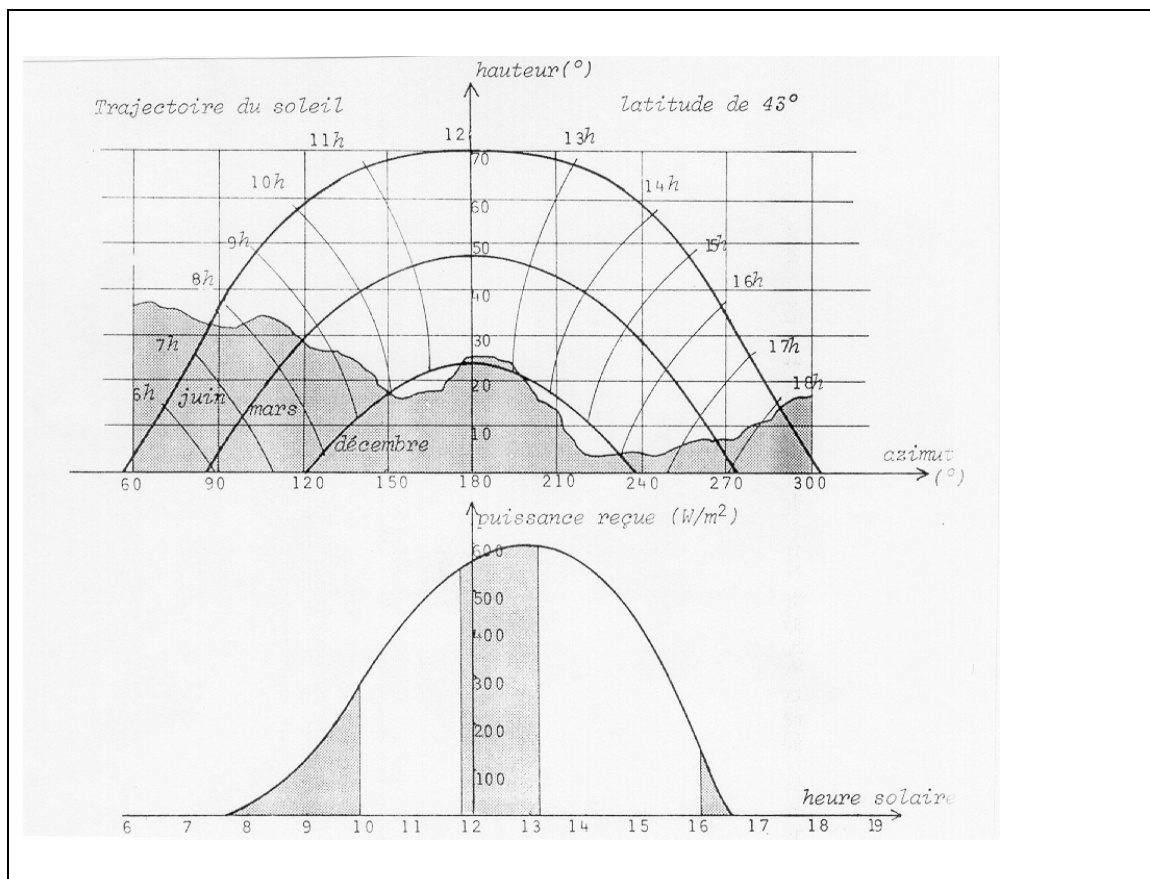


Gisement solaire et transferts énergétiques



Master Energies Renouvelables

Université de CERGY-PONTOISE

© Alain Ricaud Jan 2011

TABLE

<i>LE RAYONNEMENT SOLAIRE</i>	5
1 Eléments de photométrie	5
1.1 Flux énergétique du rayonnement	5
1.2 Spectre d'énergie de la radiation d'un corps noir	5
1.2.1 Loi de Stefan-Boltzmann	5
1.3 Sensibilité spectrale d'un récepteur	8
1.4 Le problème de la photométrie	9
1.5 Grandeurs photométriques	9
1.5.1 Intensité lumineuse d'une source étendue	9
1.5.2 Eclairage d'un écran	10
1.5.3 Luminance d'une source étendue dans une direction donnée	10
1.5.4 Loi de Lambert	11
1.5.5 Etendue géométrique d'un pinceau de rayons	11
1.5.6 Unités photométriques:	11
2 Le soleil comme un corps noir	12
2.1 Définition du corps noir	12
2.2 Brillance du corps noir	12
2.3 Pouvoir émissif du corps noir	13
2.4 Données relatives au soleil	13
2.5 Constante et spectre solaire hors atmosphère	14
3 Rôle de l'atmosphère terrestre et rayonnement au sol	16
3.1 Rôle de l'atmosphère	16
3.1.1 La structure de l'atmosphère	16
3.1.2 La composition de l'atmosphère:	17
3.1.3 Rôle de l'eau:	17
3.1.4 Rôle de l'ozone:	17
3.2 Rayonnement au sol	17
3.2.1 Nombre d'air-masse	18
3.2.2 Absorption par l'atmosphère:	18
3.2.3 Diffusion par l'atmosphère	19
3.2.4 Facteur de trouble de Link	20
3.3 Spectres de référence	21
3.4 Potentiel de l'énergie solaire	23
3.5 Rayonnement diffus	23
3.6 Albédo	24
4 Repérage et mesures d'ensoleillement	25
4.1 Repérage du soleil dans le ciel	25
4.1.1 La longitude λ	25
4.1.2 La latitude φ	25
4.1.3 La déclinaison solaire δ	25
4.1.4 L'angle horaire ω (ou AH)	26
4.1.5 Les cinq temps	27
4.1.6 Mouvement apparent	29
4.1.7 Hauteur angulaire	30
4.1.8 Azimut	31
4.1.9 Système de coordonnées équatoriales	31
4.1.10 Abaque d'ensoleillement pour une latitude donnée	32
4.2 Hauteur versus azimut	33
4.3 Mesure sur une surface d'inclinaison quelconque	34
4.3.1 Mesure par ciel clair sur une surface horizontale	34
4.3.2 Expression du rayonnement direct reçu sur un plan quelconque	34
4.3.3 Composante diffuse pour une surface d'orientation quelconque	37
4.3.4 La fraction d'insolation σ	37

