

# Le soleil et son rayonnement

---

*Petros Axaopoulos TEI d'Athènes Grèce*

## Attendus de l'apprentissage

Après l'étude de ce chapitre, le lecteur pourra comprendre :

- la structure de base du soleil
- la distribution spectrale du rayonnement extraterrestre et du rayonnement au niveau de la mer
- Les facteurs principaux affectant le rayonnement solaire lors de son passage par l'atmosphère terrestre
- les définitions de la masse d'air et de la constante solaire
- la distinction entre rayonnement extraterrestre, rayonnement solaire direct et rayonnement solaire diffus
- le fonctionnement des dispositifs pour la mesure du rayonnement solaire et de la durée d'ensoleillement.

Le but de ce chapitre est d'introduire les caractéristiques de base du soleil et son rayonnement, le rayonnement solaire en dehors de l'atmosphère et son influence sur l'atmosphère terrestre. Les composants du rayonnement solaire atteignant la surface terrestre et la notion de la masse d'air sont définis. Puisque toutes les applications à énergie solaire exigent des données de rayonnement solaire, les instruments pour la mesure du rayonnement solaire sont également discutés.

## 2.1 Le Soleil

Le soleil est une grande sphère de matière gazeuse très chaude avec un diamètre de  $1,39 \cdot 10^6$  kilomètres, une masse de  $2 \cdot 10^{30}$  kilogrammes et une distance moyenne de  $150 \cdot 10^6$  kilomètres de la Terre. Une comparaison à la Terre, qui a un diamètre de 12700 kilomètres et une masse de  $6 \cdot 10^{24}$  kilogrammes, peut être vue en Figure 2.1.

Le soleil se compose d'hydrogène pour 74% ( $H_2$ ), hélium pour 25 %, les 1% restant étant un mélange de plus de 100 éléments chimiques. Il tourne sur son propre axe d'ouest en est et sa période de rotation dépend de la latitude solaire. Vu de la Terre, la région équatoriale tourne suivant une période d'environ 27 jours, alors que la période de rotation plus près des pôles est d'environ 32 jours.

## Figure 2.1 : La géométrie et les dimensions comparées de la Terre et du Soleil

On estime que la température près du centre du soleil est de l'ordre de  $15 \cdot 10^6$  K. À ce niveau de température, l'énergie est produite par des réactions de fusion thermonucléaire, où de l'hydrogène est converti en hélium. Ce procédé relâche l'immense quantité d'énergie contenue à l'intérieur du noyau, qui est transférée à l'extérieur par des procédés radiatifs et de convection et, ultérieurement, rayonnée à travers l'espace. La majeure partie de l'énergie dégagée du soleil est sous forme de rayonnement électromagnétique centré près de la partie visible sur le spectre. Le temps requis pour que le rayonnement parcoure la distance Soleil-Terre est d'environ 8 minutes.

L'intérieur du soleil se compose d'un noyau, d'une couche radiative et d'une couche convective. La Figure 2.2 présente une représentation schématique de la structure du Soleil. La couche radiative environnante lie l'énergie produite dans le noyau. Cette couche a un effet isolant qui aide le noyau à maintenir sa température. En dehors de cette couche le processus convectif commence, et la couche s'appelle la couche convective. Dans cette couche la température est plus basse, et le rayonnement est moins significatif, avec de l'énergie transportée à l'extérieur en grande partie par la convection. En raison de la haute densité même du noyau, l'énergie produite dans le noyau peut prendre jusqu'à 50 millions d'années pour atteindre la couche radiative, avec la conséquence que, même si les procédés dans le noyau du soleil s'arrêtaient soudainement, sa surface continuerait de briller pour des millions d'années.

La partie externe du soleil se compose de trois couches : la photosphère, la chromosphère et la couronne. La photosphère est la plus stable des trois et l'une des couches les plus froides du Soleil, avec une température d'environ 6000 K. C'est la partie du soleil visible à l'œil nu comme disque lumineux. Ce disque n'est pas uniformément lumineux parce que la lumière périphérique provient des couches supérieures plus froides en comparaison au centre du soleil. Au-dessus de la photosphère, on trouve une couche gazeuse appelée chromosphère, à la

température plus élevée que celle de la photosphère et d'une plus faible densité. Enfin, la couche de couronne contient les gaz fortement ionisés de densité très faible et à haute température, de l'ordre de  $10^6$  K. La couronne est une source importante de rayons X qui ne pénètrent pas l'atmosphère terrestre. La chromosphère et la couronne sont plus variables dans le temps que la photosphère. Les informations supplémentaires sur la structure du Soleil sont fournies par [1].

