



Revue des Sciences et Sciences de l'Ingénieur

ISSN 2170-0737

Journal homepage: <http://www.RSSI.lagh-univ.dz>



Validation de quelques modèles spectraux pour la détermination du spectre solaire au sol en Algérie

Mesri Merad Mokhtaria *, CHEKNANE Ali, ROUGAB Ilyes

Dept. of electronics, University Amar Telidji, Laghouat, Algeria
Laboratory of semiconductors and functional materials

Corresponding author: meradmesri@yahoo.fr

Abstract

In this work, we draw on the methodological approaches of the spectral models developed by Bird & Riordan and Leckner to compute the spectral components of solar radiation on the ground for different catch surface tilts. The main objective remains to make available to researchers and designers of solar energy systems, especially Algerian, a numerical tool for calculating the spectral components of solar radiation integrating different atmospheric conditions. The spectra thus obtained will make it possible to examine the spectral selectivity performances of photovoltaic devices varying a set of input parameters such as air mass, atmospheric turbidity and water vapor as well as the day of the year.

Key-words: Solar spectrum; amount of precipitable water; ozone height; soil albedo; spectral model.

Résumé

Dans le présent travail, nous nous inspirons des approches méthodologiques des modèles spectraux développés par Bird & Riordan et par Leckner pour calculer les composantes spectrales du rayonnement solaire au sol pour différentes inclinaisons de surface de captage. L'objectif principal reste de mettre à la portée des chercheurs et concepteurs de systèmes énergétiques solaires, algériens en particulier, un outil numérique de calcul des composantes spectrales du rayonnement solaire intégrant différentes conditions atmosphériques. Les spectres ainsi obtenus permettront d'examiner les performances de sélectivité spectrale des dispositifs photovoltaïques variant un ensemble de paramètres d'entrée comme la masse d'air, le trouble et la vapeur d'eau atmosphériques ainsi que le jour de l'année.

Mots-clés: Spectre solaire ; quantité d'eau précipitable ; hauteur d'ozone ; albédo du sol ; modèle spectral.

1. Introduction

La connaissance de la distribution spectrale du rayonnement solaire à la surface de la terre est importante pour le développement de nombreux dispositifs d'énergie solaire et pour l'estimation de leurs performances. Les mécanismes physiques de l'atténuation atmosphérique ainsi que la composition de l'atmosphère sont très complexes. Définir des modèles précis pour la distribution spectrale du rayonnement arrivant en surface et/ou réfléchi à la surface de l'atmosphère reste nécessaire pour une variété d'applications techniques et solaires.

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. Plusieurs travaux ont été développés dans la littérature Liu et al., (1961), WEREME, (2001). Ils concernent pour leur plupart des situations de ciel clair. Toutefois, ces modèles restent moins élaborés que les études entreprises par les chercheurs du domaine du gisement solaire pour l'évaluation du rayonnement solaire intégrant tout le spectre et dont on citera les modèles semi empiriques et météorologiques à titre d'exemples. Dans notre étude nous avons utilisé les modèles de Leckner et de Bird&Riordan considérant le site algérien de Ghardaïa (3, 80°E et 32, 4°N).

2. Description des modèles spectraux

2.1. Modèle de Leckner

Les propriétés d'atténuation du rayonnement solaire spectral direct, diffus et global arrivant au sol sont exprimées en termes de coefficients de transmission.

2.1.1. Détermination de la composante monochromatique directe

L'éclairement monochromatique direct normal au niveau du sol peut s'écrire sous la forme donnée par l'équation (1)

$$I_{n\lambda} = I_{o\lambda} C_{t,s} \tau_{r\lambda} \cdot \tau_{g\lambda} \cdot \tau_{o\lambda} \cdot \tau_{w\lambda} \cdot \tau_{a\lambda} \quad (1)$$

avec

$I_{o\lambda}$ est l'éclairement monochromatique hors atmosphère. Ses valeurs sont données par Iqbal, (1983).

