.52}]$$

$$a = 1,1 \quad [\text{III.53}]$$

$$b = \log(T_L - T_0) - 2,8 + 1,02(1 - \sinh)^2 \quad [\text{III.54}]$$

- Composante du cercle de l'horizon

La composante du cercle de l'horizon provient d'une bande d'horizon d'une hauteur de 6° . Elle semble associée à une accumulation d'aérosols dans les basses couches atmosphériques, son expression est donnée par :

$$\delta_h = I_C \frac{-0,02a}{a^2 + ab + 1,8} \exp(\sin h) \quad [\text{III.55}]$$

$$a = \log(T_L - T_0) - 3,1 - \log(\sinh) \quad [\text{III.56}]$$

$$b = \exp(0,2 + 1,75 \log(\sinh)) \quad [\text{III.57}]$$

a. Le rayonnement diffus de la part du sol

L'albédo du sol ρ caractérise la réflexion de la lumière incidente. Pour un plan quelconque (α, γ), le rayonnement diffus de la part du sol est exprimé par la relation :

$$D_2 = \delta_d \frac{(1 - \sin \gamma)}{2} \quad [\text{III.58}]$$

La composante δ_d désigne l'albédo du sol

$$\delta_d = \rho(I_h + I_{dh}) \quad [\text{III.59}]$$

Pour un plan horizontal, le rayonnement diffus de la part du sol est nul.

Le rayonnement diffus rétrodiffusé

Le diffus du sol est rétrodiffusé, (diffusé à nouveau par le ciel vers le sol). Selon le raisonnement de Capderou, cette composante a la forme suivante :

$$D_3 = \delta_R \frac{(1 + \cos \beta)}{2} \quad [\text{III.60}]$$

Avec le terme δ_R qui est donnée par :

$$\delta_R = 0,9(\rho - 0,2)I_{gh} \exp\left(-\frac{4}{\sqrt{T_L - T_0}}\right) \quad [\text{III.61}]$$

Il est clair que cette composante s'annule pour un albédo égal à 0.2 et par conséquent le diffus rétrodiffusé est nul.

Pour un plan horizontal : $D_3 = \delta_R$.

Pour un plan horizontal, on a donc : $\cos(i) = \sin(h)$ et $\gamma = 90^\circ$, par conséquent la relation du rayonnement diffus devient :

$$D_3 = I_{dh} = I_C \times \exp(-1 + 1,06 \log(\sin h) + a - \sqrt{a^2 + b^2}) \quad [\text{III.62}]$$

c. Calcul du rayonnement global

L'éclairement dû au rayonnement global incident sur un plan d'orientation quelconque est désigné par la somme de deux termes :

$$G = I + D \quad [\text{III.63}]$$

3. Modèle de Lacis & Hansen

Calcul du rayonnement global

La formule générale proposée par Lacis et Hansen [46] pour le calcul du rayonnement solaire global sur un plan horizontal est donnée par l'équation :

$$G = I_C \cos \theta_z \left[\frac{(0,647 - \rho_s - \alpha_0)}{1 - 0,0685\rho} + 0,353 - \alpha_w \right] W/m \quad [\text{III.64}]$$

$\rho_s = 0,28/(1 + 6,43 \cos \theta_z)$: Coefficient d'absorption par la couche d'ozone

Le coefficient α_0 correspondant à l'absorption du rayonnement solaire direct par la couche d'ozone est calculé par l'équation :

$$\alpha_0 = \frac{0,02118U_0}{(1+0,042U_0+3,23.10^{-4}U_0^2)} + \frac{1,082U_0}{(1+138,6U_0)^{0,805}} + \frac{0,0658U_0}{1+(103,6U_0)^3} \quad [\text{III.65}]$$

Épaisseur de la couche d'ozone corrigée :

$$U_0 = l \times m_r$$

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

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

m_r : est la masse d'air optique relative définie par Kasten

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

Le coefficient d'absorption du rayonnement direct par la vapeur d'eau est donné par l'équation :

$$\alpha_w = \frac{2,9X_w}{(1+141,5X_w)^{0,635}+5,925X_w} \quad [\text{III.66}]$$

X_w : est l'épaisseur d'eau condensable corrigée par trajet optique du rayonnement à travers cette couche, donnée par :

$$X_w = m_a \cdot U_w \quad [\text{III.67}]$$

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

$$U_w = w \times m_r \quad [\text{III.68}]$$

$$w = \frac{0,493}{T} HR. \exp\left(26,23 - \frac{5416}{T}\right)$$

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

$$m_a = m_r \left(\frac{P}{1013}\right)^{0,75} \cdot \left(\frac{273}{T}\right)^{0,5} \quad [\text{III.69}]$$

P est la pression atmosphérique (mbar). Elle peut être calculée à partir de la relation :

$$P = P_0 \cdot \exp(-0,0001184 \cdot z) \quad [\text{III.70}]$$

P_0 est la pression atmosphérique au niveau de la mer ($P_0=1013$ mb).

Z est l'altitude du site en mètres, par rapport au niveau de la mer.

T est la température ambiante ($^{\circ}\text{K}$) et HR est l'humidité relative (%).

4. Modèle de Davies et Hay

Le modèle proposé par Davies et Hay [4] en 1976 permet la détermination des composantes du rayonnement solaire au sol en fonction des différents coefficients de transmission des éléments constituant l'atmosphère à un instant quelconque de la journée.

a. Calcul du rayonnement direct

La relation proposée par Davies et Hay pour le calcul de l'éclairement dû au rayonnement direct est comme suit :

$$I = I_c(\tau_0 \cdot \tau_r - \alpha_w)\tau_a \cdot \cos\theta_z \quad [\text{III.71}]$$

▪ **Absorption par la vapeur d'eau**

Le coefficient d'absorption du rayonnement direct par la vapeur d'eau est donné par la relation suivante :

$$\alpha_w = \frac{2,9U_w}{(1+141,5U_w)^{0,635}+5,925U_w} \quad [\text{III.72}]$$

▪ **Absorption par l'ozone :**

Le coefficient de transmission après absorption par l'ozone est donnée par :

$$\tau_0 = 1 - \alpha_0 \quad [\text{III.73}]$$

α_0 : est le coefficient d'absorption du rayonnement solaire direct par la couche d'ozone, il est calculé par le modèle proposé par Lacis et Hansen [51] et est donné par la relation suivante :

$$\alpha_0 = \frac{0,02118U_0}{(1+0,042U_0+3,23.10^{-4}U_0^2)} + \frac{1,082U_0}{(1+138,6U_0)^{0,805}} + \frac{0,0658U_0}{1+(103,6U_0)^3} \quad [\text{III.74}]$$

▪ **Diffusion de Rayleigh**

Le coefficient de transmission après diffusion moléculaire ou de Rayleigh τ_r est présenté par Davies et al [51] par la relation suivante :

$$\tau_r = 0,972 - 0,08262ma + 0,00933m_a^2 - 0,00095m_a^3 + 0,000437m_a^4 \quad [\text{III.75}]$$

▪ **Diffusion par les aérosols :**

Le coefficient de transmission après diffusion par les aérosols τ_a est proposé par Mächler [4] et donné par la relation suivante :

$$\tau_a = (0,1244\alpha - 0,0162) + (1,003 - 0,125\alpha) \exp[-\beta ma(1,089\alpha + 0,5123)] \quad [\text{III.76}]$$

Avec α et β qui sont respectivement le paramètre caractérisant la visibilité du ciel et le coefficient de trouble d'Angström.

b. Calcul du rayonnement diffus :

Comme le modèle précédent, le rayonnement diffus sur un plan horizontal est la somme des trois composantes diffuses : D_r , D_a et D_m

➤ **Le rayonnement diffus issu de la diffusion de Rayleigh**

Le rayonnement diffus après la diffusion de Rayleigh est donnée par :

$$D_r = I_c \tau_0 \tau_a (1 - \tau_r) 0.5 \cos \theta_z \quad [\text{III.77}]$$

➤ **Le rayonnement diffus après diffusion par les aérosols**

Le rayonnement diffus après la diffusion par les aérosols s'exprime par la relation suivante :

$$D_a = I_c (\tau_0 \tau_r - \alpha_w) (F_c \omega_0 (1 - \tau_a)) \cos \theta_z \quad [\text{III.78}]$$

Avec ω_0 qui est l'albédo de dispersion de l'atmosphère. On suppose généralement que, pour les régions urbaines/industrielles, vaut 0,6, et il vaut 0,9 pour les régions rurales/agricoles; et F_c le coefficient de dispersion de l'atmosphère. Des valeurs de ce facteur ont été établies en fonction de l'angle zénithal, d'après Robinson [47].

Tableau 6: Valeurs du facteur F_c en fonction de la distance zénithale

θ_z (°)	0	10	20	30	40	50	60	70	80	85
F_c	0,92	0,92	0,90	0,90	0,90	0,85	0,78	0,68	0,60	0,50

➤ **Le rayonnement diffus issu du phénomène de multi réflexion Terre atmosphère**

L'expression du rayonnement diffus issu du phénomène de multi réflexion est la même que celle proposée dans le modèle précédent :

$$D_m = \left(\frac{(I + D_a + D_r) \rho \rho'_a}{1 - \rho \rho'_a} \right) \quad [\text{III.79}]$$

Avec ρ est l'albédo du sol ; ρ'_a est l'albédo du ciel clair du site considéré, donné par :

$$\rho'_a = 0,0685 + 0,17 \omega_0 (1 - \tau'_a) \quad [\text{III.80}]$$

La contrainte sur τ'_a indiquant que le coefficient de transmission du rayonnement solaire après diffusion par les aérosols devrait être calculée pour une valeur de masse d'air égale à $1,66(P/P_0)$.

Le facteur 0,17 représente $(1 - F_c)$ pour $\theta_z = 53^\circ$ et $(1 - F_c)$ est le coefficient de rétrodiffusion.

c. Calcul du rayonnement global

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

$$G = I + D = I + D_r + D_a \left(\frac{1}{1 - \rho \rho_a'} \right) \quad \text{[III.81]}$$

I est l'éclairement dû au rayonnement direct calculé sur un plan horizontal, et D est l'éclairement dû au rayonnement diffus.

Conclusion

Les modèles radiométriques les plus utilisés 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'entrées : les paramètres astronomiques, les paramètres géographiques ainsi que les paramètres météorologiques. Les modèles météorologiques permettent de calculer l'irradiation globale et parfois diffuse au niveau du sol à partir de la moyenne mensuelle de l'insolation. Les modèles spectraux estiment le spectre solaire au niveau du sol. Ces modèles peuvent être appliqués généralement 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 les aérosols 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.

Chapitre IV :
MATÉRIEL-MÉTHODES
ET
RÉSULTATS-DISCUSSIONS

Introduction :

Nous présentons dans ce chapitre deux parties : la partie s matériel et méthodes ainsi que la partie résultats et discussions.

La seconde partie nous avons présenté deux modèles théoriques choisis pour estimer le rayonnement solaire global sur une surface horizontale et pour un ciel clair. Pour valider ces modèles, nous avons exploité les données mesurées et enregistrées par la station météorologique de l'Université Dan Dicko DanKoulodo de Maradi au Niger sous la direction de notre encadreur de mémoire afin de parvenir à une comparaison de ces deux valeurs.

IV.1 Matériel-Méthodes :

IV.1.1 Présentation de la zone d'étude [48]

La région de Maradi est située dans la partie centre Sud du Pays(**Niger**). Elle est limitée à l'Est par la région de Zinder, à l'Ouest par la région de Niamey, au Nord par les régions de Tahoua et Agadez et au Sud par la République Fédérale du Nigeria avec laquelle elle partage une frontière d'environ 150 km.

Elle couvre une superficie de 41 796 km² soit environ 3,30 % du territoire national. Elle comptait 3 404 645 habitants en 2012.



Figure 18: Carte du Niger

La région de Maradi présente deux types de climats bien distincts. Il y'a d'abord le climat de type sahélien au Nord caractérisé par des précipitations annuelles moyennes

comprises entre 200 et 300 mm ; et le climat sahélo-soudanien au Sud, caractérisé par des précipitations annuelles moyennes comprises entre 500 et 600 mm.

Ces climats se caractérisent par trois saisons distinctes : la saison sèche et froide d’octobre à février avec des températures de 10°C ; la saison sèche et chaude de mars à mai avec des températures de plus de 40 °C ; la saison pluvieuse de juin à septembre avec des températures relativement basses 25°C à 30°C [53].

IV.1.2 Choix du site d’étude :

Le choix du site d’étude s’est porté sur la disponibilité des données mesurées au niveau de la station météorologique, installée dans un centre de recherche de l’Université Dan Dicko Dankoulodo de Maradi sous la supervision de la Faculté de Sciences de l’Agriculture et de l’Environnement.