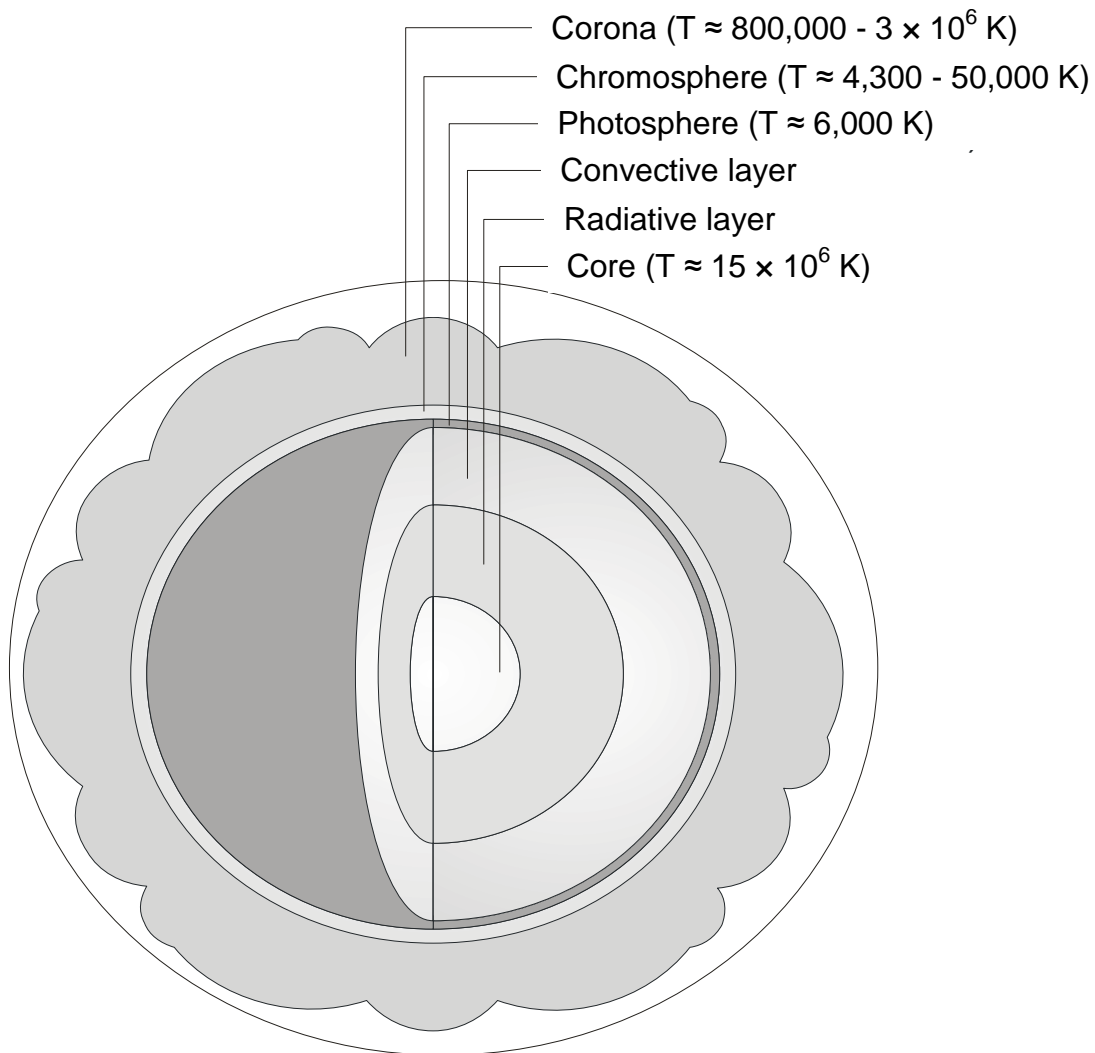


Figure 2.2 : La structure du Soleil

Le pourcentage du rayonnement solaire reçu à la limite supérieure de l'atmosphère terrestre, connu sous le nom de rayonnement extraterrestre et rayonnement de corps noir à 5760 K, dans les domaines de l'ultra-violet, du visible et de l'infrarouge, sont présentés dans le tableau 2.1. Ce tableau prouve clairement que l'écart entre la distribution spectrale du rayonnement solaire extraterrestre et du rayonnement de corps noir est inférieur à 3%. Ainsi, pour simplifier le problème dans des applications à énergie solaire, le rayonnement extraterrestre peut être considéré approximativement équivalent à celui d'un corps noir à une température de 5760 K.

Région Spectrale	Pourcentage de rayonnement solaire extraterrestre %	Pourcentage de rayonnement de corps noir %
<i>Ultra-violet</i> $\lambda < 0,38 \mu\text{m}$	7	9,9
<i>Visible</i> $0,38 < \lambda < 0,78 \mu\text{m}$	47,3	46,4
<i>Infrarouge</i> $0,78 < \lambda < 15 \mu\text{m}$	45,1	43,6

Tableau 2.1: La comparaison du rayonnement solaire extraterrestre et de rayonnement du corps noir.  $\lambda$  est la longueur d'onde du rayonnement.

La puissance du Soleil (P) peut être obtenue à partir de l'équation suivante de Stefan-Boltzmann, en supposant le diamètre du Soleil  $d=1,39 \cdot 10^6$  kilomètres et sa température  $T= 5760$  K.

$$P = \pi d^2 \sigma T^4 = 3,8 \cdot 10^{23} \text{ kilowatts (2.1)}$$

Où  $\sigma$  est la constante de Stefan-Boltzmann ayant pour valeur :  
 $\sigma = 5,669 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$ .

De cette quantité, la surface terrestre reçoit environ  $1,7 \cdot 10^{14}$  kilowatts, signifiant qu'en moins d'une heure, assez d'énergie atteint la Terre pour satisfaire la demande énergétique entière de la population humaine pendant toute une année. La figure 2.3 montre qu'en moyenne 23% de ce rayonnement est réfléchi et dispersé principalement par les nuages, 8% est réfléchi par la surface terrestre, 47% est converti en chaleur de basse température et rayonné de nouveau vers l'espace, et environ 20% provoque l'évaporation et le cycle de précipitation de la biosphère ; moins d'un demi pour cent est transformé en énergie cinétique sous forme de vent et de vagues, et génère le phénomène de photosynthèse des plantes.

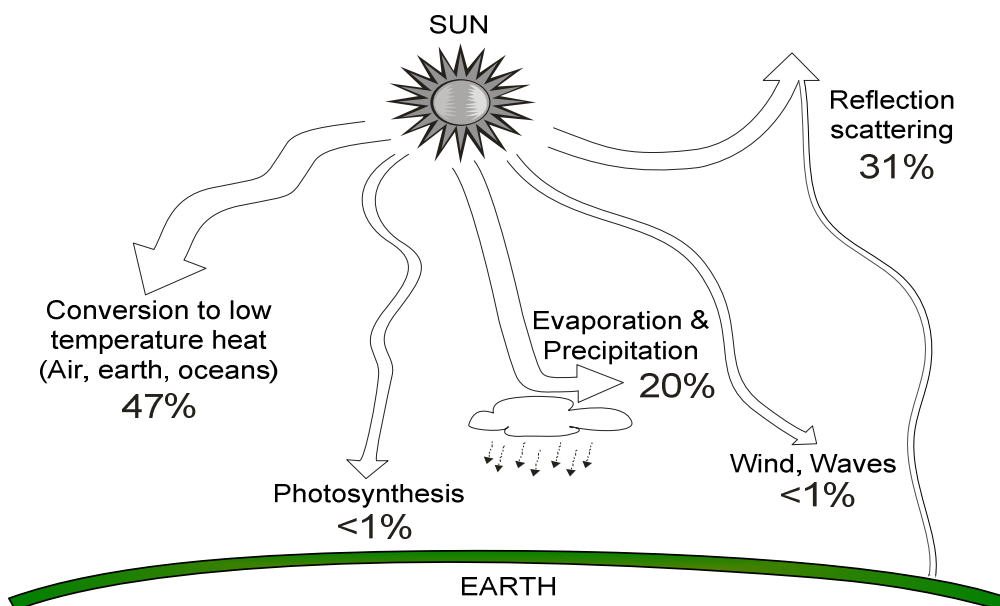


Figure 2.3 : La distribution moyenne de l'irradiance solaire sur Terre.

## 2.2 Rayonnement solaire Extraterrestre et effets atmosphériques

Le rayonnement solaire reçu à la limite supérieure de l'atmosphère terrestre s'appelle le rayonnement solaire extraterrestre. La distribution spectrale du rayonnement solaire extraterrestre suit approximativement la distribution d'un corps noir à une température de 5760 K, tandis que les valeurs de spectre de rayonnement solaire au niveau de la mer sont toujours inférieures, en raison de l'influence de l'atmosphère terrestre (Figure 2.4).