$\tau_{i\lambda}$ représentent respectivement les facteurs de transmission monochromatique dus à l'effet de Rayleigh, à l'absorption par les autres gaz uniformes de l'atmosphère (O_2 , CO_2 , CH_4 et N_2O ,...) et par l'ozone, à l'absorption forte et faible par la vapeur d'eau et à la diffusion par les aérosols,

et

$C_{t,s}$ est le facteur de correction de la distance Terre-Soleil donné par l'équation (2)

$$C_{t-s} = 1.00011 + 0.034221 \cos(\psi) + 0.0128 \sin(\psi) + 0.000719 \cos(2\psi) + 0.000077 \sin(2\psi) \quad (2)$$

Où

Ψ est l'angle du jour (en radians) donné par la relation (3)

$$\psi = 2\pi \frac{nj-1}{365} \quad (3)$$

2.1.1.1. Diffusion de Rayleigh

Le coefficient de transmission due à la diffusion de Rayleigh est donné par l'équation (4)

$$\tau_{r\lambda} = \exp(-0.008735 \lambda^{-4.08} m_r(P/P_o)) \quad (4)$$

où

λ est la longueur d'onde en μm ,

et

P_o est la pression atmosphérique au niveau de la mer ($P_o=1013$ mb),

et

P est la pression atmosphérique réelle au niveau du sol (mbar). Elle est calculée par l'équation (5)

$$P = P_o \exp(-0.0001184 \cdot z) \quad (5)$$

Avec

z est l'altitude du site par rapport au niveau de la mer, exprimée en mètres,
 m_r représente la masse d'air relative définie par KASTEN, (1966)

$$m_r = [\cos(\theta_z) + 0.15(93.885 - \theta_z)^{-1.253}]^{-1} \quad (6)$$

et

θ_z est l'angle zénithal exprimé en degrés.

2.1.1.2. Absorption par l'ozone

Le coefficient de transmission après absorption par l'ozone est donné par

$$\tau_{o\lambda} = \exp(-k_{o\lambda} l m_o) \quad (7)$$

Avec

$k_{o\lambda}$ est le coefficient d'extinction par absorption par l'ozone. Ses valeurs sont données par Iqbal, (1983)

et

l est l'épaisseur réduite d'ozone (en cm NTP (Normal Temperature and surface Pressure¹)). En fait la hauteur d'ozone varie avec la latitude du lieu et le jour de l'année. A défaut de mesures, la quantité d'ozone peut être estimée utilisant l'expression de Van Heuklon, (1979).⁴⁶

m_o est la masse d'air d'ozone qui concerne uniquement le trajet occupé par l'ozone Paltridge et al, (1976), elle est donnée par la relation (8)

$$m_o = \frac{35}{(1224 \cos^2(\theta_z) + 1)^{0.5}} \quad (8)$$

2.1.1.3. Diffusion par les aérosols

On calcule la transmission due à la diffusion par les aérosols selon l'équation (9)

$$\tau_{a\lambda} = \exp(-\beta \lambda^{-\alpha} m_r) \quad (9)$$

Les coefficients α et β sont respectivement le coefficient caractérisant la visibilité du ciel et le coefficient de trouble d'Angstrom. 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. Des mesures de ces coefficients sont effectuées à Tamanrasset depuis 1987. Elles sont aussi effectuées dans la région d'Asheville dans le Nord de Carolina par le NCDC (National Climatic Data Center)

$$\begin{cases} k_{a\lambda}(\lambda = 0.38 \mu m) = \beta(0.38)^{-\alpha} \\ k_{a\lambda}(\lambda = 0.50 \mu m) = \beta(0.50)^{-\alpha} \end{cases} \quad (10)$$

Lorsque de telles mesures ne sont pas réalisées, α vaut 1.3 pour les régions tempérées, β vaut 0.02 pour un ciel très pur (bleu profond) et 0.2 pour un ciel pollué (bleu laiteux) Iqbal, (1983).