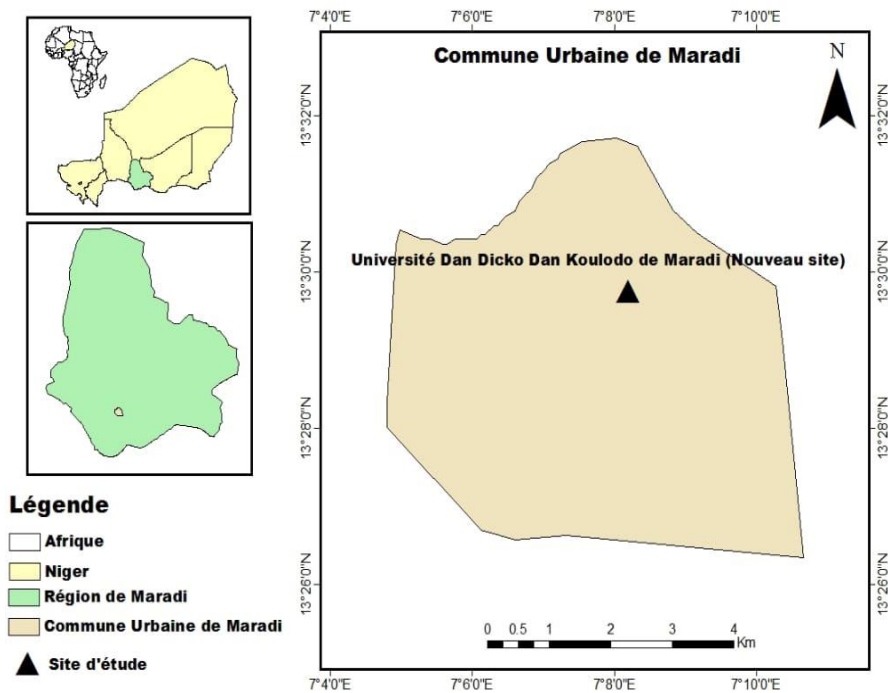


Figure 19: Carte du site d’étude

IV.1.3 Matériel

Le matériel et logiciels qui ont été utilisés lors du déroulement de notre étude sont :

- Matériels : Pyranomètre ; Pluviomètre ; Hygromètre ; Ordinateur portable ; Smartphone ; Thermomètre ; Anémomètre ;
- Logiciels: Matlab; Microsoft office (Word, Power Point, Excel); Arc GIS.

IV.1.4 Méthodes

L'enregistrement des données est assuré par une station météorologique de marque iMETOS qui est composé de cinq (5) capteurs à savoir : capteur de température ambiante (thermomètre), d'humidité relative (hygromètre), de vitesse de vent (anémomètre), du rayonnement solaire global (pyranomètre) et de pluviométrie (pluviomètre).

Cette station est alimentée par un panneau solaire avec une autonomie complète du système. Les données météorologiques sont régulièrement téléchargées transmises en temps sur la plateforme FieldClimate à laquelle il y a l'accès pour recueillir les données avec l'ordinateur.

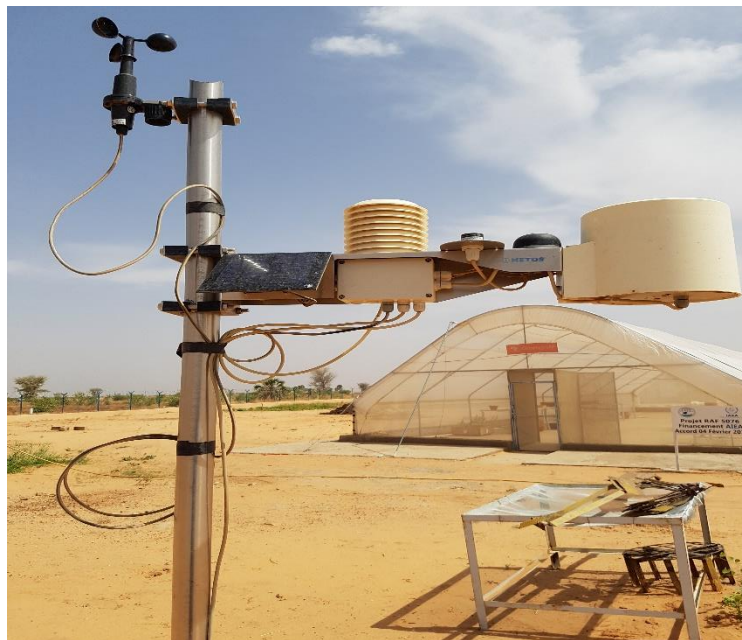


Figure 20: la station météorologique

La station est placée dans un endroit bien dégagé pour éviter tout ombrage qui peut contribuer à enregistrer des valeurs erronées lors des mesures.

Ces mesures ne couvrent pas la totalité des mois de l'année de 2019 mais plutôt une partie.

IV.2 Résultats-Discussions :

Cette partie est scindée en quatre :

- Une simulation des paramètres astronomiques qui sont une partie des paramètres d'entrées dans la simulation des modèles ;
- Une simulation des modèles théoriques qui nécessitent quelques paramètres d'entrées telles que les paramètres géographiques du site (latitude, longitude, altitude), les paramètres météorologiques (température, humidité relative et pression atmosphérique) et quelques paramètres astronomiques ;

- Une simulation de données mesurées et enregistrées par la station, nous avons choisi quelques jours et mois de l'année pour représenter l'évolution du rayonnement solaire journalier sur un plan horizontal.
- Quelques influences des conditions météorologiques sur le rayonnement ;
- Une comparaison de deux valeurs : valeurs estimées par des modèles mathématiques et celles mesurées par la station.

VI.2 1 Simulations des Paramètres astronomiques :

Quelques interprétations de ces résultats ci-dessous de la simulation des paramètres astronomiques se feront tout en se basant sur des études bibliographiques vues dans le premier chapitre.

1. Déclinaison solaire :

Formule :
$$\delta = 23,45 \times \sin\left(\frac{360}{365}(284 + n)\right)$$

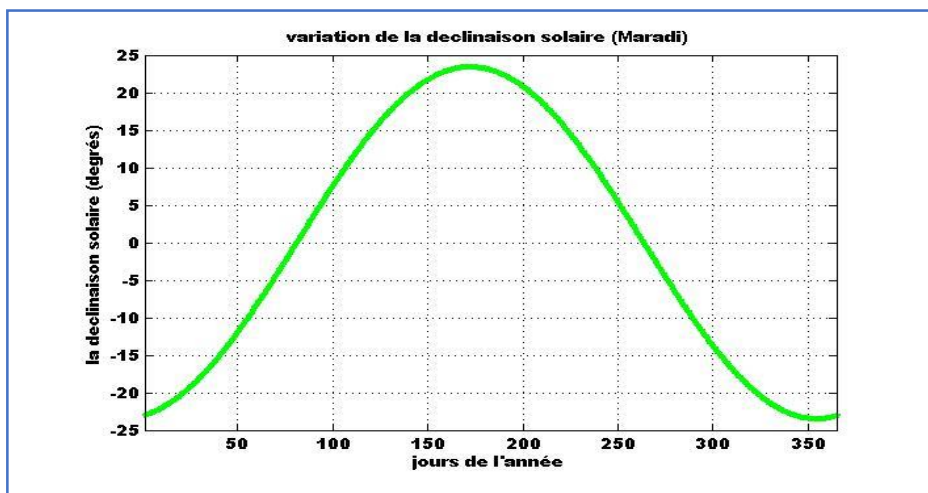


Figure 21: Déclinaison solaire

Ce graphique nous présente la variation de la déclinaison solaire en fonction du jour de l'année.

À partir du graphique nous pouvons aisément constater que:

$\delta = 23,45^\circ$: Solstice d'été (S.E) (au 21 juin), nous observons que le soleil est à son point le plus élevé dans le ciel.

$\delta = -23,45^\circ$: Solstice d'hiver (S.H), le soleil est à son point le plus bas (au 21 décembre).

$\delta = 0$ pour le 21 Mars et le 21 Septembre, ce qui correspond aux équinoxes de printemps et d'automne.

2. Angle horaire :

Formule : $\omega = 15(TSV - 12)$

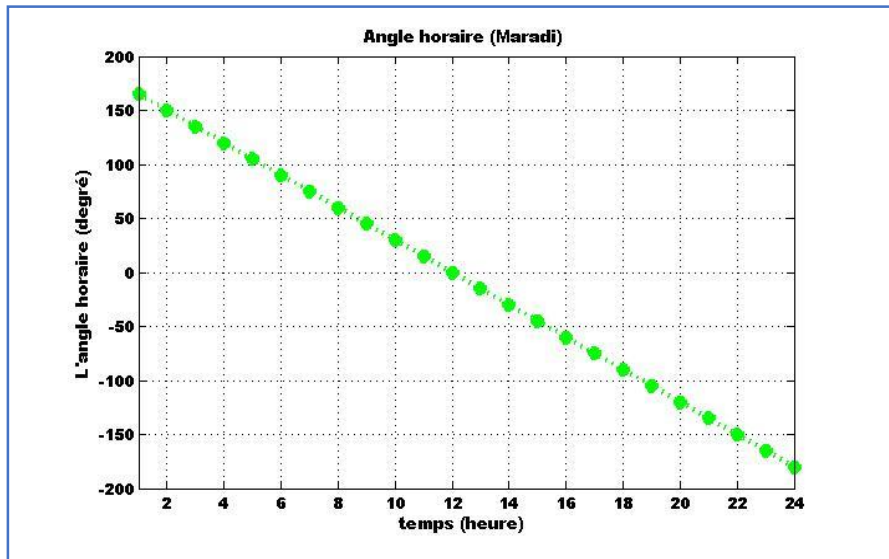


Figure 22: Angle horaire

Cette figure nous informe que l'angle horaire 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).

3. Hauteur du soleil :

Formule : $\sin h = \cos \delta \times \cos \varphi \times \cos \omega + \sin \varphi \times \sin \delta$

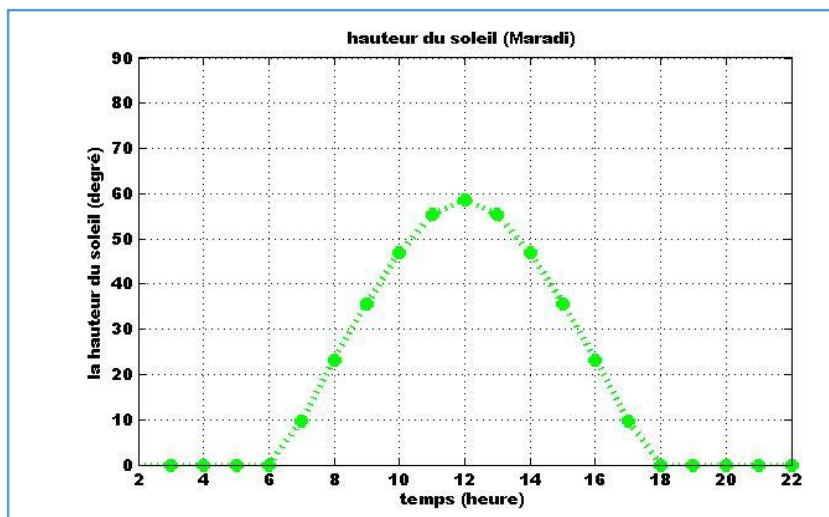


Figure 23: Hauteur du soleil

Ce graphe nous permet de lire les informations de la hauteur du soleil en fonction du temps.

Cette hauteur est particulièrement égale à 0° au lever et au coucher astronomique du soleil, sa valeur est maximale à midi, en temps solaire vrai.

4. Durée astronomique du jour :

Formule :
$$S_o = \frac{2}{15} \omega_s$$

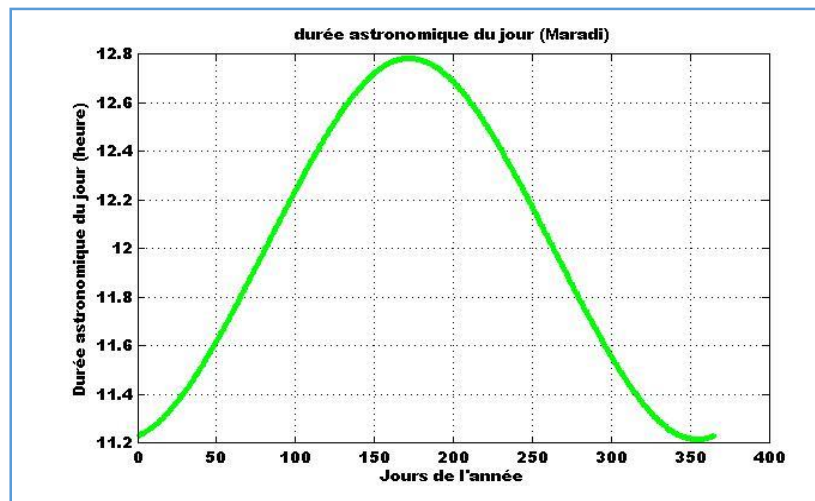


Figure 24: Durée astronomique du jour

Cette durée est calculée et tracée en fonction de la latitude et déclinaison apparente, laquelle dépend de la période de l'année. Nous pouvons bien lire et constater qu'elle est maximale dans le mois de juin et plus précisément 21 juin (le jour le plus long de l'année) quand nous nous basons sur la littérature déjà existante et minimale le 21 décembre (le jour le plus court de l'année).