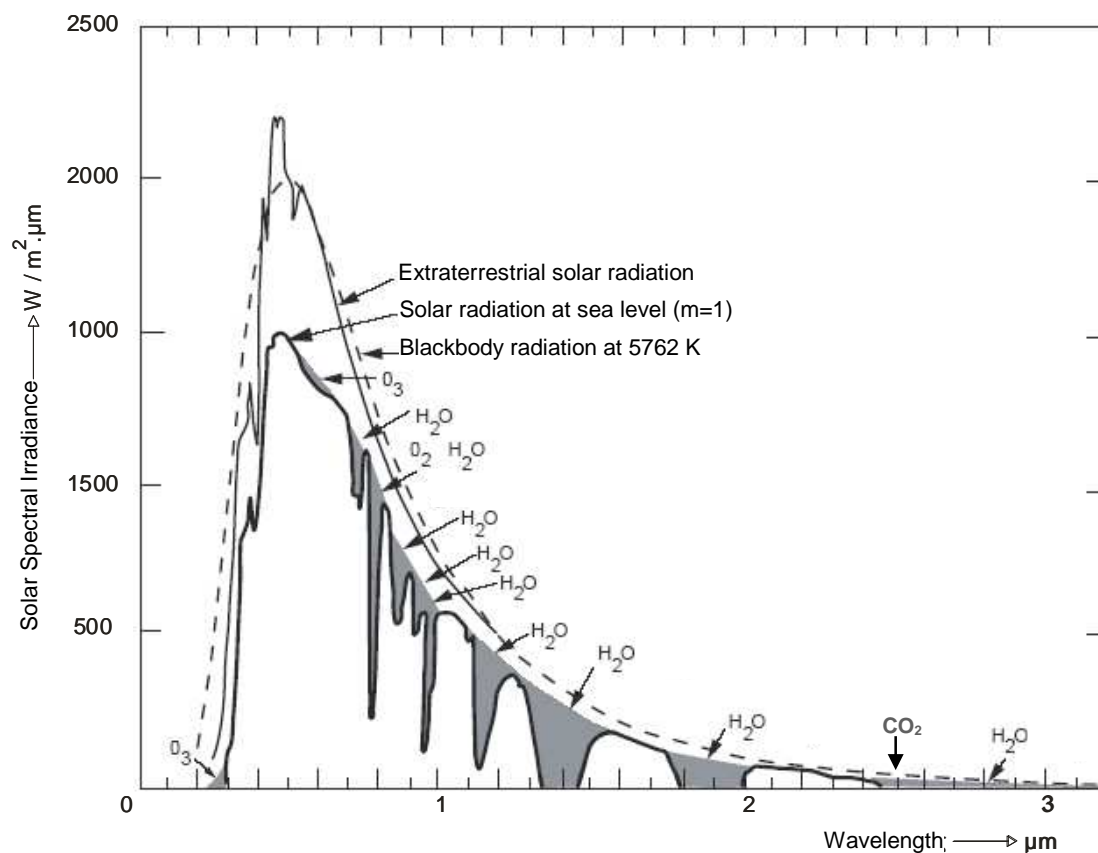


Figure 2.4 : La distribution spectrale du rayonnement extraterrestre et du rayonnement au niveau de la mer, comparée au rayonnement de corps noir.

Le rayonnement solaire extraterrestre est disponible partout sur Terre, mais seule une fraction arrive au sol. Cette fraction peut varier selon les conditions atmosphériques et peut atteindre 85% par temps clair, mais aussi descendre à 5% lors d'un jour très nuageux.

La réduction de rayonnement solaire pendant son passage à travers l'atmosphère terrestre est influencée par les phénomènes suivants :

**Absorption** par les constituants atmosphériques

**Dispersion** par des molécules d'air et des particules d'aérosol. Ces particules d'aérosols proviennent de sources différentes. Elles consistent principalement en particules de poussière de la Terre, et en des gouttelettes ou des cristaux de glace d'eau des nuages minces. En outre, il peut y avoir des fumées ou des vapeurs, des polluants photochimiques, des gouttelettes d'acide sulfurique ou n'importe quels matériaux solides, liquides ou hétérogènes assez petits pour être aéroportés.

Les phénomènes précédents interviennent en même temps, sont tout à fait complexes et dépendent en grande partie de la composition de l'atmosphère, de la longueur d'onde du rayonnement solaire et de la longueur de son trajet depuis l'atmosphère avant d'atteindre la surface terrestre.

**Réflexion** par des nuages qui est indépendant de longueur d'onde.

L'absorption du rayonnement solaire par les molécules gazeuses dans l'atmosphère se produit sélectivement. L'ozone (O<sub>3</sub>), l'oxygène, le dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) et la vapeur d'eau (H<sub>2</sub>O) absorbent l'irradiance solaire d'une certaine longueur d'onde, et génèrent les bandes d'absorption caractéristiques du spectre solaire au niveau de la mer. Sur la figure 2.4, la zone ombrée indique les multiples bandes d'absorption. La forme et la largeur de ces bandes dépendent de la température et de la pression du gaz.

L'absorption de l'ozone du rayonnement solaire dans la région ultra-violette est très haute, entre 0,2 et 0,29  $\mu\text{m}$ , alors que l'absorption est négligeable à 0,35  $\mu\text{m}$ . Une autre bande d'absorption s'étend d'environ 0,44 à 0,7  $\mu\text{m}$ .

L'oxygène a une bande d'absorption étroite du rayonnement solaire de 0,762 à 0,69  $\mu\text{m}$ .

L'absorption du dioxyde de carbone est élevée à des longueurs d'onde supérieures à 2,2  $\mu\text{m}$ , alors qu'il y a absorption sélective dans la gamme de longueurs d'onde de 0,7 - 2,2  $\mu\text{m}$ .

L'absorption de la vapeur d'eau est importante à des longueurs d'onde supérieures à 2,3  $\mu\text{m}$ , alors qu'il y a plusieurs bandes d'absorption dans la gamme de longueurs d'onde de 0,7 - 2,3  $\mu\text{m}$ .

Au-delà de 2,5  $\mu\text{m}$ , le rayonnement extraterrestre est faible, et le rayonnement solaire atteignant la Terre est très peu dû à l'absorption élevée du dioxyde de carbone (Fig. 2.4). Pour des longueurs d'onde plus courtes que 0,3  $\mu\text{m}$ , le rayonnement solaire atteignant la Terre est négligeable d'un point de vue énergétique, en raison de l'absorption élevée par l'ozone, et ne peut jouer ainsi aucun rôle dans des applications terrestres telles que l'utilisation de l'énergie solaire. Pour envisager des applications utilisant l'énergie solaire, seules les longueurs d'onde de rayonnement solaire s'étendant de 0,3 à 2,5  $\mu\text{m}$  peuvent être considérées intéressantes.

Le deuxième facteur affectant la réduction de rayonnement solaire pendant son

passage par l'atmosphère terrestre est la dispersion par des molécules d'air et des particules d'aérosol. Le rayonnement dispersé est distribué dans toutes les directions sans changement de longueurs d'onde. Une partie du rayonnement dispersé est renvoyé dans l'espace, et une autre partie atteint la surface terrestre. Les molécules d'air dispersent faiblement les longueurs d'onde les plus courtes, et de manière très significative les longueurs d'onde les plus longues. En outre, elles dispersent davantage la lumière bleue : c'est la raison pour laquelle le ciel apparaît bleu. Des Informations complémentaires sur l'atténuation atmosphérique du rayonnement solaire sont apportées dans [2-5].

L'ampleur de l'absorption et de la dispersion du rayonnement par l'atmosphère dépend de la longueur du trajet des rayons solaires et de sa composition. Généralement le rayonnement solaire est davantage présent en milieu de journée qu'en début de matinée ou fin d'après-midi. À midi, le soleil est placé haut dans le ciel et le chemin des rayons du soleil par l'atmosphère terrestre est réduit. En conséquence, moins de rayonnement solaire est dispersé ou absorbé, et plus de rayonnement solaire atteint la surface terrestre. Pour prendre en considération l'effet de l'inclinaison sur la longueur du trajet par l'atmosphère, un nombre sans dimensions  $m$ , appelé masse d'air, est défini par le rapport de la masse de l'atmosphère dans le cas du trajet réel Terre-Soleil du rayonnement à la masse de l'atmosphère qui existerait si le soleil était à la verticale au-dessus du niveau de la mer. Par conséquent,  $m=1$  correspond au cas où le soleil est situé à la verticale, et  $m=0$  en partie supérieure de l'atmosphère parce qu'il n'y a aucun gaz ou aérosols dans l'espace entre le soleil et la partie supérieure de l'atmosphère terrestre. Dans la plupart des applications pratiques un modèle plat de la Terre permet d'approximer la masse d'air  $m$ . Dans ce cas, la courbure de la Terre et la réfraction ne sont pas prises en considération ; les côtés du triangle ABC peuvent être considérés comme des lignes droites (schéma 2.5). Par conséquent, le triangle ABC est un triangle rectangle, et le ratio  $m$  est égal au rapport des longueurs AB/BC.