2.1.1.4. Absorption par la vapeur d'eau

La transmission due à la l'absorption par la vapeur d'eau est calculée à partir de la formule donnée par

$$\tau_{w\lambda} = \exp\left(-\frac{0.3 k_{w\lambda} X_w m_r}{(1.0 + 25.25 k_{w\lambda} X_w m_r)^{0.45}}\right) \quad (11)$$

où

$k_{w\lambda}$ est le coefficient d'extinction par absorption par la vapeur d'eau. Ses valeurs sont données par Iqbal, (1983),

et

X_w représente la masse de la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère à la verticale du lieu. Sa valeur est donnée par

$$X_w = 0.795 w \quad (12)$$

Avec

¹Les températures et pressions normales correspondent à des valeurs de températures et de pression égales respectivement à 0°C et 1013 mbar.

w est l'épaisseur d'eau condensable (cm) donnée par l'équation (13). Les corrections de température et de pression sont déjà prises en compte dans cette équation.

$$w = \frac{0,493}{T} HR. \exp\left(26,23 - \frac{5416}{T}\right) \quad (13)$$

Où

T est la température ambiante (°K) et HR est l'humidité relative (%).

2.1.1.5. Absorption par les gaz

La transmission due à l'absorption par les divers gaz (excepté la vapeur d'eau et l'ozone) s'obtient par la relation (14)

$$\tau_{g\lambda} = \exp\left(-\frac{1.41 k_{g\lambda} m_r}{(1 + 118.3 k_{g\lambda} m_r)^{0.45}}\right) \quad (14)$$

Où

$k_{g\lambda}$ est le coefficient d'extinction par absorption effective du mélange de gaz et dont les valeurs sont données par Iqbal, (1983).

2.1.2. Détermination de la composante monochromatique diffuse

Dans ce modèle, la composante monochromatique diffuse reçue au sol sur un plan horizontal est la différence entre le rayonnement extraterrestre atténué par l'absorption des gaz, de l'ozone et de la vapeur d'eau et le rayonnement direct monochromatique tenant compte du coefficient de réflexion vers le ciel. Ainsi l'éclairement monochromatique diffus s'écrira

$$D_\lambda = a_\lambda [I_{o\lambda} \tau_{o\lambda} \tau_{g\lambda} \tau_{w\lambda} - I_{n\lambda}] \cos \theta_z \quad (15)$$

Où

a_λ sont des coefficients dépendant de la longueur d'onde, Leckner propose $a_\lambda = 0.5$ quelque soit λ .

2.1.3. Détermination de la composante monochromatique globale

La composante monochromatique globale est donnée par

$$G_{h\lambda} = I_{n\lambda} \cos(\theta_z) + D_\lambda \quad (16)$$

2.2. Modèle de Richard Bird et Riordan (SPECTRAL 2)

A) Cas de surfaces horizontales

2.2.1. Rayonnement direct normal

Le rayonnement direct normal au sol sur une surface horizontale Reindl et al, (1990), Bird et al. (1986) pour une longueur d'onde λ , est donné par

$$I_{n\lambda} = I_{o\lambda} \cdot C_{t-s} \tau_{r\lambda} \cdot \tau_{g\lambda} \cdot \tau_{o\lambda} \cdot \tau_{w\lambda} \cdot \tau_{a\lambda} \quad (17)$$

Avec

$I_{o\lambda}$ est le rayonnement spectral extraterrestre à la distance moyenne Terre-soleil, Iqbal, (1983). C_{t-s} est le facteur de correction de la distance Terre-soleil qui est donné par l'équation (2).

Les termes $\tau_{r\lambda}$, $\tau_{a\lambda}$, $\tau_{w\lambda}$, $\tau_{o\lambda}$, $\tau_{g\lambda}$, sont les fonctions de transmission de l'atmosphère à la longueur d'onde λ correspondant respectivement à la diffusion moléculaire, à l'atténuation par les aérosols, à l'absorption par la vapeur d'eau, à l'absorption par l'ozone et à l'absorption par les mélanges gazeux uniformes.