5. Correction de la constante solaire :

Formule :
$$I_c(n) = I_o \times E_0$$

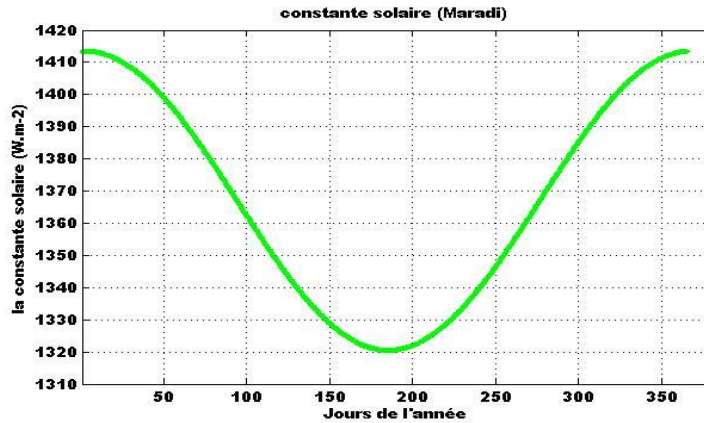


Figure 25: Correction de la constante solaire

La courbe ci-dessus illustre l'évolution annuelle de la constante solaire. On remarque que le maximum est obtenu au mois de Janvier avec la valeur 1413 W.m² et le minimum au début de juillet avec la valeur 1320 W.m².

6. La masse d'air :

- Masse d'air en fonction du temps :

Formule :
$$m_a = \left(\frac{p(z)}{p_0}\right) m_r(h) = \exp(-0,0001184 \cdot Z) \frac{1}{\cos(\theta_z) + 0,15(93,885 - \theta_z)^{-1,253}}$$

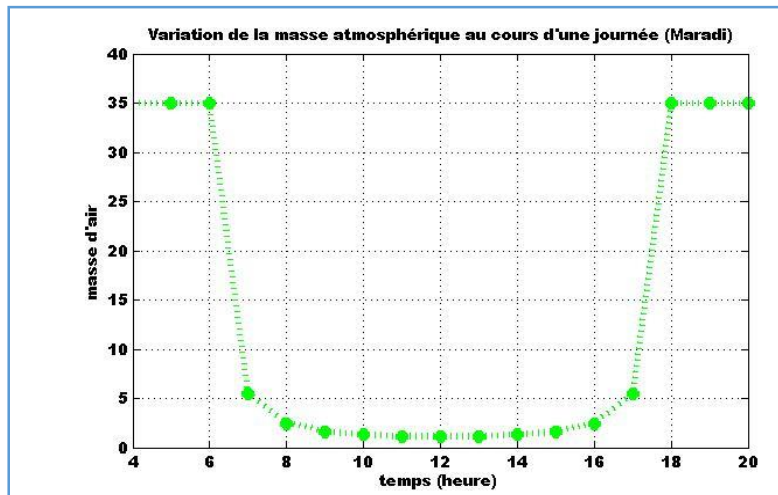


Figure 26: Masse d'air en fonction du temps

Ce graphe permet d'observer que la masse d'air subit des variations importantes au cours de la journée, elle est maximale au lever et au coucher du soleil et atteint son minimum entre 10h00 et 14h00 tsv.

- Masse d'air en fonction de la hauteur du soleil :

Formule :
$$m_a = \left(\frac{p(z)}{p_0}\right) m_r(h) = \frac{1 - 0,1 \cdot Z}{\sin(h) + 0,50572(h + 6,07995)^{-1,6364}}$$

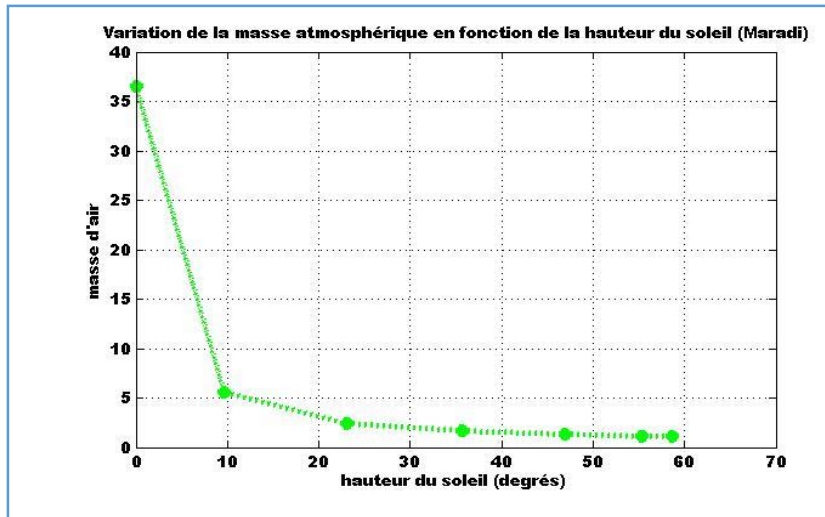


Figure 27: Masse d'air en fonction de la hauteur du soleil

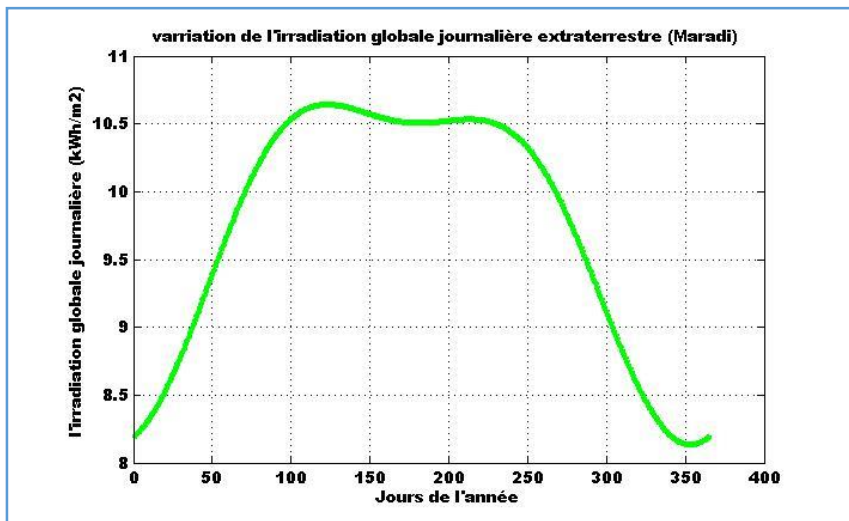
Cette fois ci la masse d'air varie en fonction de la hauteur du soleil.

Elle augmente progressivement lorsque la hauteur du soleil diminue jusqu'à atteindre son point maximal.

7. Irradiation hors atmosphère :

a. Irradiation globale hors atmosphère :

Formule :
$$G_0(h, n) = \frac{24}{\pi} I_c(n) [\cos(\varphi)\cos(\delta)\sin(\omega_s) + \omega_s \sin(\varphi)\sin(\delta)]$$



L'analyse de cette courbe obtenue ci-dessus nous indique une variation de l'irradiation globale journalière en fonction du jour de l'année.

Nous pouvons directement lire sur le graphe que les valeurs du rayonnement global sont maximales dans la saison chaude et sèche (Mars à Mai) et hivernage (Juin à Octobre) et minimales dans la saison froide et sèche (Novembre Février) dans notre site considéré.

Dans la saison chaude et sèche (mois d'Avril) cette valeur peut dépasser les 10 kWh/m², Par contre, dans la saison froide et sèche on constate (mois de Décembre) elle prend la plus petite valeur qui est de 8,1 kWh/m².

b. Influence de la latitude sur l'irradiation globale hors atmosphère :

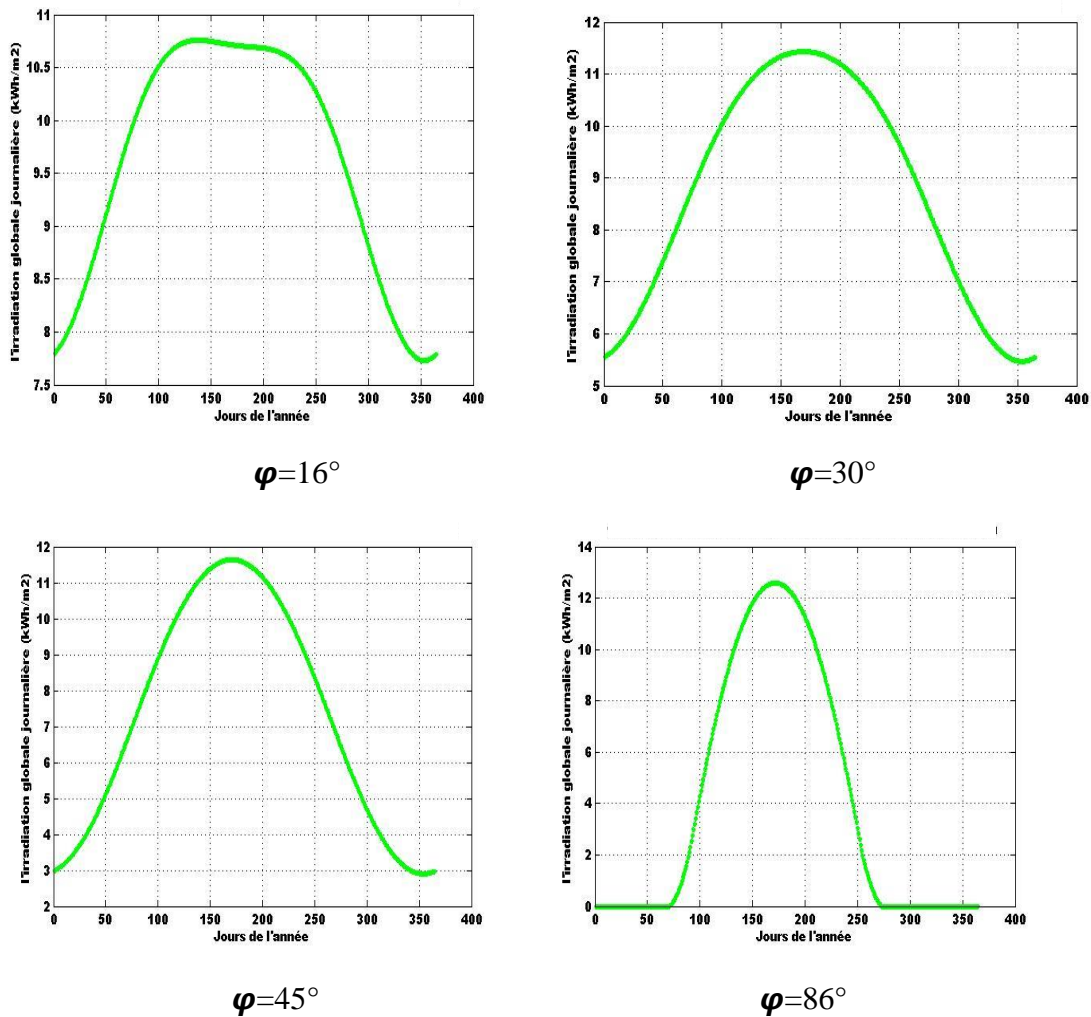


Figure 29: Influence de la latitude sur l'irradiation globale hors atmosphère

Le graphe 29, représente une variation annuelle de l'irradiation globale hors atmosphère en fonction des différentes latitudes. Nous pouvons lire sur les quatre (4) courbes que lorsque la latitude du lieu augmente, la quantité totale du rayonnement solaire sur un plan horizontal diminue.

VI.2.2 Simulations de deux modèles mathématiques :

Notre choix de la famille des modèles semi-empiriques est basé selon la disponibilité des appareils de mesures, des données mesurées et de l'objectif du travail à atteindre. Ces modèles semi-empiriques ont un caractère local, ce qui nous permet facilement de simuler les

composantes du rayonnement solaire en utilisant comme paramètres d'entrées, les données météorologiques et géographiques que nous disposons déjà au sein de la station. Cela présente un avantage dans notre travail par rapport aux deux familles de modèles, car les modèles spectraux estiment le spectre solaire au niveau du sol en fonction des longueurs d'ondes (appareils non disponibles pour estimer le spectre solaire) et les modèles météorologiques permettent de calculer l'irradiation globale et parfois diffuse au niveau du sol à partir de la moyenne mensuelle de l'insolation (nous avons une discontinuité des mesures mensuelles).

Dans cette section, nous avons simulé deux modèles théoriques (Lacis-Hansen et Davies-Hay) qui permettent d'estimer le rayonnement solaire global reçu au sol à ciel clair sur un plan horizontal.