Figure 2.5 : La longueur des trajets atmosphériques dans la définition du ratio  $m$

En conséquence, la masse d'air pour un angle solaire zénithal plus grand que  $10^\circ$ , est donnée par la relation simplifiée suivante :

$$m = \frac{(AB)}{(BC)} \cong \frac{1}{\cos \theta_z} \quad (2.2)$$

Des exemples plus détaillés de calcul de masse d'air sont donnés en [6], [7] et [1].

### 2.3 Composantes du rayonnement solaire

Le rayonnement dispersé atteignant la surface terrestre et provenant de toutes les parties du ciel, indépendamment du soleil direct, s'appelle le **rayonnement diffus**. Il doit être clairement distingué du rayonnement thermique atmosphérique qui, bien qu'il soit également diffus en nature, se compose de longueurs d'onde beaucoup plus longues.

L'importance du rayonnement diffus dépend de l'altitude solaire, de la quantité et du type d'aérosols, et des nuages. Il est également influencé par la fraction du rayonnement solaire réfléchi par la Terre, puisque le rayonnement réfléchi de la surface terrestre est par retour, et dans une certaine mesure, dispersé par l'atmosphère. La composante diffuse du rayonnement solaire est une part significative du rayonnement solaire total atteignant la surface terrestre, et ce rayonnement diffus est anisotropiquement distribué par le ciel.

Par un jour nuageux, presque tout le rayonnement solaire arrivant sur Terre est diffus ; et par temps clair, environ 15-20% de tout le rayonnement solaire atteignant la Terre est diffus.

Le rayonnement atteignant la surface terrestre directement à partir du disque du soleil s'appelle le **rayonnement direct** (figure 2.6).

L'importance du rayonnement direct dépend de l'atténuation par l'atmosphère due à la dispersion et à l'absorption. Par temps clair, environ 80% du rayonnement atteignant la Terre est du rayonnement direct. Ces distinctions sont importantes pour des applications de énergie solaire, car les capteurs solaires à concentration utilisent seulement le rayonnement solaire direct, alors que les capteurs solaires thermiques plans valorisent tout le rayonnement solaire.

Les nuages absorbent peu le rayonnement solaire, ce qui explique pourquoi ils ne s'évaporent pas au soleil. L'effet des nuages sur le rayonnement solaire est principalement de la dispersion et de la réflexion.

La pollution atmosphérique en particulier urbaine, la fumée des incendies de forêt, et les cendres aéroportées résultant de l'activité volcanique réduisent le rayonnement solaire en augmentant la dispersion et l'absorption du rayonnement solaire. Ceci a une plus grande incidence sur le rayonnement direct que sur le



rayonnement solaire total.

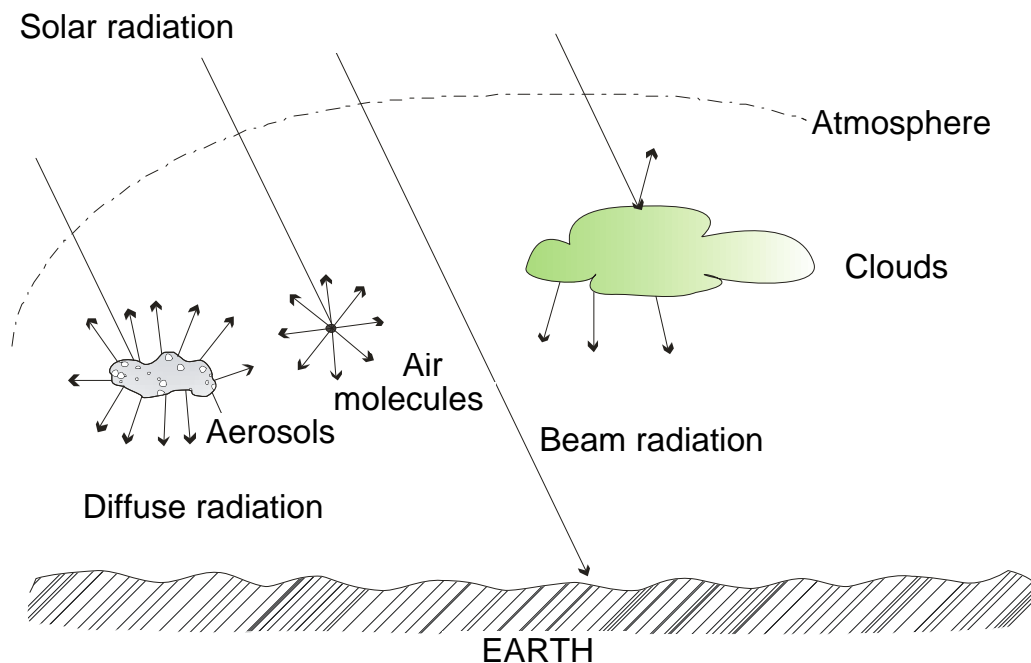


Figure 2.6 : Les effets de l’atmosphère sur le rayonnement solaire

Le terme « rayonnement » est généralement utilisé pour l'énergie du soleil, et quand une différenciation entre puissance et énergie est exigée, les termes d'irradiance (également appelée éclairement) ou d'irradiation sont utilisés. L'irradiance (éclairement) est une mesure de l'énergie solaire reçue selon l'unité de surface, exprimée en Watts par mètre carré ( $W/m^2$ ), où 1 Watt (W) est égal à 1 Joule (J) par seconde. L'irradiation est une intégrale dans le temps de l'irradiance (éclairement) pendant un intervalle de temps. Ainsi, l'irradiation est une mesure de l'énergie solaire reçue par mètre carré pendant une heure. Par exemple : une irradiance (éclairement) moyenne de  $500 W/m^2$  pendant une heure fournit une irradiation de  $500 Wh/m^2$  ou  $1800 kJ/m^2$ .

Les symboles généralement utilisés pour le rayonnement solaire sont comme suit : G est utilisé pour des valeurs instantanées, I pour des valeurs horaires, et H pour des valeurs quotidiennes, hebdomadaires, mensuelles, ou annuelles. Ces symboles sont parfois associés à des indices inférieurs b pour le rayonnement direct, d pour le rayonnement diffus, 0 pour le rayonnement au-delà de l'atmosphère terrestre, T pour le rayonnement sur une face inclinée, et n pour le rayonnement sur un plan normal à la direction de propagation.

La somme du rayonnement direct  $G_b$ , et du rayonnement diffus  $G_d$  du ciel, sur une surface horizontale s'appelle le **rayonnement solaire total, (G)** et peut être écrit comme :

$$G = G_b + G_d \quad (2.3)$$

C'est ce rayonnement solaire qui est souvent désigné sous le nom de rayonnement solaire global. La figure 2.7 montre l'irradiance (éclairage) solaire mesurée sur une surface horizontale pendant un jour clair et nuageux en novembre à Athènes (37° 58' N). L'irradiance solaire totale atteignant la Terre pendant ce jour totalement nuageux est de forme diffuse.

Il convient de noter qu'en Europe centrale, approximativement 50% de l'irradiation solaire annuelle est de type diffus.