2.2.1.1. Diffusion de Rayleigh

L'expression utilisée pour la transmission atmosphérique après la diffusion de Rayleigh est donnée par

$$\tau_{r\lambda} = \exp\left(-\frac{m_r(P/P_o)}{\lambda^4(115.6406 - (1.335 \lambda^{-2}))}\right) \quad (18)$$

m_r est la masse d'air relative donnée par l'équation (6).

2.2.1.2. Diffusion par les aérosols

Dans les travaux de Bird, la Transmittance des aérosols est donnée par l'expression

$$\tau_{a\lambda} = \exp(-\beta\lambda^{-\alpha}m_r) \quad (19)$$

Où α et β sont déterminés dans la section (1.1.1.3).

2.2.1.3. Absorption par la vapeur d'eau

Dans ce modèle, la Transmittance de la vapeur d'eau qui est prise en compte est celle de Leckner donnée par l'équation (20)

$$\tau_{w\lambda} = \exp\left(-\frac{0.2385 k_{w\lambda} w m_r}{(1 + 20.07 k_{w\lambda} w m_r)^{0.45}}\right) \quad (20)$$

Avec

w est le contenu en vapeur d'eau précipitable (en cm) sur un chemin optique vertical donné par l'équation (13),

$k_{w\lambda}$ est le coefficient d'absorption de la vapeur d'eau en fonction de λ , le modèle utilise les valeurs de $k_{w\lambda}$ de Leckner, (1978).

2.2.1.4. Absorption par l'ozone et par le mélange gazeux homogène

Le coefficient de transmission après absorption par l'ozone est donné par

$$\tau_{o\lambda} = \exp(-k_{o\lambda} l m_o) \quad (21)$$

Avec

$k_{o\lambda}$ est le coefficient d'extinction par absorption par l'ozone. Ses valeurs sont données par Iqbal, (1983),

et

m_o est la masse d'air d'ozone donnée par la relation

$$m_o = \frac{1 + \frac{h_o}{6370}}{\left((\cos\theta_z)^2 + 2 \frac{h_o}{6370}\right)^{0.5}} \quad (22)$$

Et où

l représente l'épaisseur d'ozone, il est donné par Van Heuklon, (1979).

h_o représente l'altitude du maximum de concentration de l'ozone qui est approximativement égale à 22 km.

Enfin, l'expression de l'absorption par les gaz est donnée par

$$\tau_{g\lambda} = \exp\left(-\frac{1.41 k_{g\lambda} m_a}{(1 + 118.93 k_{g\lambda} m_a)^{0.45}}\right) \quad (23)$$

avec

$k_{g\lambda}$ est le coefficient d'extinction par absorption effective du mélange de gaz.

2.2.2. Rayonnement diffus

Le rayonnement diffus qu'on notera D_λ se compose de trois composantes élémentaires lesquelles sont :

La composante de la diffusion Rayleigh: $D_{r\lambda}$

La composante de la diffusion par les aérosols : $D_{a\lambda}$

La composante qui prend en compte les réflexions multiples du rayonnement entre le sol et l'atmosphère: $D_{m\lambda}$

$$D_\lambda = D_{r\lambda} + D_{a\lambda} + D_{m\lambda} \quad (24)$$

2.2.2.1. Diffusion de Rayleigh

$$D_{r\lambda} = I_{o\lambda} \cdot C_{t-s} \cdot \cos(\theta_z) \cdot \tau_{g\lambda} \cdot \tau_{o\lambda} \cdot \tau_{w\lambda} \cdot \tau_{a\lambda} (1 - \tau_{r\lambda})^{0.5} \quad (25)$$