1. Modèle de Lacis et Hansen :

Formule :
$$G = I_C \cos \theta_z \left[\frac{(0,647 - \rho_s - \alpha_0)}{1 - 0,0685\rho} + 0,353 - \alpha_w \right] W/m$$

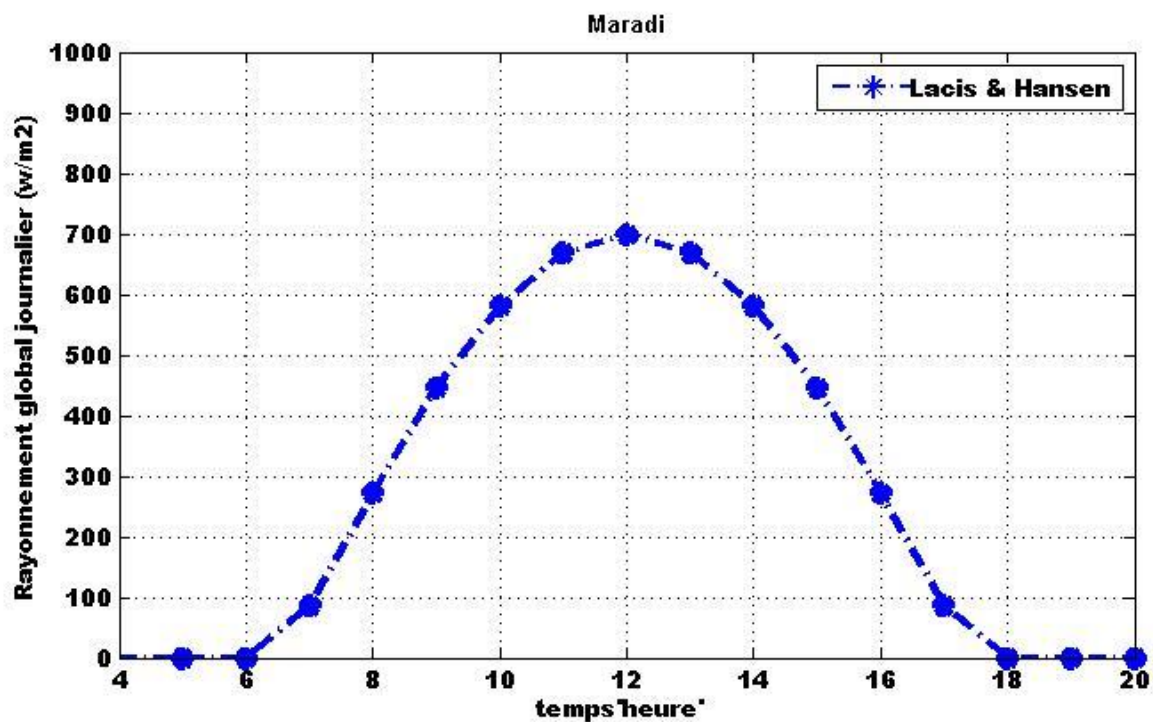


Figure 30: Modèle Lacis et Hansen

Ce graphe ci-dessus présente une simulation du rayonnement solaire global uniquement à ciel clair sur un plan horizontal à partir des formules mathématiques sollicitant des données météorologiques de la ville de Maradi. Sur cette figure nous constatons une variation du rayonnement solaire global au cours de la journée du lever et au coucher du soleil

respectivement de 6h00 à 18h00. Il atteint son maximum (700W/m^2) à 12h00 lorsque le soleil est au zénith et que le trajet optique parcouru par les particules énergétiques solaires lors de la traversée de la couche atmosphérique est faible.

Les levers et couchers du soleil définissent le jour et la nuit.

Modèle de Davies et Hay :

Formule :
$$G = I + D = I + D_r + D_a \left(\frac{1}{1 - \rho \rho'_a} \right)$$

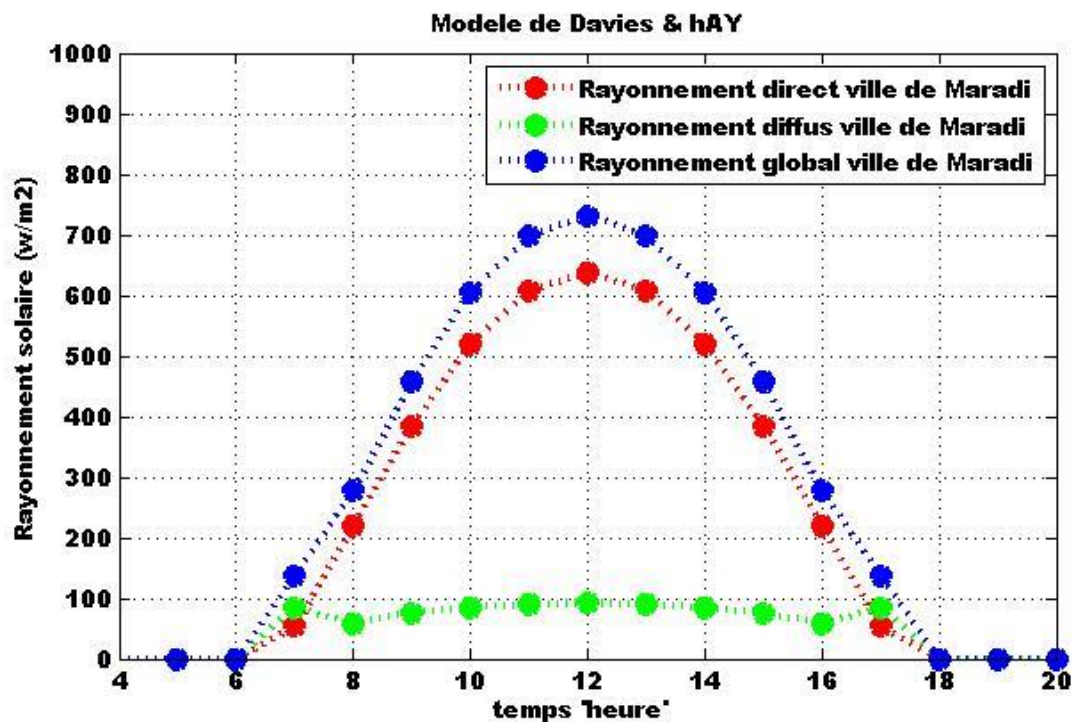


Figure 31: Modèle Davies et Hay

Le graphe ci-dessus c'est aussi une simulation du modèle mathématique comme celui de Lacis-Hansen. Mais cette fois-ci, ce modèle représente une estimation journalière de trois composantes du rayonnement solaire : composante directe, diffuse et globale (qui est la somme de deux composantes directe et diffuse). Au cours de la journée (6h à 18h) ces trois composantes varient en même temps et elles atteignent leurs maximums à midi solaire.

Nous observons aussi sur la figure que la composante diffuse a la plus faible valeur et cela est dû aux phénomènes d'absorption et de diffusion qu'elle a subi lors de sa traversée de la couche atmosphérique avant d'atteindre la surface terrestre.

VI.2.3 Simulations des données mesurées et enregistrées par la station météorologique

Les données mesurées collectées pendant huit mois, du mois d'Avril au mois de Décembre de 2019 sont exploitées à l'aide d'Excel, comme outil de traitement de données, nous avons utilisé Excel 2013 ainsi que pour l'analyse et la visualisation sous forme de graphes et d'histogrammes.

L'analyse sur le rayonnement solaire que nous avons menée, ne considère que les heures comprises entre le lever et le coucher du soleil. En dehors de cette plage horaire, le rayonnement est trop faible voire nulle pour une utilisation énergétique.

Pour une meilleure illustration de nos données expérimentales, nous avons représenté l'évolution de quelques variables en fonction du temps afin de connaître :

- La variation du rayonnement solaire global au cours de la journée ;
- Le potentiel d'énergie solaire au niveau du site.
- L'influence des conditions météorologiques sur les mesures du rayonnement global.

1. Variation des données mesurées du rayonnement solaire global pour quelques jours de mois de l'année :

Le choix de ces mois repose sur le fait que la zone d'étude est caractérisée par trois saisons différentes : la saison sèche et froide qui s'étale sur cinq mois (d'Octobre à Février) ; la saison sèche et chaude (de Mars à Mai) ; la saison pluvieuse (de Juin à Septembre).

De chacune de ces trois saisons, nous avons pris au moins un (1) mois pour représenter quelques variations journalières du rayonnement solaire.

Mois d'Avril :

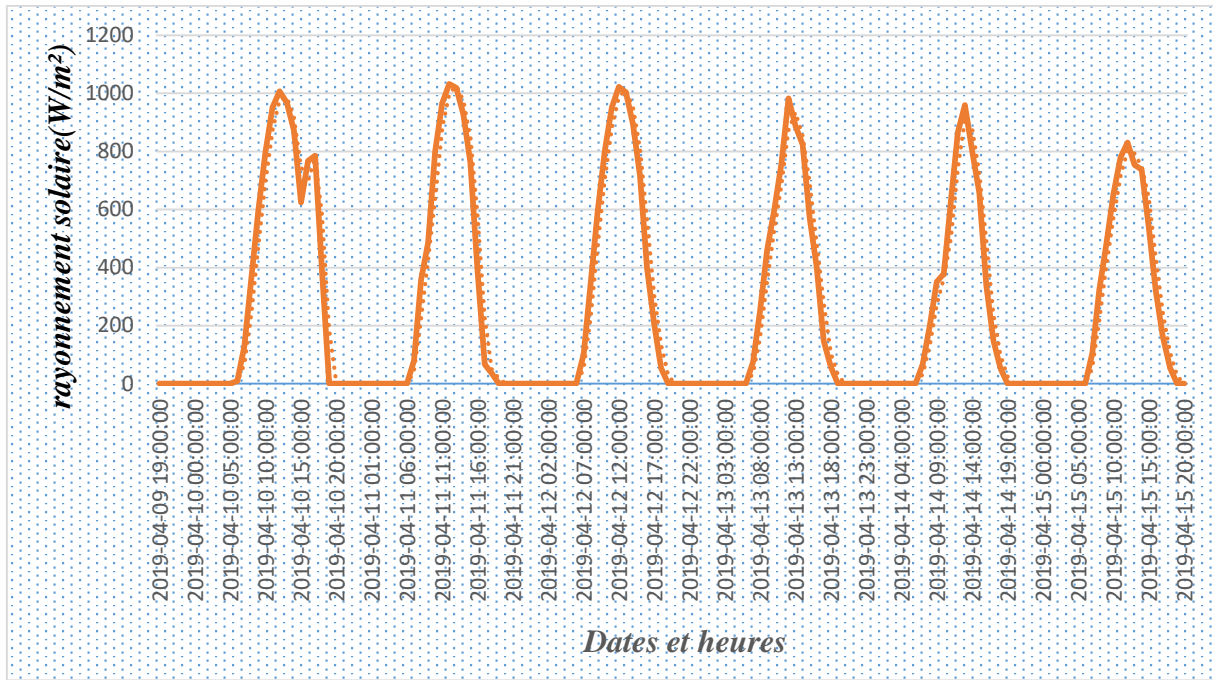


Figure 32: Variation du rayonnement solaire global journalier

Mois d'Aout :

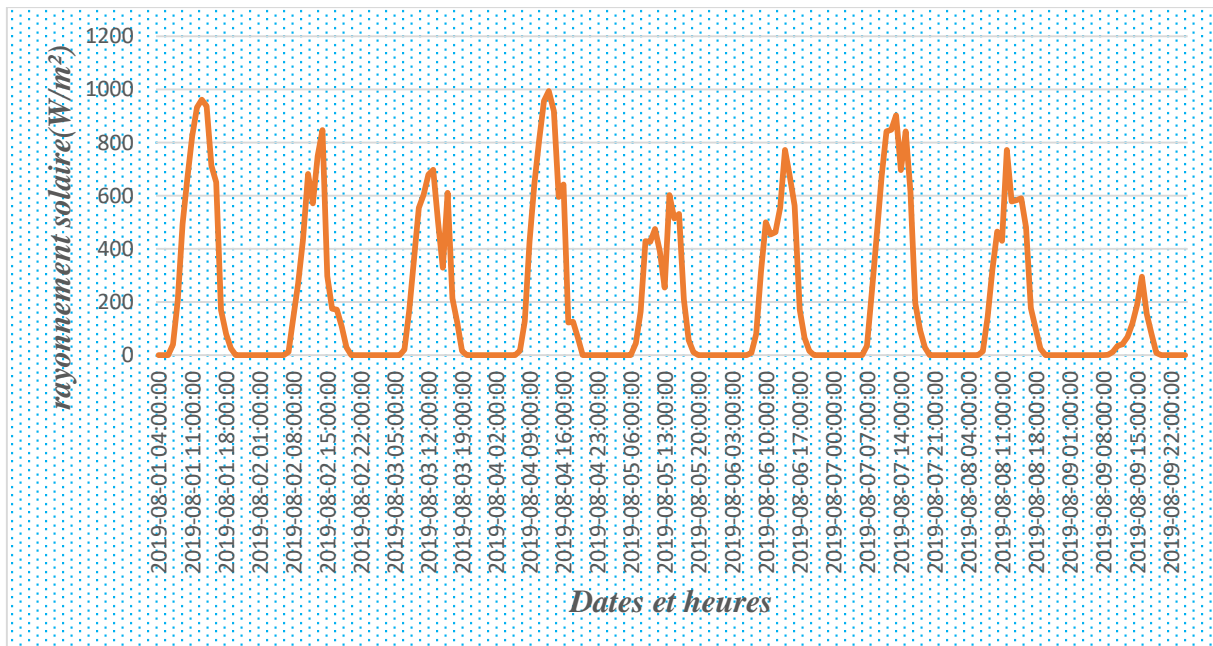


Figure 33: Variation du rayonnement solaire global journalier

Mois de Décembre :