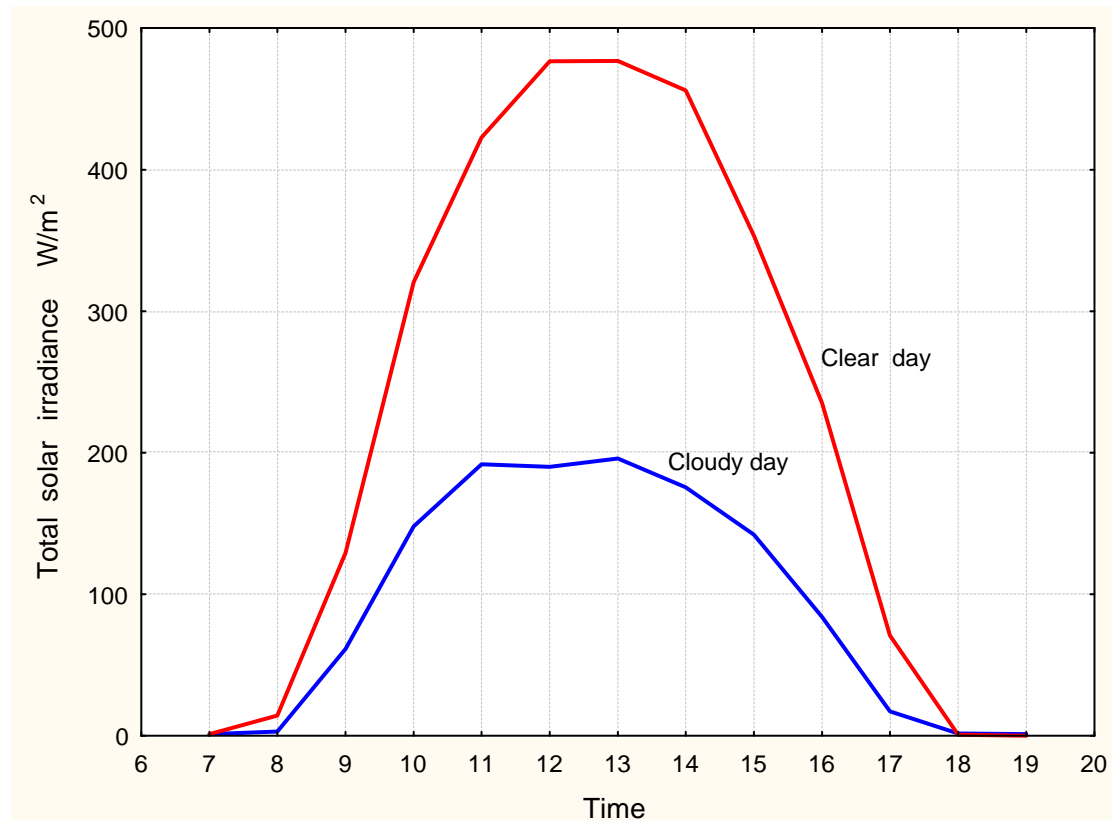


Figure 2.7 : L'irradiance solaire totale mesurée sur une surface horizontale pendant un jour clair et nuageux en novembre à Athènes (37° 58' N).

L'irradiance sur une surface unitaire et normale aux rayons du Soleil, en dehors de l'atmosphère de la Terre, à la distance moyenne Soleil-Terre, s'appelle la **constante solaire** ( $G_{sc}$ ). Des efforts considérables ont été faits [8] - [14] pour déterminer la valeur de la constante solaire. Une valeur citée dans la littérature est  $1353 \text{ Wm}^{-2}$ . Cependant, la valeur actuelle courante basée sur des mesures et des analyses récentes des données, est :

$$G_{sc} = 1367 \text{ Wm}^{-2} \quad (2.4)$$

Après quelques décennies de surveillance permanente par des capteurs à bord de divers satellites, on admet maintenant que cette « constante solaire » est mal nommée parce que la valeur énergétique solaire varie au fil du temps. Cependant, les variations ne sont pas assez grandes pour être prises en considération. De nos jours, cette valeur solaire variable devrait être désignée sous le nom d'irradiance

solaire totale (Total Solar Irradiance TSI), tandis que le terme « constante solaire » devrait être employé pour décrire seulement la moyenne à long terme de TSI. Théoriquement, le rayonnement est émis par le soleil sur l'ensemble des longueurs d'onde, de sorte que l'intégration de l'irradiance solaire sur tout le domaine de longueurs d'onde soit égale à la constante solaire. Cependant, 95% du rayonnement extraterrestre se situe dans la gamme de longueurs d'onde 0,2 à 2,6  $\mu\text{m}$ , et 99% dans l'intervalle 0,217 à 10,94  $\mu\text{m}$ .

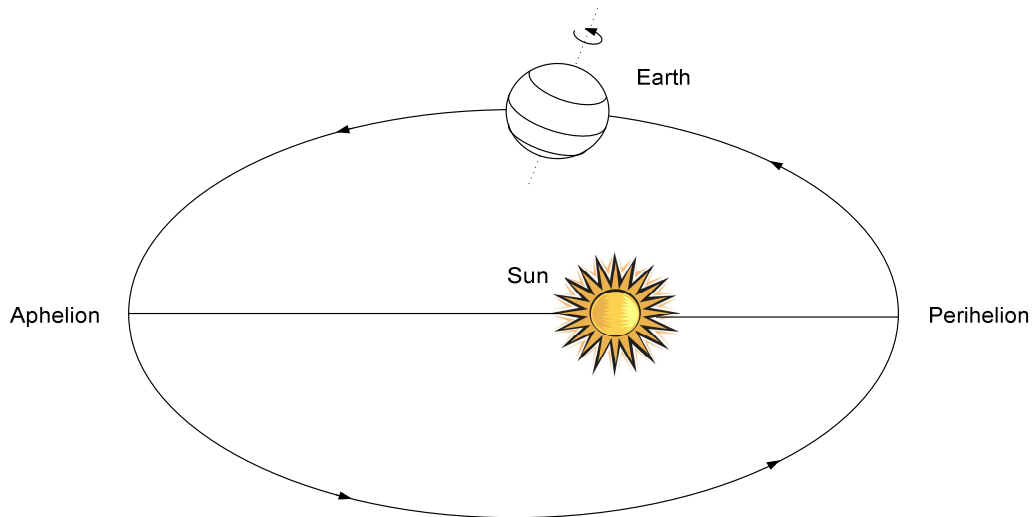


Figure 2.8 : L'orbite elliptique annuelle de la Terre autour du Soleil

En raison de l'orbite elliptique de la Terre autour du Soleil (Fig. 2.8), la distance entre le Soleil et la Terre varie au cours de l'année, d'un minimum connu sous le nom de Périhélie et qui se produit vers le 3 janvier, à un maximum, appelé Aphélie, vers le 5 juillet. En conséquence, l'irradiance solaire extraterrestre varie également et sa valeur sur un plan normal au rayonnement calculée le *nième* jour de l'année, compté depuis le 1er janvier, peut être donnée par [15] :

$$G_{on} = G_{sc} \left[ 1 + 0.033 \cos \left( \frac{360n}{365} \right) \right] \quad (2.5)$$

La variation annuelle de l'irradiance solaire extraterrestre est présentée à la figure 2.9.