2.2.2.2. Diffusion par les aérosols

$$D_{a\lambda} = I_{o\lambda} \cdot C_{t-s} \cdot \cos(\theta_z) \cdot \tau_{g\lambda} \cdot \tau_{o\lambda} \cdot \tau_{w\lambda} \cdot \tau_{r\lambda} \cdot (1 - \tau_{a\lambda}) F_{a\lambda} \omega_{o\lambda} \quad (26)$$

Où

$F_{a\lambda}$ est la part d'énergie diffuse dirigée vers l'avant et $\omega_{o\lambda}$ est l'albédo de première diffusion des aérosols. La valeur de $\omega_{o\lambda}$ dépend du type d'aérosols présent dans l'atmosphère, faute de mesure, $\omega_{o\lambda}$ est souvent supposé égal à 1. Dans

ce modèle, Bird pose $\omega_{o\lambda} = 0.9054$ et $F_{a\lambda} = 0.82$ quelque soit λ .

2.2.2.3. Réflexions multiples

Il peut être négligé en l'absence de nuages (par ciel clair) et il est donné par

$$D_{m\lambda} = (I_{n\lambda} \cdot \cos(\theta_z) + D_{r\lambda} + D_{a\lambda}) r_{s\lambda} \cdot r_{g\lambda} / (1 - r_{s\lambda} r_{g\lambda}) \quad (27)$$

avec

$r_{g\lambda}$ est l'albédo du sol,
et

$r_{s\lambda}$ est l'albédo de l'air défini par la fraction de l'énergie réfléchiée par le ciel vers la surface considérée, il est donné par l'équation (28)

$$r_{s\lambda} = \tau'_{o\lambda} \tau'_{g\lambda} \tau'_{w\lambda} [0.5 \tau'_{a\lambda} (1 - \tau'_{r\lambda}) + \tau'_{r\lambda} (1 - \tau'_{a\lambda}) 0.22 \omega_{o\lambda}] \quad (28)$$

Les Transmittance $\tau'_{i\lambda}$ sont les mêmes coefficients détaillés en haut (les $\tau_{i\lambda}$) mais avec une masse d'air optique m_a égale à 1.9, ce qui correspond à un angle zénithal égal à 60°.

2.2.3. Rayonnement global

$$G_{h\lambda} = I_{n\lambda} \cos(\theta_z) + D_{\lambda} \quad (29)$$

B) Cas de surfaces de captage inclinées

Plusieurs algorithmes de conversion ont été présentés dans la littérature pour le cas des surfaces inclinées Gopinathan et al.,(1990). Dans notre étude nous avons utilisé celui de Hay et al., (1985), Klucher, (1979), Badescu ed., (2008). Le rayonnement global monochromatique est donné par l'équation (30)

$$G_{h\lambda} = I_{n\lambda} \cos(\theta_i) + D_{\lambda} \{ \{ I_{n\lambda} \cos(\theta_i) / I_{o\lambda} \cdot C_{t-s} \cdot \cos(\theta_z) \} + 0.5 [1 + \cos \beta] [1 - (I_{n\lambda} / I_{o\lambda} \cdot C_{t-s} \cdot \cos(\theta_z))] \} + 0.5 I_{n\lambda} \rho [1 - \cos(\theta_i)] \quad (30)$$

$\cos(\theta_i)]$

Où

ρ est l'albédo du sol

θ_i est l'angle d'incidence du rayonnement solaire.

Il est donné par l'équation (31)

$$\cos(\theta_i) = \cos(\delta) \cos(\omega) \cos(\varphi - \beta) + \sin(\delta) \sin(\varphi - \beta) \quad (31)$$

Avec

β est l'inclinaison du plan. Pour un plan horizontal : $\beta = 0$ et pour un plan vertical : $\beta = 90^\circ$,

φ est la latitude du lieu,

δ est la déclinaison du soleil et peut se calculer par l'expression

$$\delta = 23,45^\circ \cdot \sin \left[\frac{360}{365} (nj + 284)^\circ \right] \quad (32)$$

Où

ω est l'angle horaire et se calcule par l'expression

$$\omega = 15(12 - TSV) \quad , \text{ en degrés} \quad (33)$$

3. Résultats et discussions

Dans notre étude, nous avons choisi le site de Ghardaïa pour simuler les composantes spectrales du rayonnement solaire mettant en jeu l'angle zénithal. Une comparaison entre les résultats obtenus par les deux modèles est ensuite entreprise.