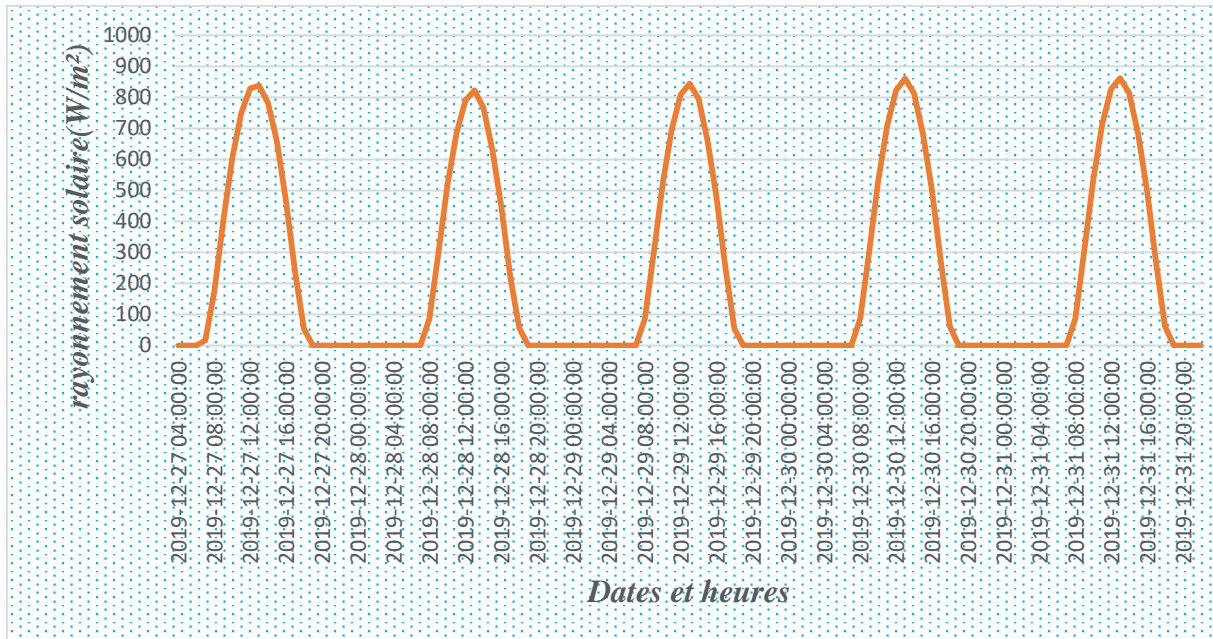


Figure 34: Variation du rayonnement solaire global journalier

Ces trois figures ci-dessus représentent l'évolution du rayonnement solaire global journalier reçu sur un plan horizontal et sur des périodes étudiées pour la ville de Maradi.

Nous constatons que l'énergie solaire reçue augmente avec la durée du jour. Les heures du lever du soleil sont autour de 6h00-7h00 et celles du coucher autour de 19h00-20h00, soit une durée moyenne d'ensoleillement par jour de 12 heures durant ces périodes de mesures.

Toutes fois aussi nous pouvons constater que le rayonnement solaire global journalier est un ensemble de signaux doublement périodique (périodicité journalière et saisonnière) avec des fluctuations liées aux conditions météorologiques, qui semble plus importantes durant le mois d'Avril que durant les deux autres.

Ainsi nous pouvons dire que les nuages, mais surtout les brumes de poussières et les aérosols sont les principales causes d'atténuation du rayonnement solaire global.

On note également que le rayonnement global particulièrement dépasse rarement les 1000W/m² pour la valeur maximale durant ces périodes.

2. Rayonnement solaire global moyen journalier

Mois de juillet :

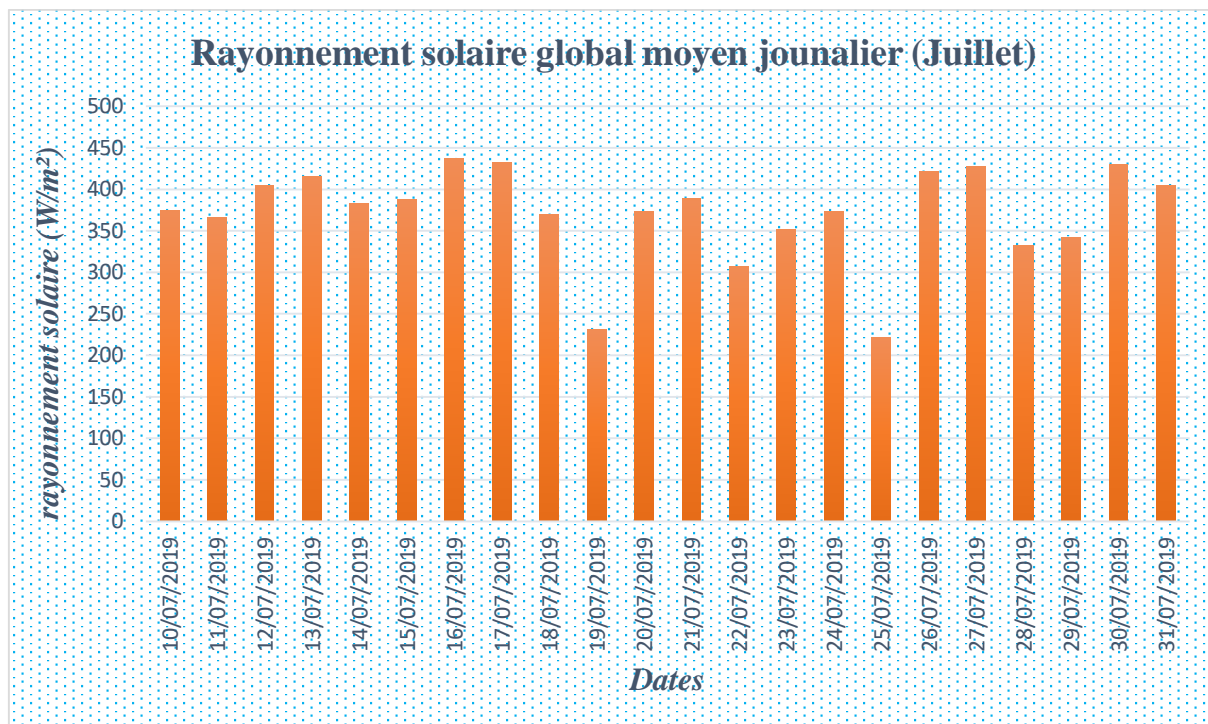


Figure 35: Variation du rayonnement solaire global moyen journalier

Ces histogrammes présentent des composantes moyennes journalières du rayonnement solaire global pendant le mois du Juillet 2019. Cela nous donne une idée sur la potentialité de l'énergie solaire journalière de ce mois que dispose la ville de Maradi.

Cependant, une collecte des données sur une période plus longue, d'au moins un (1) an, aurait pu nous permettre de faire une analyse globale sur le potentiel solaire du site étudié.

VI.2.4 Influences des conditions météorologiques sur le rayonnement solaire global :

a. Influences des précipitations et humidité relative sur le rayonnement avec des données expérimentales

Mois de Juillet :

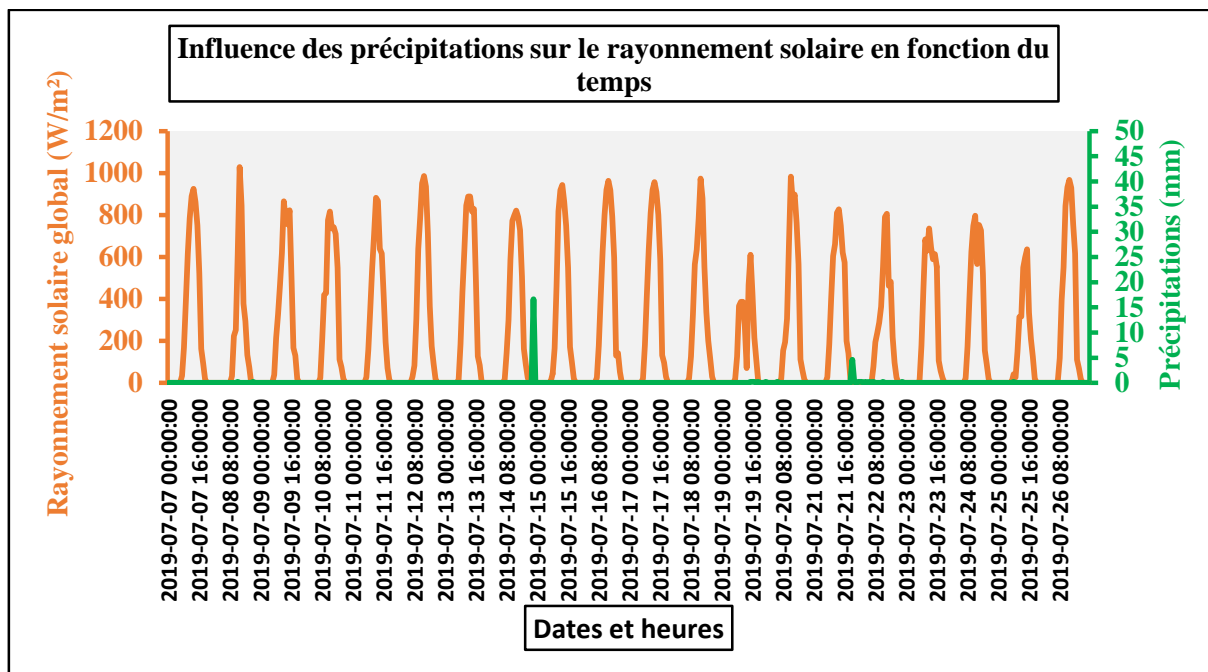


Figure 36: Influence des précipitations sur le rayonnement solaire en fonction du temps

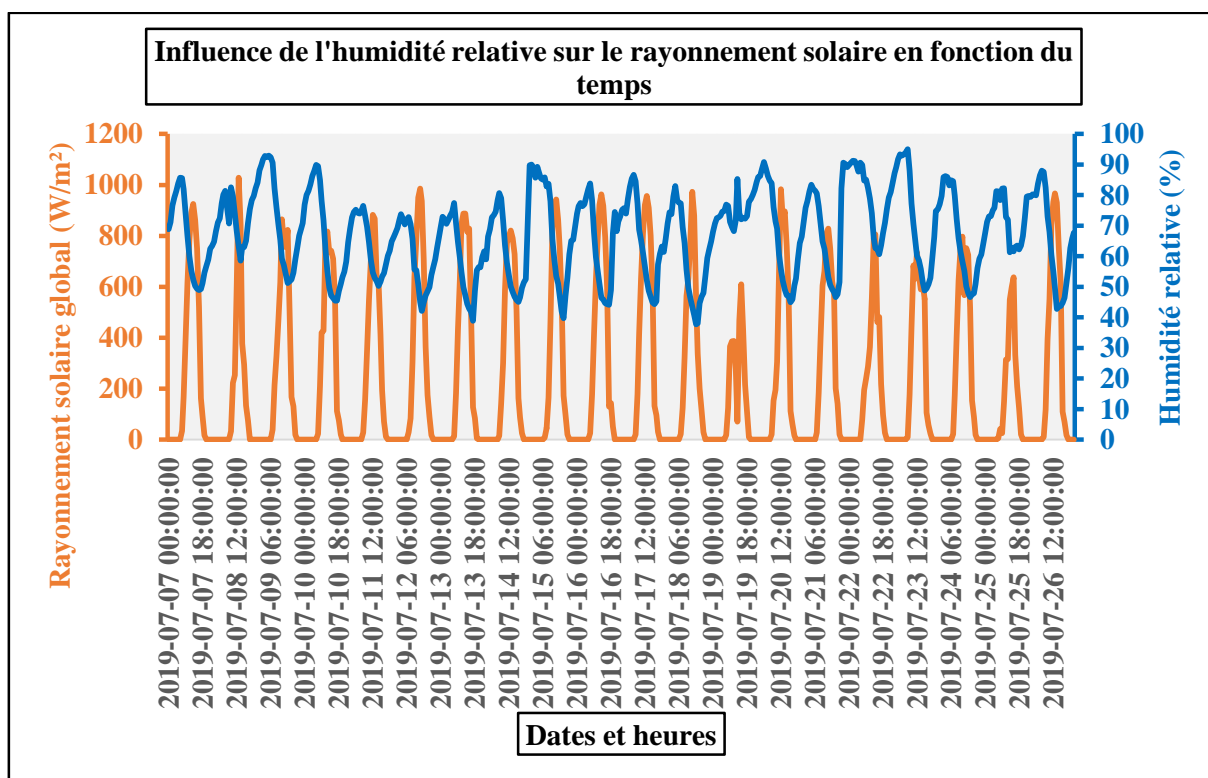


Figure 37: Influence de l'humidité relative sur le rayonnement solaire en fonction du temps

Sur cette figure nous avons des variations journalières du rayonnement solaire en présence de l'humidité relative et des précipitations. Cette présence se traduit respectivement par l'apparition des bandes d'absorption, due à humidité relative qui vient se greffer sur le rayonnement solaire et absorber une partie de sa quantité et par une diffusion causée par les

nuages et les molécules d'eau lors des précipitations sur le rayonnement. Ces deux phénomènes sur ces graphes contribuent visiblement et considérablement à l'atténuation du rayonnement solaire qui entraîne une diminution de la quantité d'énergie solaire et une modification de sa direction (d'où la création du rayonnement diffus).