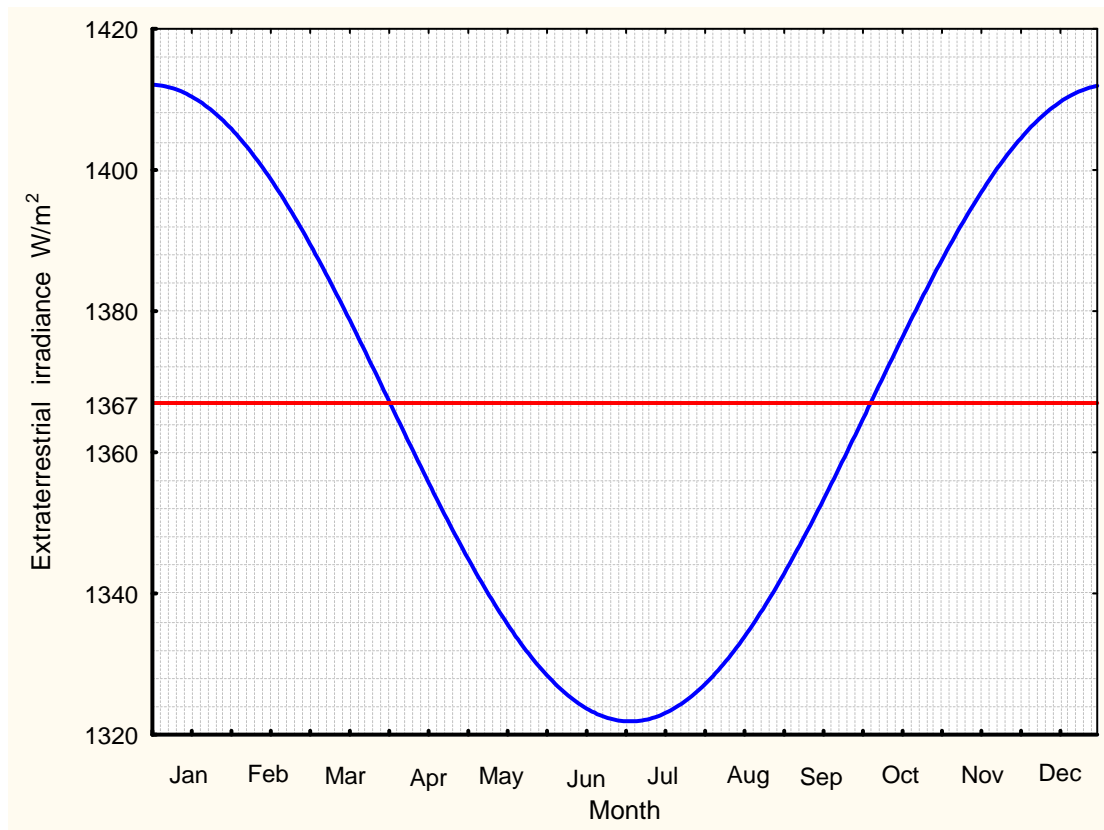


Figure 2.9 : La variation annuelle de l'irradiance solaire extraterrestre

## 2.4 Distribution de l'irradiation solaire en Europe

Les cartes constituent l'une des formes les plus pratiques pour obtenir l'information sur les données de rayonnement solaire. Les cartes donnent une impression générale des caractéristiques à grande échelle de la disponibilité et de la distribution du rayonnement solaire sans avoir accès aux conditions météorologiques locales. Pour cette raison, ces données doivent être utilisées avec précaution. Le rayonnement solaire est mesuré au sol par des stations de mesure mises en réseau. La figure 2.10 affiche une carte de l'irradiation solaire totale annuelle pour l'Europe sur une surface horizontale. Cette carte donne la connaissance sur l'irradiation solaire disponible au niveau du sol, qui est de première importance pour des applications solaires. Cette carte est fournie par « *MeteoNorm* » [16], et est basée sur de nombreuses bases de données climatologiques et sur des modèles de calcul. Récemment, des cartes équivalentes ont été produites, utilisant des images satellite pour des mesures de rayonnement solaire dans des zones de faible densité de mesures au sol. De cette carte, il est remarquable que les niveaux solaires d'irradiation diminuent généralement avec l'augmentation de la latitude, parce que les rayons du soleil ont un trajet dans l'atmosphère plus court dans des latitudes inférieures que dans des latitudes plus élevées. Par conséquent, dans les pays européens du sud la disponibilité de l'énergie solaire est plus favorable que dans les pays européens du nord.

En plus de l'effet latitudinal, on peut voir de cette carte qu'il y a également une variation d'irradiation solaire due aux conditions climatologiques locales dans des

zones de même latitude.

Une base de données très importante de rayonnement solaire pour l'Europe est également fournie par « *l'Atlas Européen du Rayonnement Solaire* » [17, 18]. C'est un puissant outil pour les ingénieurs solaires, les chercheurs et les étudiants. Cet atlas fournit, notamment, les cartes colorées du total moyen mensuel, le rayonnement direct et le rayonnement diffus sur une surface horizontale.

Figure 2.10 : L'irradiation solaire totale annuelle pour l'Europe sur une surface horizontale (METEONORM).

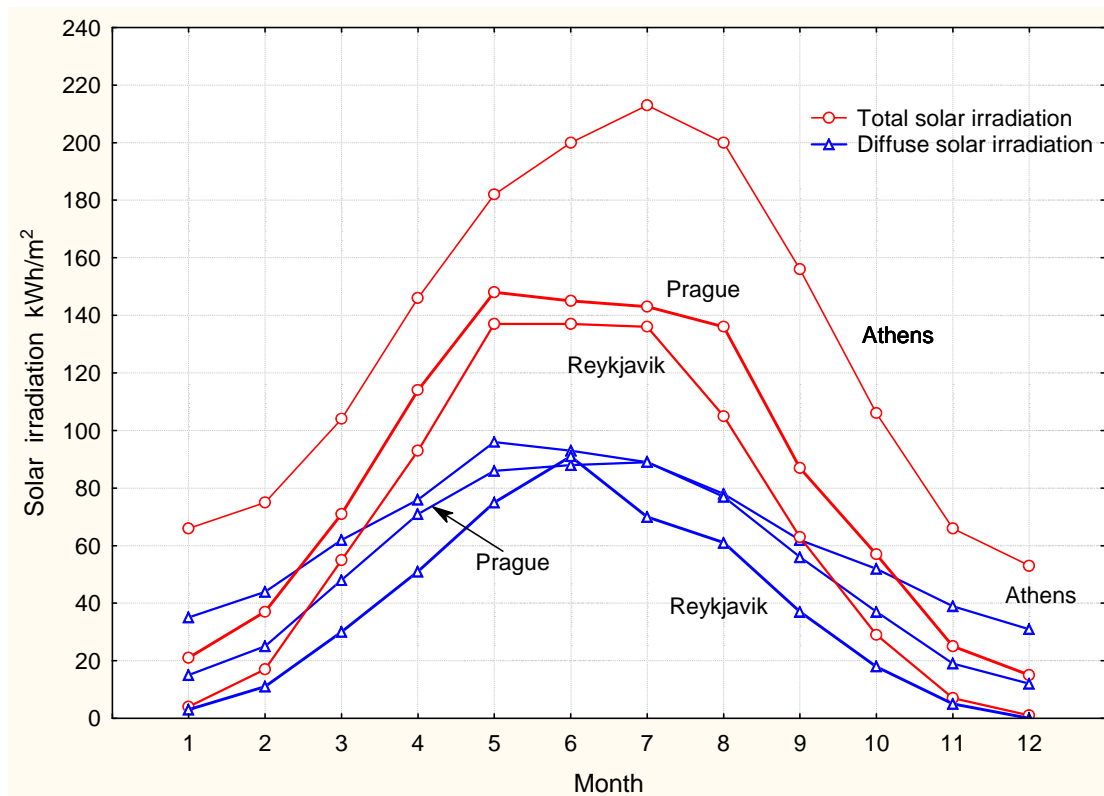


Figure 2.11 : Les irradiations solaires totales et diffuses mensuelles sur une surface horizontale à Athènes (37° 58' N), Prague (50° 06' N) et Reykjavik (64° 08' N).

On peut voir en Figure 2.11 que l'irradiation solaire totale annuelle sur une surface horizontale à Athènes (37° 58' N) est de 1564 kWh/m<sup>2</sup>, à Prague (50° 06' N) elle est de 996 kWh/m<sup>2</sup>, et à Reykjavik (64°08' N) de 781 kWh/m<sup>2</sup>.