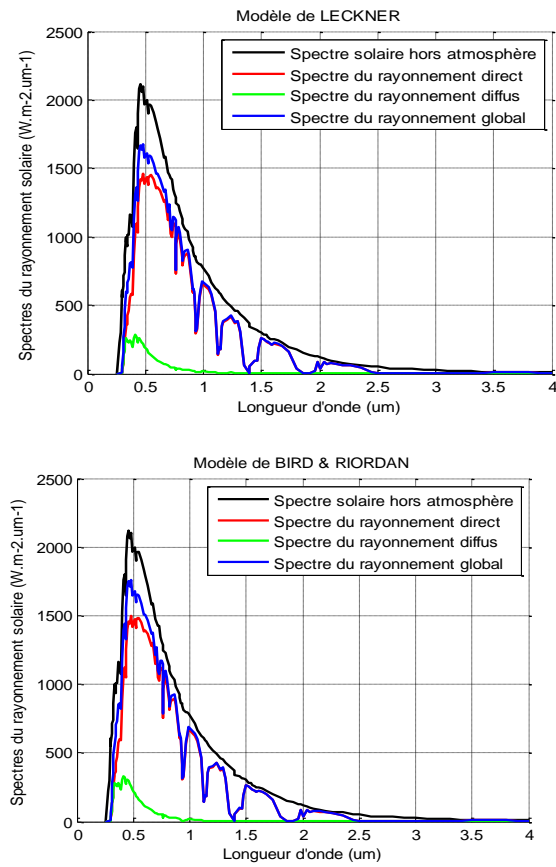


Fig. 1: (a) Spectre du rayonnement solaire – Leckner- (b) Spectre du rayonnement solaire –Bird&Riordan-

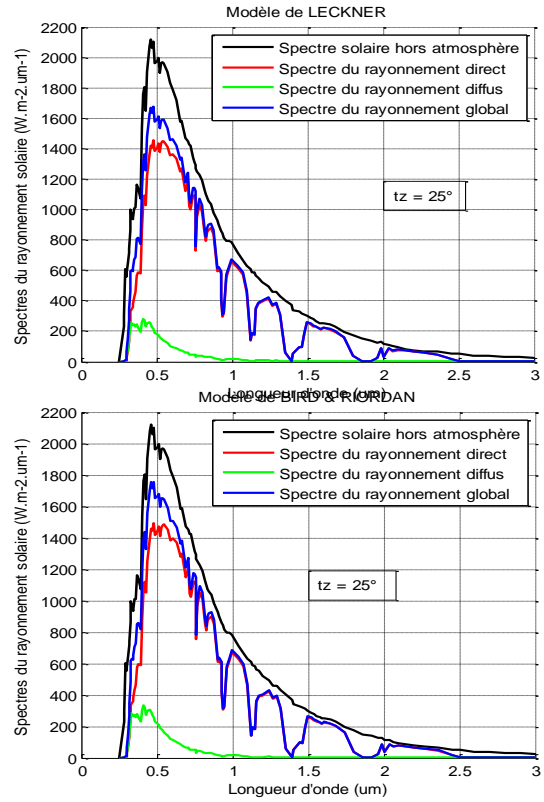


Fig. 2: Spectre du rayonnement solaire obtenu par les deux modèles sur un plan horizontal tenant compte de l'angle zénithal