Sur la figure, pour les jours comme les 19/07/2019 et 25/07/2019 où il y'avait eu la présence de la hausse humidité et des nuages probablement, le rayonnement atteignant la surface terrestre est à moitié réduit.

Mois d'Août :

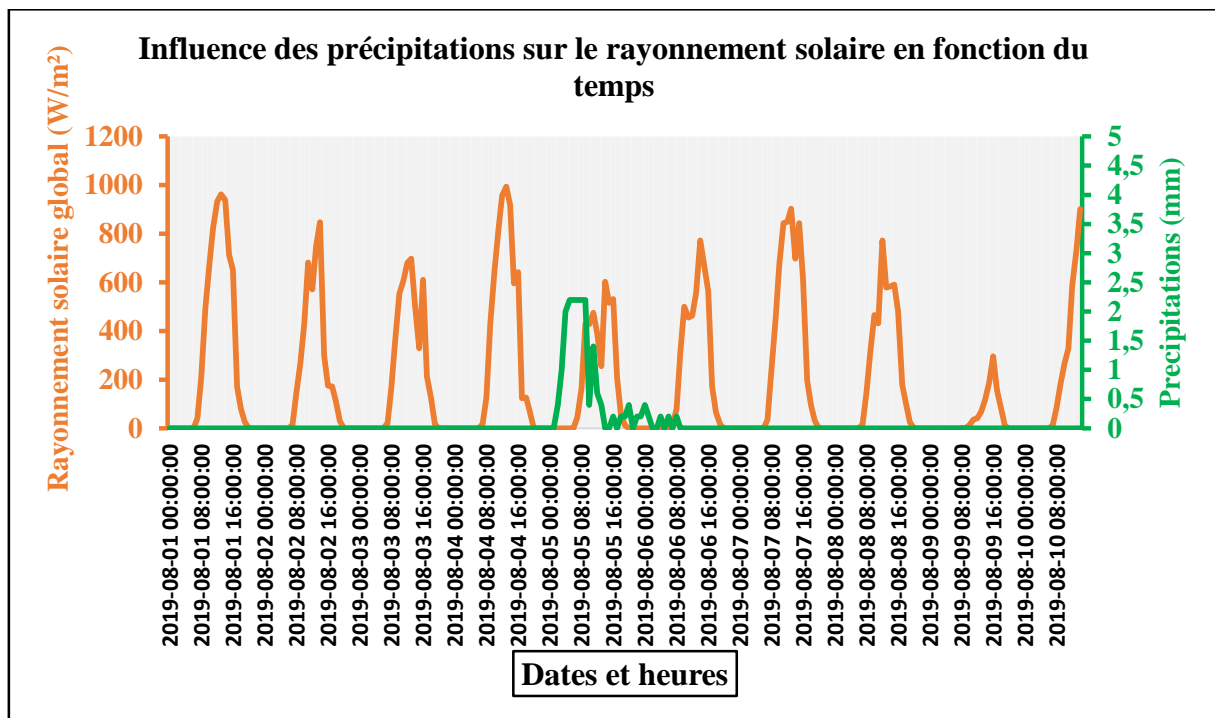


Figure 38: Influence des précipitations sur le rayonnement solaire en fonction du temps

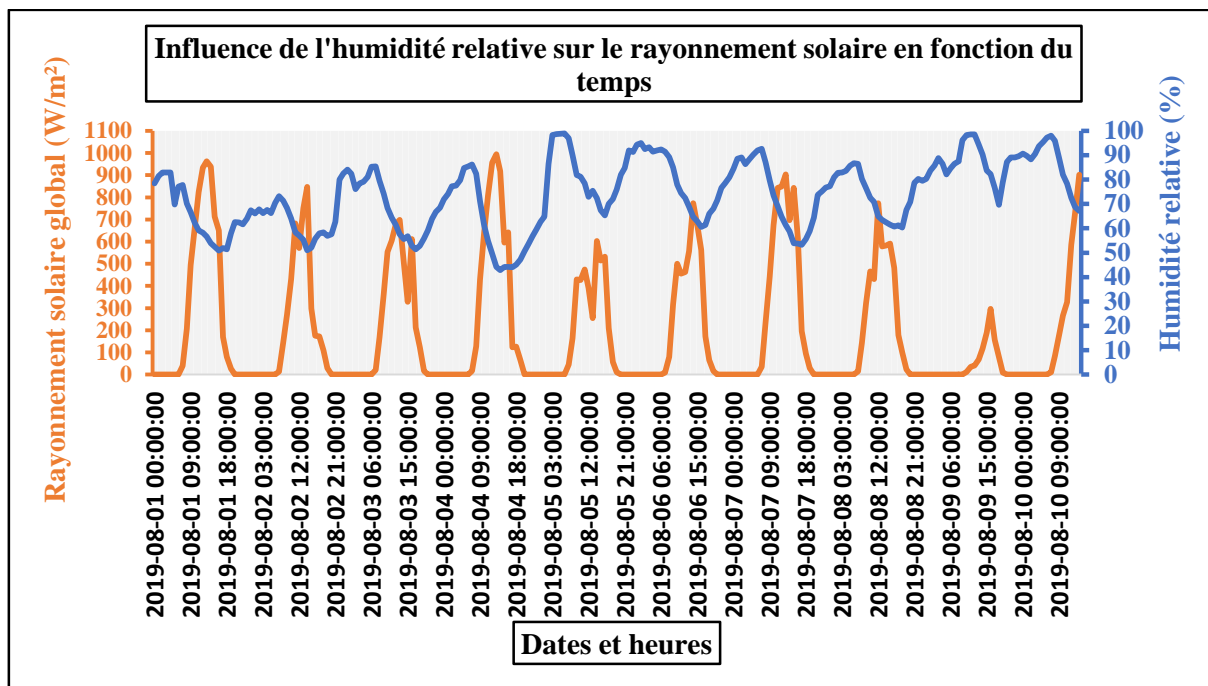


Figure 39: Influence de l'humidité relative sur le rayonnement en fonction du temps

La même atténuation du rayonnement est constatée dans ce mois-ci, cela est dû au processus d'absorption par l'humidité et diffusion par les nuages. Nous pouvons remarquer durant ce mois d'Août, le rayonnement solaire global diminue beaucoup plus que les autres mois aussi qu'en présence plus de ces phénomènes climatiques.

b. Influence de l'humidité relative sur le rayonnement solaire global avec le modèle théorique Lacis-Hansen

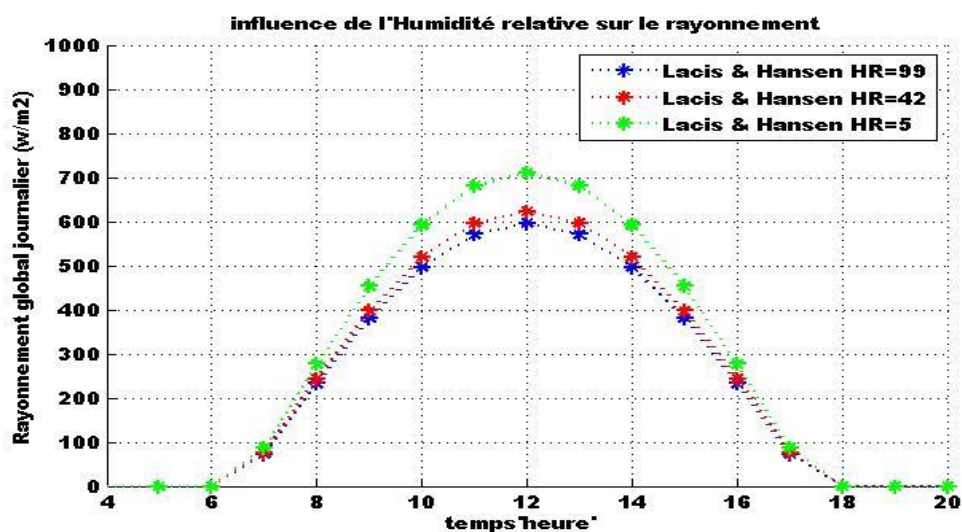


Figure 40: Influence de l'humidité relative sur le rayonnement solaire global

Sur la figure ci-dessus nous avons la représentation de la variation du rayonnement solaire global journalier en fonction de l'humidité relative, modélisé par l'équation de Lacis et Hansen.

Nous constatons que plus l'humidité relative diminue plus le rayonnement solaire global augmente.

VI.2.5 Comparaison des résultats :

Cette partie est consacrée à l'aspect théorique et expérimental. Afin de valider les modèles étudiés, nous allons comparer quelques valeurs du rayonnement solaire fournies par la station radiométrique avec les valeurs estimées de deux modèles (Lacis-Hansen et Davies-Hay).

Nous allons représenter sur les figures 41-43, les courbes du rayonnement solaire global estimé (simulé par les modèles sous le logiciel Matlab) et celle du rayonnement solaire global mesuré. Nous considérons les courbes tracées par les mesures au sol comme références afin d'analyser la précision des modèles d'estimations et en fin valider les modèles.