En outre, la part d'irradiation solaire totale diffuse est plus élevée en hiver. Ainsi, en décembre à Prague, la part d'irradiation solaire totale qui est diffuse est de 86%, alors qu'en juin elle est de 61%. On voit également que la latitude affecte très peu l'irradiation diffuse pendant l'été.

## 2.5 La mesure du rayonnement solaire

Pour la conception, le dimensionnement, l'évaluation des performances et la recherche des applications à énergie solaire, les données de rayonnement solaire sont nécessaires. Ces données incluent le rayonnement solaire total, le rayonnement diffus et la durée d'ensoleillement. Les instruments pour mesurer les paramètres du rayonnement solaire seront décrits brièvement dans les sections ultérieures. Il y a beaucoup de modèles de ces instruments, et la sélection dépend de leur coût, du niveau d'exactitude souhaité et de leur complexité.

Des mesures du rayonnement solaire total sont faites au moyen de pyranomètres, alors que le rayonnement direct peut être mesuré par un instrument appelé le pyréliomètre. Le pyranomètre peut également mesurer le rayonnement solaire diffus si l'élément de détection est masqué du rayonnement direct. Le rayonnement solaire total est la variable principale pour concevoir les systèmes solaires. Les mesures par pyréliomètre sont essentielles aux données requises pour prévoir la

performance des capteurs solaires à concentration. En complément, on enregistre la durée d'ensoleillement. Des mesures de durée d'ensoleillement peuvent être entrées dans des modèles pour estimer l'irradiation solaire totale [19, 20].

### 2.5.1 Pyranomètre

L'instrument mesurant l'irradiance solaire totale sur une surface plane, et provenant d'un angle solide  $2\pi$  s'appelle le pyranomètre. La plupart des pyranomètres utilisés généralement aujourd'hui sont basés sur l'effet thermoélectrique ou photoélectrique.

L'effet thermoélectrique consiste en la génération d'une force électromotrice en présence d'une différence de température entre deux jonctions, qui sont constituées par deux semi-conducteurs différents dont les extrémités sont connectées ensemble. Ceci génère un courant continu dans les semi-conducteurs sous réserve d'avoir une boucle fermée. La tension créée est de l'ordre de quelques microvolts selon la différence de degrés Celsius.

Le pyranomètre, qui est basé sur l'effet thermoélectrique, se compose habituellement d'une surface noire qui s'échauffe une fois exposée au rayonnement solaire. Les jonctions chaudes sont fixées à la surface noire, alors que les jonctions froides sont localisées de telle manière qu'elles ne reçoivent pas le rayonnement. La force électromotrice produite par la différence de température entre la surface noire et la surface non exposée est liée à la quantité d'irradiance incidente. La surface noire est protégée de l'environnement par deux dômes hémisphériques concentriques en verre optique ayant d'excellentes caractéristiques de transmission. La réponse est linéarisée et calibrée, de sorte que la sortie électrique puisse être aisément détectée, enregistrée et intégrée au fil du temps. Une section schématique d'un pyranomètre est affichée à la figure 2.12.

Figure 2.12 : La section du schéma de principe d'un pyranomètre

Il existe des pyranomètres de grande précision. Ils se composent d'un disque noir en céramique ( $Al_2O_3$ ) qui se comporte comme élément de détection, et absorbe l'énergie incidente. Cent thermocouples sont imprimés sur ce disque. Seul le cadre périphérique du disque est en bon contact thermique avec le corps du pyranomètre, qui joue le rôle de dissipateur de chaleur. Les cent jonctions froides sont situées près de ce cadre. Les cent jonctions chaudes sont situées près du centre du disque selon un agencement de symétrie circulaire. Quand le pyranomètre est soumis au rayonnement, l'énergie absorbée est dissipée sous la forme d'un écoulement de chaleur du centre vers le bord du disque. La différence de température aux bornes de la résistance thermique du disque crée une force électromotrice qui est mesurée par un voltmètre. Deux dômes en verre protègent l'élément de détection des intempéries. Certains pyranomètres sont équipés de boucliers de rayonnement qui réduisent le chauffage du corps du pyranomètre par le rayonnement solaire.

Des pyranomètres moins coûteux d'une précision inférieure sont disponibles pour un usage plus commun. Un tel instrument présente alternativement des surfaces absorbantes (zones noires) et réfléchissantes (zones blanches) (Fig. 2.13). Quand celles-ci sont exposées à l'irradiation solaire, les sections absorbantes chaufferont à une température plus élevée que les sections réfléchissantes, et l'irradiance solaire (éclairage) est alors obtenu en mesurant la tension électrique produite.

Les pyranomètres qui sont basés sur l'effet photoélectrique ont une pile solaire photovoltaïque de silicium en tant qu'élément de détection. La cellule est un semi-conducteur qui convertit directement la lumière en courant électrique continu. Bien que la précision ne soit pas très grande, elle peut être adaptée à beaucoup d'usages intégrant des périodes d'une journée ou plus. Les imprécisions dans les mesures viennent de quelques caractéristiques indésirables des cellules de silicium, notamment leur réponse spectrale sélective.



Figure 2.13 : Le pyranomètre monochrome

Le pyranomètre peut également être utilisé pour la mesure du rayonnement solaire diffus, à condition qu'il soit équipé d'un arceau d'ombrage pour s'affranchir de l'irradiance solaire directe. L'arceau d'ombrage est monté sur un axe incliné par rapport au plan horizontal d'un angle égal à la latitude du site, de manière à ce que le plan de l'arceau soit parallèle au plan défini par le mouvement quotidien du soleil. Etant donné que l'arceau d'ombrage masque une part conséquente du ciel, les mesures exigent des corrections pour la partie du rayonnement diffus masqué par l'arceau. L'exactitude de cette correction est importante puisque n'importe quel calcul ultérieur de la composante directe sera affectée, en particulier pour des angles proches du zénith. Les corrections devront être appliquées selon les instructions du fabricant.

### **2.5.2 Pyrhéliomètre**

L'instrument mesurant le rayonnement solaire direct s'appelle le pyrhéliomètre. L'élément de détection du pyrhéliomètre est situé en partie inférieure d'un tube cylindrique équipé d'une série de diaphragmes annulaires, de sorte que seulement le rayonnement solaire d'incident presque normale puisse atteindre le bas du tube. Dans le cas du pyrhéliomètre le plus courant, l'élément sensible est basé sur l'effet thermoélectrique, et l'ouverture circulaire située de l'autre côté du tube présente un angle d'ouverture d'environ  $6^\circ$  pour recevoir le rayonnement solaire. Comme le disque du soleil sous-tend un angle approximativement égal à  $0,5^\circ$ , il est évident que le pyrhéliomètre mesure une petite partie du ciel autour du soleil. Un schéma de la section d'un pyrhéliomètre est présenté à la figure 2.14.

Figure 2.14 : La section du schéma d'un pyréliomètre

Un tel pyréliomètre utilise des semi-conducteurs différents type 40 jonctions (constantan-manganin) avec les jonctions chaudes sollicitées par le rayonnement et la jonction froide en bon contact thermique avec le tube du pyréliomètre. Quand ceux-ci sont exposés au rayonnement solaire les jonctions chaudes chaufferont à une température plus élevée que les jonctions froides, et la différence de température génère une mesure du rayonnement incident. Puisque l'angle d'ouverture du pyréliomètre est petit, et afin de fournir des mesures continues, le tube doit être constamment dirigé vers le soleil. Pour cette raison, certains pyréliomètres sont montés sur un système de suivi du soleil (tracker solaire), pour dépister le mouvement apparent quotidien et saisonnier du soleil.