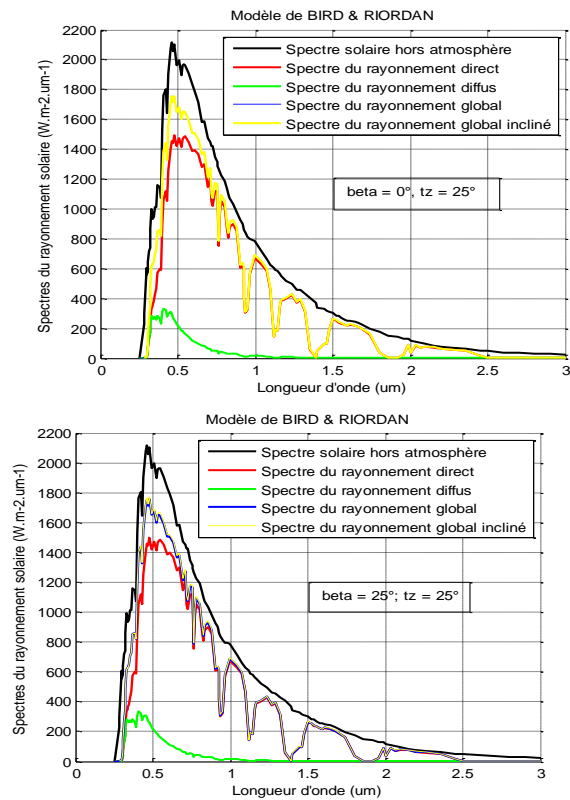


Fig. 3: Spectre du rayonnement solaire obtenu par le modèle de Brd&Riordan pour quelques valeurs de l'inclinaison

En examinant les figures (1.a) et (1.b) on constate que les courbes d'irradiation spectrale directe et globale sont très semblables. En effet, les deux modèles utilisent des expressions mettant en jeu des coefficients de turbidité atmosphérique. Par ailleurs, un certain écart existe pour la composante spectrale diffuse, le modèle de Bird & Riordan restant le plus précis puisqu'il tient compte des phénomènes de réflexion entre le sol et le ciel que le modèle de Leckner néglige aussi bien que la diffusion de Rayleigh et des aérosols. Les graphes d'irradiation spectrale (directe en particulier)² en fonction de la distance zénithale (figure (2))

² L'influence de la variation de la distance zénithale sur la composante diffuse est moindre comparée au cas de la composante directe. Ceci s'explique par le fait que cette composante vient des particules atmosphériques et ne dépend pas du trajet optique du rayonnement solaire.

viennent confirmer que l'intensité du rayonnement solaire est faible au voisinage du lever et coucher du soleil où la masse d'air (trajet optique) du rayonnement solaire est importante et que l'atténuation du spectre solaire est forte, en même temps que des résultats inverses sont obtenus à midi TSV lorsque la hauteur du soleil est maximale et la masse d'air est unitaire.

L'analyse des résultats pour un angle zénithal égal à 25°, montre que la courbe de la composante spectrale directe croît rapidement en fonction de la longueur d'onde λ jusqu'à atteindre une valeur maximale d'un peu plus de 1400 W.m⁻² à la longueur d'onde de 0.5 μ m. La courbe décroît ensuite lentement, pour subir des perturbations aux alentours de 1 μ m et s'annule pour $\lambda = 1.4, 1.8 < \lambda < 1.9$ et $\lambda > 2.5 \mu$ m³.

Le diffus spectral atteint son maximum (entre 200 et 350 W.m²) dans l'intervalle de 0.38 et 0.5 μ m. Ceci revient à une diffusion importante par les aérosols et une absorption négligeable de la vapeur d'eau.

Dans le cas des plans inclinés (figure (3)), une distance zénithale égale à 25° est choisie ce qui a pour le but d'obtenir l'amplitude maximale de spectre solaire et de différencier entre les résultats issus des différentes valeurs de l'inclinaison β . Pour la valeur $\beta = 0^\circ$, la courbe du plan incliné est identique à la courbe pour un plan horizontal (inclinaison nulle). Pour $\beta = 25^\circ$ (figure (3)), le rayonnement global monochromatique augmente avec des valeurs assez faibles (quelques Watts) pour les longueurs d'ondes comprises entre 0.4 et 0.7 μ m et reste identique à celui obtenu pour un plan horizontal en dehors de cet intervalle. L'inclinaison influe sur le rayonnement monochromatique global reçu au sol pour les longueurs d'ondes correspondant à une absorption faible par les constituants atmosphériques.