1. Comparaison de deux modèles avec les valeurs mesurées du mois Avril 2019 :

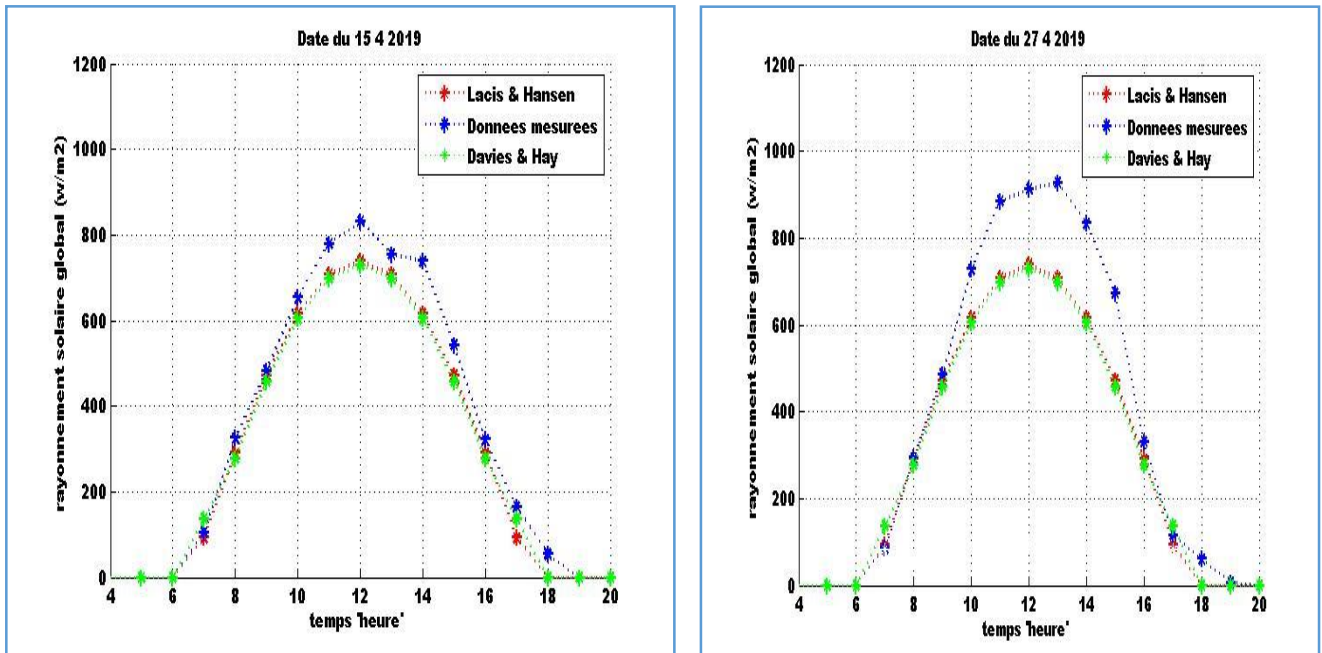


Figure 41: Rayonnement solaire global pour le 15/4/2019 et 27/4/2019

2. Comparaison de deux modèles avec les valeurs mesurées du mois Décembre 2019 :

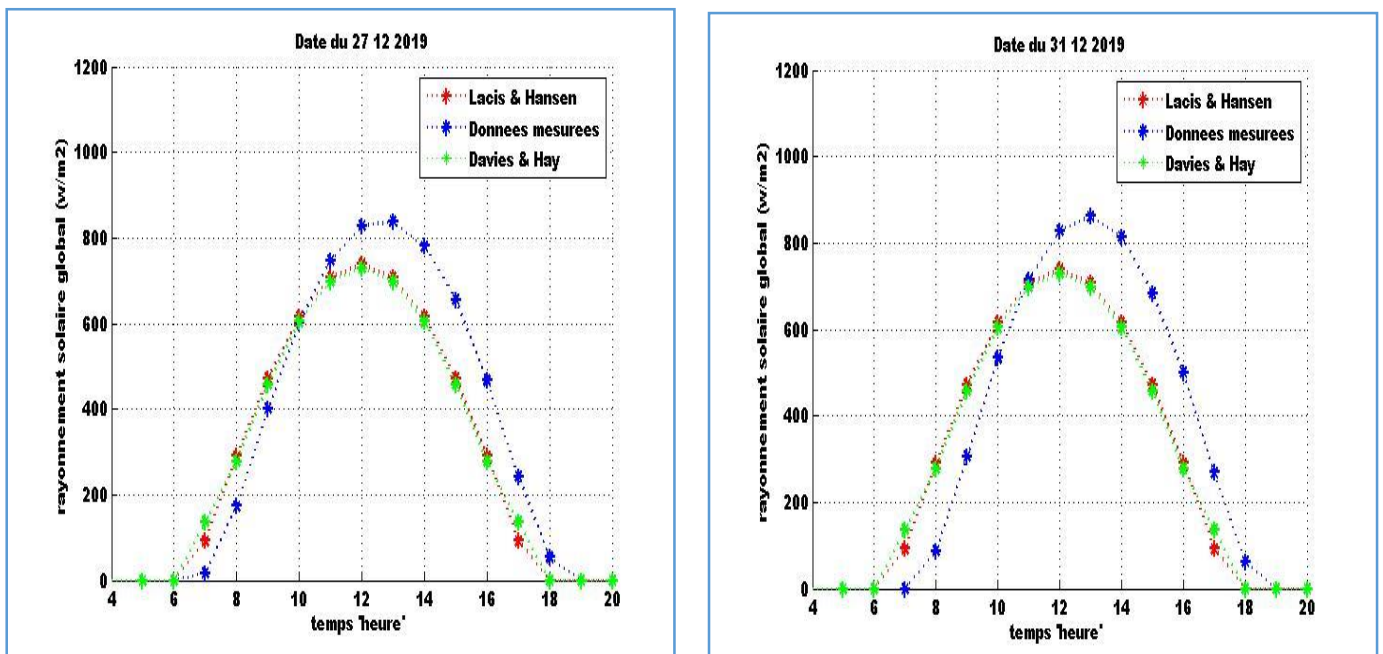


Figure 42: Rayonnement solaire global pour le 21/12/2019 et 31/12/2019

3. Comparaison de deux modèles avec les valeurs mesurées du mois Mai 2019 :

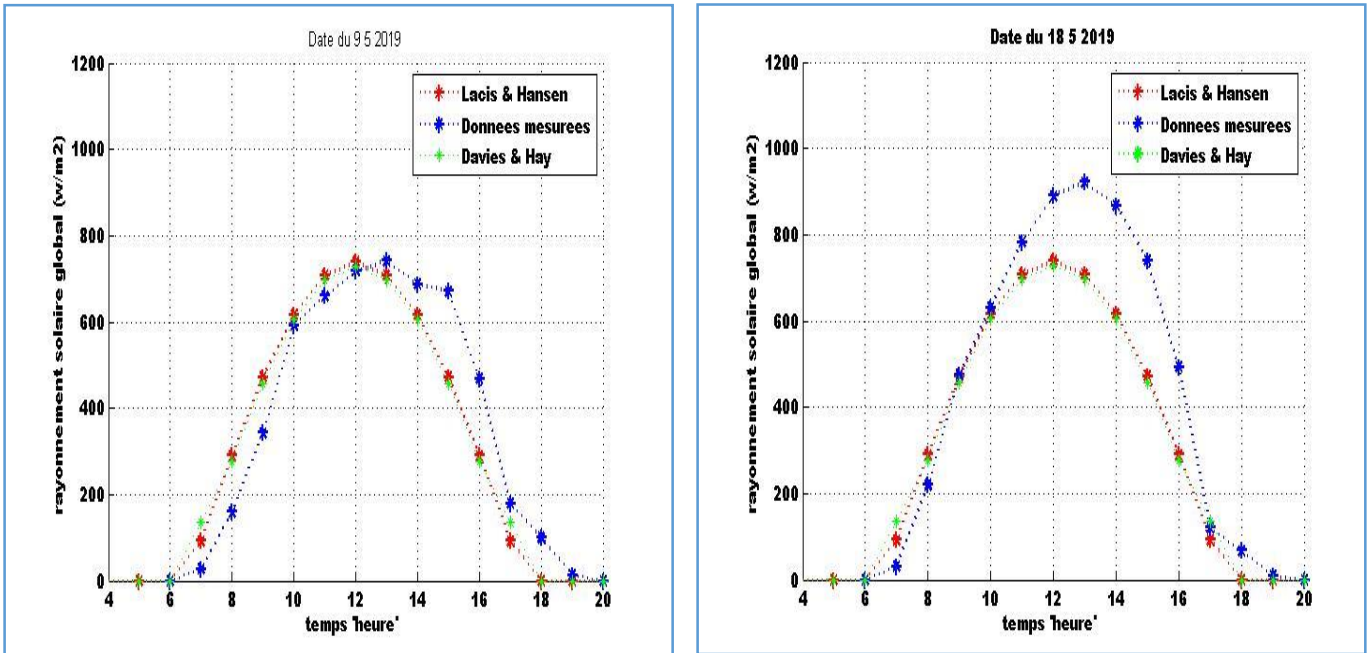


Figure 43: rayonnement solaire global pour le 9/5/2019 et 18/5/2019

4. Calcul de l'erreur relative [49]:

Cette erreur nous permet d'apprécier la précision de différentes valeurs approchées relativement à différentes valeurs réelles.

Elle permet d'indiquer la qualité du résultat obtenu. Puisque les courbes de deux modèles théoriques sont confondues, ce qui explique qu'ils estiment presque identiquement la composante globale du rayonnement solaire, alors nous utilisons un seul modèle pour calculer les erreurs relatives.

$$E_r = \left| \frac{G_{\text{approché}} - G_{\text{reel}}}{G_{\text{reel}}} \right| \quad \text{[III.81]}$$

$$G_{\text{approché1}} \approx G_{\text{approché2}} \approx G_{\text{approché}}$$

$$G_{\text{approché}} \approx 730W/m^2$$

a. Pour la comparaison du mois d'Avril nous avons:

$$G_{\text{approché}} = 730W/m^2$$

$$G_{\text{reel1}} = 820W/m^2$$

$$G_{reel2}=910W/m^2$$

$$E_{r1} = 0,1 \text{ soit } 10\%$$

$$E_{r2} = 0,19 \text{ soit } 19\%$$

b. Pour la comparaison du mois de décembre nous avons:

$$G_{approché}=730W/m^2$$

$$G_{reel1}=820W/m^2$$

$$G_{reel2}=840W/m^2$$

$$E_{r1} = 0,1 \text{ soit } 10\%$$

$$E_{r2} = 0,13 \text{ soit } 13\%$$

c. Pour la comparaison du mois de Mai nous avons:

$$G_{approché}=730W/m^2$$

$$G_{reel1}=740W/m^2$$

$$G_{reel2}=910W/m^2$$

$$E_{r1} = 0,01 \text{ soit } 1\%$$

$$E_{r2} = 0,19 \text{ soit } 19\%$$

Interprétations des comparaisons de deux résultats :

Les figures ci-dessus (fig.41, fig.42, fig.43) représentent des graphes comparatifs relatifs au rayonnement solaire global calculé et mesuré au cours d'une journée. Les courbes représentatives de ces valeurs ont d'abord été tracées sur une même courbe, ensuite calculer leurs erreurs relatives moyennes en pourcentage (%).

Il ressort en générale que les valeurs estimées par les différents modèles sont en concordances acceptables (d'une erreur relative moins de 20%) avec les valeurs mesurées.

La représentation de ces courbes en générale et particulièrement pour les journées du 18/05/2019 et 27/04/2019, révèle un phénomène redondant de ces deux modèles qui sous-estiment la composante solaire globale dans tous les cas par rapport à celle mesurée. Ceci s'explique d'une part, par le fait que certaines valeurs des paramètres d'entrées dans les expressions générales de calcul du rayonnement solaire proposées par ces modèles (paramètres géographiques et météorologiques) sont fixées. D'autre part, à notre sens il s'agit d'une région caractérisée par deux climats sahélo-soudanien et sahélien, bénéficiant d'un fort ensoleillement et moins de paramètres climatiques (nuages, neiges, aérosols causées par les activités

volcaniques ou industrielles, vent du sable, brumes etc...) qui influent directement le rayonnement solaire.

Des écarts sont observés sur les courbes de comparaison dus à ces sous-estimations. Ces écarts ne viennent pas seulement aux modèles eux-mêmes, mais c'est du aussi à des journées où il y'avait plus l'ensoleillement dans la situation réelle, avec probablement un ciel clair sans passages nuageux lesquels influent considérablement sur l'estimation du rayonnement global.

Cependant, globalement les valeurs estimées du rayonnement global sont très proches des valeurs mesurées. L'erreur relative moyenne est faible et parfois même négligeable. Un exemple typique apparaît le 5/09/2019 où les deux courbes simulées par les deux modèles sont en très bonne concordance avec la courbe des valeurs expérimentales, si bien que l'erreur relative est très faible (1%). On assiste toute fois à une valeur de l'erreur relative peu remarquable pour les jours de 18/05/2019 et 27/04/2019 (19%) sur notre site d'étude. Ces modèles restent valables pour l'estimation du rayonnement solaire dans des situations de ciel clair sur un plan horizontal.

Conclusion :

Dans cette partie, une simulation du rayonnement solaire global par une approche semi-empirique et celle des données expérimentales sont présentées. Les deux modèles proposés dans cette étude sont caractérisés par des paramètres distincts.

Et par la suite nous avons comparé les courbes des valeurs mesurées et celles estimées par les deux modèles paramétrés. Nous avons constaté que les deux modèles donnent une bonne estimation du rayonnement solaire. Les résultats obtenus pour les deux modèles précédents se rapprochent avec une erreur acceptable (moins de 20%) des données réelles.

Cependant, en tenant compte de l'erreur relative nous pouvons conclure que ces modèles restent valables pour l'estimation du rayonnement solaire de la région de Maradi.

Conclusion générale et perspectives:

Le Niger en général et la région de Maradi en particulier dispose d'un potentiel solaire non négligeable. Le nombre d'heures d'ensoleillement s'élève presque à 3300 h/an (au moins 10h/jr. Les mesures (par les appareils) ou estimations (par les modèles) du rayonnement solaire sont indispensables pour toute application d'énergie solaire parce qu'elles permettent non seulement de connaître le potentiel réel du site, mais aussi, de simuler le fonctionnement probable des systèmes énergétiques à installer afin de s'assurer de leur performance.

Dans cette étude, nous avons non seulement utilisés des mesures réelles du rayonnement solaire (mesuré avec un pyranomètre) de notre site, mais aussi, utilisé des modèles d'estimation du rayonnement solaire qui tiennent compte de l'humidité relative, des aérosols contenus dans l'atmosphère afin de simuler la distribution journalière du rayonnement solaire. Les résultats expérimentaux obtenus par mesure montrent que la région de Maradi dispose d'un potentiel solaire considérable malgré les perturbations des nuages et des aérosols. Les valeurs journalières du rayonnement global mesurées rapportées par unité de surface (W/m^2) dépassent parfois les $1000 W/m^2$. Une importante insolation est observée au niveau du site : plus de 12h/jr à ciel clair durant plusieurs mois de l'année.

Ces résultats obtenus indiquent que l'utilisation des systèmes solaires photovoltaïques comme système d'appoint dans la région de Maradi, serait bien bénéfique pour satisfaire les besoins énergétiques de la population.

Par ailleurs, deux modèles pour l'estimation de la ressource solaire utilisant les différents paramètres ont été étudiés et comparés à des résultats expérimentaux en vue de choisir le plus adapté pour le site. Les résultats obtenus par la comparaison de deux études (estimées et réelles) nous ont conduits à des valeurs satisfaisantes.

À la lumière de ce qui précède, nous pouvons dire que les deux modèles sont valables pour l'estimation du rayonnement solaire journalier, reçu sur une surface horizontale à ciel clair pour la région de Maradi et aussi pour toutes autres régions du pays qui ont les mêmes caractéristiques climatiques, en l'absence de mesures réelles au sol.

Comme perspectives à nos travaux, nous envisageons :

- Faire des mesures du rayonnement solaire sur toute l'année afin de calculer les moyennes journalières, mensuelles et annuelles permettant non seulement de simuler

les potentialités énergétiques de la zone mais aussi d'élaborer les modèles météorologiques qui utilisent ces valeurs moyennes mensuelles.