### 2.5.3 Héliographe

L'héliographe est un instrument pour mesurer la durée d'ensoleillement. La durée d'ensoleillement est définie comme le temps pendant lequel le soleil est assez intense pour générer une ombre. L'Organisation Météorologique Mondiale (World Meteorological Organization) la définit comme le temps pendant lequel le rayonnement solaire direct dépasse le niveau de  $120 \text{ W/m}^2$ .

Deux types d'appareils sont essentiellement utilisés ; le premier est basé sur le principe de focalisation et le deuxième sur l'effet photoélectrique.

Le premier type d'appareil se compose d'une sphère en verre approximativement de 10 cm de diamètre, elle-même positionnée concentriquement au sein d'une cuvette sphérique, dont le diamètre est tel que les rayons du soleil peuvent être concentrés sur un support papier muni d'une échelle temporelle, et maintenu en place par des cannelures dans la cuvette (figure 2.15). Le support papier est brûlé dès qu'il y a du soleil. Ainsi, la partie brûlée du support indiquera la durée journalière d'ensoleillement. Il existe trois supports papier différents : ceux pour l'été, ceux pour l'hiver et ceux pour les périodes proches des équinoxes.

Figure 2.15 : L'héliographe, instrument de mesure de la durée d'ensoleillement

Ce type d'enregistreur de la durée d'ensoleillement ne répond pas bien en début et fin de journée, quand l'intensité des rayons du soleil est trop faible. En outre, l'humidité peut affecter le papier enregistreur. Par conséquent, dans une atmosphère sèche la brûlure du papier peut débuter à environ  $70 \text{ W/m}^2$ , alors que dans une atmosphère très humide la brûlure ne sera effective qu'à partir de  $280 \text{ W/m}^2$ .

L'héliographe, qui est basé sur l'effet photoélectrique, se compose de deux cellules photovoltaïques avec une cellule exposée au rayonnement solaire direct, et l'autre cellule influencée par un arceau d'ombrage. Dans le cas du rayonnement diffus, les deux cellules ont la même sortie analogique. Via sa cellule exposée, le rayonnement solaire direct génère un signal plus élevé que celui délivré par la cellule ombragée. La différence de rayonnement décelée entre les deux cellules déclenche la mesure de la durée d'ensoleillement.

## Références

- [1] Robinson, N. 1966. (ed.), *Solar Radiation*, Elsevier, Amsterdam.
- [2] Iqbal, M. 1983. "An introduction to Solar Radiation". Academic Press, Toronto.
- [3] Mani A. and O. Chacko.1980. "Attenuation of solar radiation in the atmosphere" *Solar Energy* 24, 347-349.
- [4] Boer K.W. 1977. "The solar spectrum at typical clear weather days". *Solar Energy*, 19, 525-538.
- [5] Thekaekara, M. P.1977. "Solar irradiance, total and spectral" In *Solar Energy engineering*, ed. Sayigh, A.A.M., Academic Press, London.
- [6] Garg, H. P. 1982. *Treatise on Solar Energy*, Vol. I, Wiley-Interscience, Chichester.
- [7] Kondratyev, K. Y. 1969. *Radiation in the Atmosphere*, Academic, New York.
- [8] ASTM, 2000. Standard solar constant and zero air mass solar spectral irradiance tables. Standard E490-00. American Society for Testing and Materials, West Conshohocken, PA.
- [9] Duncan, C. H., R. C. Willson, J. M. Kendall, R. G. Harrison, and J. R. Hickey.1982. "Latest Rocket Measurements of the Solar Constant." *Solar Energy*, 28, 385.

- [10] Hickey, J. R., B. M. Alton, F. J. Griffin, H. Jacobowitz, P. Pelligrino, R. H. Maschhoff, E. A. Smith, and T. H. Vonder Haar. 1982. "Extraterrestrial Solar Irradiance Variability: Two and One-Half Years of Measurements from Nimbus 7." *Solar Energy*, 28, 443.
- [11] Thekaekara, M. P. 1976. "Solar Radiation Measurement: Techniques and Instrumentation" *Solar Energy*, 18, 309-325.
- [12] Thekaekara M.P. 1973. "Solar energy outside the earth's atmosphere". *Solar Energy*, 14, 109-127.
- [13] Thekaekara, M. P. and A. J. Drummond. 1971. "Standard Values for the Solar Constant and Its Spectral Components." *Natl. Phys. Sci.*, 229, 6.
- [14] Gueymard A. Christian. 2004. "The sun's total and spectral irradiance for solar energy applications and solar radiation models". *Solar Energy*, 76:4, 423-453.
- [15] Duffie, J. A. and W. A. Beckman. 2006. "Solar Engineering of thermal Processes" John Wiley & Sons, Inc.
- [16] Meteororm . Information available at [www.meteororm.com](http://www.meteororm.com)
- [17] Page J., M. Albuissou, L. Wald. 2001. "The European solar radiation atlas: A valuable digital tool". *Solar Energy* 71:1, 81-83.
- [18] European Solar Radiation Atlas. Information available at <http://www.ensmp.fr>
- [19] Latimer J.R. 1980. "Solar radiation measurement methods". An Introduction to meteorological measurements and data handling for solar energy applications IEA, DOE/ER-0084.
- [20] Perrin de Brichambaut C., G. Lamboley. 1974. Le rayonnement solaire au sol et ses mesures. Cahier AFEDS, No 1, Ed. Europeennes Thernique et Industrie.

## Lectures complémentaires

- Bernard, R., G. Menguy, M. Schwartz. 1980. Le Rayonnement solaire. Conversion thermique et applications. 2e édition, Technique & Documentation Lavoisier.
- Bird, R. E., R. L. Hulstrom, A.W.Kliman, and H.G. Eldering 1982. "Solar spectral measurements in the terrestrial environment" *Applied Optics* 21, 1430-1436.
- Braslau N. and J. V. Dave. 1973. "Effect of aerosols on the transfer of solar energy through realistic model atmospheres" *J. Appl. Meteor.* 12, 601-619.
- Brunger, A. P. and F.C. Hooper, "Anisotropic sky radiance model based on narrow field of view measurements of shortwave radiance", *Solar Energy*, 51:1, 53-64, 1993.
- Coulson K. L. 1975. "Solar and Terrestrial Radiation". Academic Press, New York.
- Dickinson, W.C. and P. N. Chermisinoff (eds). 1982. *Solar Energy Technology Handbook*, Butterworths, London.
- Gueymard, C., 1993. "Critical analysis and performance assessment of clear sky solar irradiance models using theoretical and measured data" *Solar Energy* 51, 121-138.
- Kierkus, W. T. and Colborne W. G. 1989. "Diffuse solar radiation-daily and monthly values as affected by snow cover". *Solar Energy* 42, 143-147.
- Le Baron, B. A., J. J. Michalsky, and R. Perez. 1990. "A simple procedure for correcting shadow band data for all sky conditions" *Solar Energy* 44, 249-256.
- National Renewable Energy Laboratory <http://rredc.nrel.gov>
- Nick Strobel's Astronomy Notes. Go to his site at <http://www.astronomynotes.com/>
- Painter H. E. 1981. "The shade ring correction for diffuse irradiance measurements" *Solar Energy* 26, 361-363.
- Shettle E. P., and A. E. S. Green 1974. "Multiple scattering calculation of the middle ultraviolet reaching the ground" *Applied Optics* 13, 1567-1581.
- Van Heuklon T. K. 1979. "Estimating atmospheric ozone for solar radiation models" *Solar Energy* 22, 63-68.