³ Absorption par la vapeur d'eau, très importante dans les longueurs d'onde indiquées.

4. Conclusion

Dans ce travail, nous avons utilisé deux modèles spectraux permettant de simuler le spectre du rayonnement solaire direct, diffus et global au sol dans le site de Ghardaïa, en Algérie. L'étude a concerné des surfaces de captage aussi bien horizontales qu'inclinées. Les deux modèles donnent des résultats comparables. Toutefois, le modèle de Bird & Riordan reste plus précis puisqu'il tient compte des effets des tous les phénomènes physiques du rayonnement solaire. Concernant le cas des surfaces inclinées, nous avons utilisé l'algorithme de Davies and Hay puisqu'il permet d'obtenir les meilleurs résultats. Notre étude basée sur les modèles spectraux reste un pas vers d'autres exploits et investissements de la part des équipes de recherche sur le gisement solaire en Algérie. En effet, ces modèles tiennent compte des processus physiques en détail si bien que les effets de la latitude et de l'altitude du site soient pris en compte automatiquement. Toutefois, l'atténuation des spectres est très irrégulière rendant l'intégration numérique nécessaire et la tâche parfois un peu plus onéreuse.

REFERENCES

- [1] B.Y.H. Liu and R.C. Jordan, (1961), 'Daily insolation on surfaces tilted toward equator', *Ashrae Journal*, 3, 53-59.
- [2] A.WEREME, (2001), '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*.
- [3] M. Iqbal, (1983) 'An Introduction to Solar Radiation', *Academic Press, Department of Mechanical Engineering, University of British Columbia, Canada*.
- [4] F. KASTEN, (1966): 'A new table and approximate formula for optical relative mass', *Arch meteor. Geophys.Biocklim. B14*, 206-223.
- [5] G.W. Paltridge and C.M.R. Platt, (1976), 'Radiative Processes in Meteorology and Climatology', *Elsevier*, 318 pp.
- [6] V. Heuklon, T.K., (1979), 'Estimating atmospheric ozone for solar radiation models', *Sol Energy*, 22, 63-68.
- [7] www.ncdc.noaa.gov
- [8] D. T. Reindl, W. A. Beckman, J. A. Duffie, (1990), 'Evaluation of hourly tilted surface radiation models', *Solar Energy*, 45:1, 9-17, doi:10.1016/0038-092X(90)90061-G.
- [9] R.E. Bird and C. Riordan, (1986) 'Simple solar spectral model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the earth's surface', *Solar Energy Research Institute. Golden Colorado*.
- [10] B.Leckner, (1978) 'The spectral distribution of solar radiation at the earth's surfaces, Element of model', *Solar energy*, 20, 143-150.
- [11] K.K. Gopinathan, (1990), 'Solar radiation on inclined surfaces', *Solar Energy*, 45:1, 19-25, doi: 10.1016/0038-092X(90)90062-H.
- [12] J. E. Hay and D. C. McKay, (1985), 'Estimating Solar Irradiance on Inclined Surfaces, A Review and Assessment of Methodologies', *International Journal of Solar Energy*, 3:4-5, 203-240,doi:10.1080/01425918508914395.
- [13] Klucher, T.M, (1979) 'Evaluation of models to predict insolation on tilted surfaces', *solar Energy*, 23, 111-114. 52
- [14] Modeling solar radiation at the earth's surface: recent advances, (2008), V Badescu ed., Springer-Verlag, Berlin, Berlin, 517 pp. ISBN 978-3-540-77454-9.