- Mesurer et calculer le rayonnement solaire sur un plan incliné pour prendre en compte toutes les composantes (directe, diffuse et réfléchie) du rayonnement solaire. Avec cette composante qui s'ajoute (composante réfléchie), il est aussi possible d'élaborer les modèles qui simulent en même temps ces trois composantes pour comparer ces résultats avec ceux mesurés par la station.
- Faire des mesures des caractéristiques climatiques annuelles permettant de simuler périodiquement l'influence des paramètres météorologiques sur le rayonnement solaire.
- Évaluer le potentiel solaire sur plusieurs sites de la zone (région de Maradi) étudiée pour permettre de tracer la cartographie de l'ensoleillement global de la région de Maradi.

Références bibliographiques :

- [1] <http://www.enerzine.com/1/3702+la-nasa-trace-la-carte-du-soleil+.html>], Mai 2019.
- [2] M.A. Atwater, J.T. Ball, “A numerical solar radiation model based on standard meteorological observations”, *Sol. Energy* 21, pp. 163–170, 1978.
- [3] http://docinsa.insa-lyon.fr/these/2004/chain/05_chapitre_1.pdf, Janvier 2019.
- [4] M. Iqbal .Une introduction au rayonnement solaire, Academic Press, New York (1983), p.408.
- [5] J.A. Duffie and W.A. Beckman, ‘Solar Engineering of Thermal Processes’, 3rd Ed. JohnWiley and Sons, 2006, p.928.
- [6] T.Muneer. Solar Radiation and Daylight Models. Elsevier Butterworth-Hermann Edition 2004 (chapitre 1) p.392.
- [7] Alain Ricaud, 2011.Gisement solaire et transferts énergétiques, Université de CERGYPONTOISE, p.79.
- [8] : Bouden Abdelmalek, Analyse optimisée de système de pompage photovoltaïque, Université Mentouri Constantine, 2008, p.112.
- [9] A. Abubakar Mas’ud *et al.*, « A review on the recent progress made on solar photovoltaic in selected countries of sub-Saharan Africa », *Renew. Sustain. Energy Rev.*, vol. 62, no Supplement C, p. 441- 452, sept. 2016.
- [10] M. Fathi, M. Abderrezek, et P. Grana, « Technical and economic assessment of cleaning protocol for photovoltaic power plants: Case of Algerian Sahara sites », *Sol. Energy*, vol. 147, no Supplement C, p. 358- 367, mai 2017.
- [11] « Niger : evaluation de l’état de préparation aux energies renouvelables ». Irena, 2014. p.62.
- [12] N. S. Ouedraogo, « Modeling sustainable long-term electricity supplydemand in Africa », *Appl. Energy*, vol. 190, no Supplement C, p. 1047- 1067, mars 2017.
- [13] S.A. Kalogirou, 'Solar Energy Engineering Processes and Systems', 2nd Edition, Elsevier. Boston-Massachusetts (USA). 819 p. 2014.
- [14] Pierre Bessemoulin et Jean Oliviéri, ‘Le rayonnement solaire et sa composante ultraviolette’, Météo-France, Service central d’exploitation de la météorologie Toulouse, La Météorologie 8eme série - n°31 - septembre 2000, p.302.
- [15] Bougrine Mohamed, ‘Etude et Simulation du Gisement Solaire à la ville de Laghouat’, Mémoire de fin d’étude, Université de Laghouat, 2010, p.56.

- [16] : Carreau.C, Dufour .M, Gibilisco.M, les energies renouvelables dans l’habitat, france 2001, p.55.
- [17]Y.Jannot,'ThermiqueSolaire',2011.<http://www.thermique55.com/principal/thermiquesolaire.pdf>; Avril 2020
- [18] Benis Halouma « Contribution à la modélisation du problème de Hot Spot dans les modules solaire Photovoltaïque occultées ». Mémoire de magister en électrotechnique, Université Mentouri de Constantine, 2008, p.99.
- [19] Bouden Abdmalek « Analyse optimisée de système de pompage photovoltaïque ». Mémoire de magister en électrotechnique, Université Mentouri de Constantine, 2008, p.112.
- [20] Souad Saadi « Effet des paramètres opérationnels sur les performances d’un capteur solaire plan ». Mémoire de magister en Physique, Université Mentouri de Constantine, 2010, p.130.
- [21] Zahir Belkaid, «Etude des performances d’un capteur solaire plan,» mémoire de fin d’étude, Université Abderrahmane Mira Bejaia, promotion 2010/2011, p.93.
- [22] Ilhem Zeghib, «Etude et réalisation d’un concentrateur solaire parabolique,» mémoire de Magister en Physique Energétique, Université Mentouri – Constantine, 2005, p.105.
- [23] F. Besharat, A. A. Dehghan, et A. R. Faghih, « Empirical models for estimating global solar radiation: A review and case study », *Renew. Sustain. Energy Rev.*, vol. 21, p. 798- 821, mai 2013. P1-P6
- [24] C. K. Pandey et A. K. Katiyar, « Solar Radiation: Models an Measurement Techniques », *J. Energy*, vol. 2013, janv. 2013.
- [25] M. P. Thekaekara, « Solar radiation measurement: Techniques and instrumentation », *Sol. Energy*, vol. 18, no 4, p. 309- 325, janv. 1976.
- [26] D. Matuszko, « A comparison of sunshine duration records from the Campbell-Stokes sunshine recorder and CSD3 sunshine duration sensor », *Theor. Appl. Climatol.*, vol. 119, no 3- 4, p. 401- 406, févr. 2015.
- [27] C. Delorme, C. Mohamed, et A. Otmani, « Détermination d’une irradiation solaire journalière à partir de trois irradiations horaires à 9, 12 et 15 h », *Rev. Phys. Appliquée*, vol. 24, no 11, p. 1023- 1027, nov. 1989.
- [28] ‘*Sciences de l’atmosphère*’, Université Pierre et Marie Curie Année 2007-2008, p.72.
- [29]P.Queney, *Eléments de Météorologie*, Collection de l’Ecole Nationale de Techniques Avancés, Masson& Cie Pub. Paris, 1974, p.300.

- [30] L. ELTERMAN, 'Atmospheric Attenuation Model in the Ultraviolet and Infrared Regions for Altitudes to 50km.' A.F. Cambridge Research Laboratories, Hanscom Field, MA. AFCRL -68-0153, 1968, p.198.
- [31] 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, p.121.
- [32] <http://fr.wikipedia.org/wiki/Albédo> Avril 2020.
- [33] B. Leckner, '*The spectral distribution of solar radiation at the earth's surfaces, Element of model*', Solar energy, 20, 143-150, 1978.
- [34] Wereme Alhadi, 'Contribution à la mise au point d'un modèle de calcul des composantes spectrales du rayonnement solaire au sol dans les conditions d'une atmosphère de brume sèche en Afrique Sahélienne', Thèse de Doctorat, Université Cheikh Anta Diop de Dakar, Senegal, 2001, p.63.
- [35] S. Coppolino, 'Validation of a very simple model for computing global solar radiation in the European, African, Asian and North American areas', Solar and Wind Technol, 7, 489-494, 1989.
- [36] M. Koussa et al, 'Reconstitution des irradiations globale et diffuse en fonction de quelques paramètres météorologiques pour un ciel quelconque', CDER, Bouzarreah, Alger, 2006, p.98.
- [37] B.Y.H. Liu and R.C. Jordan, 'The Interrelationship and Characteristic Distribution of Direct, Diffuse and Total Solar Radiation', Solar Energy, Vol. 4, N°1, 1960, pp.1-19.
- [38] M. Collares-Pereira and A. Rabl, 'The Average Distribution of Solar Radiation Correlations between .Diffuse an Hemispherical Ans between Daily and Hourly Insolation Values', Solar Energy, Vol. 22, pp.155 – 164, 1978.
- [39] M. Iqbal, 'Prediction of Hourly Diffuse Solar Radiation from Measured Hourly Radiation on Horizontal Surface', Solar Energy, Vol. 24, pp. 491 – 503,
- [40] M. jamil ahmad,y and G. N. tiwari, solar radiation models-a review, international journal of energy research, (35) 271–290 (2011).
- [41] G. lorenzini, C. biserni & G. flacco, solar thermal and biomass energy, university of Bologna, Italy, (2010), p.93.

[42] M. Bekkouche R. Yaiche et S.M.A, «Estimation du rayonnement solaire global en Algérie pour différents type de ciel,» Revue des Energies Renouvelables Vol. 13 N°4, CDER Alger, URAER Ghardaia, 2010, pp.683-695.

[43] A. Moumami 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, pp.79-84.

[44] M.capderou, atlas solaire de l'Algérie, tome 1, vol1 et 2, modèles théoriques et expérimentaux, office des publications universitaires, Algérie, (1987), pp.8-13.

[45] M.hamdani, étude et effet de l'orientation de deux Pièces d'un habitat en Pierre Situé à Ghardaïa, thèse magister, université de Tlemcen, (2011), p.111.

[46] 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, pp.1-46.

[47] G. D. Robinson, Absorption of solar radiation by atmospheric aerosol as revealed by measurements from the ground. Arch. Meteorol. Geophys.Biometeorol.Ser. B 19, 19-40 (1962).

[48] [https://fr.wikipedia.org/w/index.php?title=Maradi_\(région\)&oldid=170489892](https://fr.wikipedia.org/w/index.php?title=Maradi_(région)&oldid=170489892), Juin 2020.

[49] https://fr.m.wikipedia.org/wiki/Erreur_relative, Septembre 2020.

Annexes :

Annexe 1 :

Les trois lois de Kepler

Première loi : Les planètes décrivent des orbites elliptiques dont le soleil occupe l'un des foyers.

Deuxième loi : La droite joignant le centre du soleil au centre d'une planète balaie des aires égales à des intervalles de temps égaux.

Description de la seconde loi de Kepler

Si S est le Soleil et M est une position quelconque de la Terre, l'aire balayée par le segment [SM] entre deux positions C et D est égale à l'aire balayée par ce segment entre deux positions A et B si la durée qui sépare les positions C et D est égale à la durée qui sépare les positions A et B

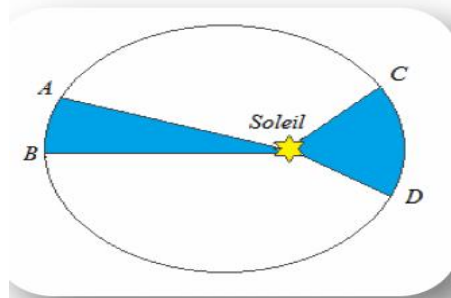


Figure 44: Description de la position Terre soleil

Annexe 2 :

L'irradiation globale horaire sur une surface horizontale G_0 , durant le temps $t=t_2-t_1$, dans la journée n_j est obtenue à l'aide de la formule suivante :

$$G_0(h, n) = \int_{t_1}^{t_2} I_c(n) \times \sinh(tsv) dt$$

Où h est la hauteur du soleil, son expression est donnée par :

$$\sinh = \cos\delta \times \cos\varphi \times \cos\omega + \sin\varphi \times \sin\delta$$

On introduit l'expression de h dans l'intégrale précédente, on obtient :

$$G_0 = \int_{t_1}^{t_2} I_c(\cos\delta \times \cos\varphi \times \cos\omega + \sin\varphi \times \sin\delta) dt$$

Posons :

$$I_1 = \int_{t_1}^{t_2} I_c(\sin\varphi \times \sin\delta) dt = I_c(\sin\varphi \times \sin\delta)(t_2 - t_1)$$

La relation entre le temps et l'angle horaire est donnée par l'expression suivante :

$$\omega = 15(TSV - 12) \text{ en degrés}$$

On obtient alors :

$$I_1 = \frac{I_c}{15} (\sin\varphi \times \sin\delta)(\omega_2 - \omega_1)$$

Posons encore :

$$I_2 = \int_{t_1}^{t_2} I_c (\cos\delta \times \cos\varphi \times \cos\omega) dt$$

$$I_2 = I_c (\cos\delta \times \cos\varphi) \frac{1}{15} (\sin\omega_2 - \sin\omega_1)$$

L'expression finale de l'irradiation globale horaire hors atmosphère entre deux temps t_2 et t_1 devient alors:

$$G_0(h, n) = \frac{I_c}{15} [\sin(\varphi)\sin(\delta)(\omega_2 - \omega_1) + \cos(\varphi)\cos(\delta)(\sin(\omega_2) - \sin(\omega_1))]$$

L'irradiation globale journalière sur une surface horizontale $G_0(nj)$ s'obtient en remplaçant ω_2 par ω_s et ω_1 par ω_l (ω_l et ω_s sont respectivement les angles horaires correspondant au lever et coucher du soleil).

Puisque :

$$\omega_s = -\omega_l \text{ et } 15 \text{ en degrés} = 360/24 \text{ (correspond à } 2\pi/24)$$

L'expression finale de l'irradiation globale journalière hors atmosphère est donnée alors par :

$$G_0(h, n) = \frac{24}{\pi} I_c(n) [\cos(\varphi)\cos(\delta)\sin(\omega_s) + \omega_s \sin(\varphi)\sin(\delta)]$$