4.3.5	Rayonnement direct.....	38
4.3.6	Rayonnement diffus.....	39
4.3.7	Rayonnement global.....	39
4.4	Intégration journalière.....	40
4.4.1	Estimation des valeurs quotidiennes moyennes de l'irradiation.....	40
4.4.2	Surface verticale: exemple simple.....	40
4.4.3	Variations annuelles de l'irradiation quotidienne:.....	41
4.4.4	Profils types d'irradiations mensuelles.....	42
4.4.5	Irradiation fonction de l'inclinaison et de l'orientation.....	44
4.4.6	Masques.....	45
5	Logiciels de dimensionnement solaire.....	46
5.1	Outils sur le gisement solaire, l'irradiation et les données climatiques.....	46
5.2	Outils sur la simulation de la production d'énergie photovoltaïque.....	48
5.3	Outils sur la simulation de systèmes solaires thermiques.....	48
5.4	Outils sur la simulation solaire passive.....	49
5.5	Outils d'analyse de cycle de vie.....	49
5.6	Outils divers en rapport avec les projets solaires.....	49
6	Appareils de mesure, calibration.....	50
6.1	L'héliographe.....	50
6.1.1	Mesure des durées d'ensoleillement.....	50
6.2	Le pyranomètre.....	51
6.3	Le pyréliomètre.....	52
6.4	Le spectro-radiomètre.....	53
6.5	Les photopiles de référence.....	54
	<i>ARCHELIOS™</i>	55
1	Présentation du logiciel.....	55
1.1	Gisement solaire.....	56
1.1.1	Rayonnement par ciel clair.....	56
1.1.2	Rayonnement horizontal par ciel quelconque.....	58
1.1.3	Rayonnement sur une surface inclinée (ciel quelconque).....	59
1.1.4	Effet des masques.....	61
	Système de suivi.....	63
	Suivi équatorial.....	63
	Rotation autour d'un axe horizontal Nord-Sud.....	63
	Suivi azimutal.....	63
	Suivi deux axes.....	63
	<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	64
	<i>TRANSFERTS ENERGETIQUES</i>	66
1	Rayonnement.....	66
1.1	Corps noir.....	66
1.2	Rayonnement terrestre.....	67
1.3	Rayonnement atmosphérique.....	67
2	Bilan.....	69
2.1	Bilan radiatif total.....	69
2.1.1	NUIT.....	69
2.1.2	JOUR.....	69
2.2	Bilan énergétique.....	71
3	Effet de serre.....	73
3.1	Etude statique d'un capteur plan.....	73
3.2	Refroidissement nocturne.....	78

Le rayonnement solaire

Introduction

Dans ce chapitre nous allons tout d'abord nous familiariser avec quelques notions de photométrie dont il nous a paru utile de rappeler les définitions tant il est vrai que les notions de flux, d'intensité et d'énergie sont maltraitées dans la pratique. Nous pourrons ensuite caractériser le soleil en le considérant comme un corps noir à la température de sa surface. On en déduira la constante solaire hors atmosphère. Nous étudierons ensuite les principaux phénomènes atmosphériques qui limitent le rayonnement solaire au sol. Puis, nous donnerons les outils trigonométriques permettant de repérer le soleil dans le ciel. Par étapes successives à partir de situations simples, nous élaborerons alors la formule la plus générale exprimant le rayonnement solaire sur un plan d'orientation quelconque. Nous décrirons enfin les appareils de mesure et de calibration et nous terminerons par un bref aperçu sur la collecte des données météorologiques.

1 Eléments de photométrie

Une source lumineuse telle qu'une lampe à incandescence n'est rien d'autre qu'un transformateur d'énergie. Le filament chauffé par un courant électrique émet un rayonnement dont la répartition spectrale dépend des caractéristiques du filament, du gaz qui l'entoure, de l'intensité du courant. Le rayonnement électromagnétique transporte à travers l'espace une certaine quantité d'énergie avec une certaine répartition spectrale. L'énergie transportée par unité de temps est la mesure naturelle de l'intensité d'un faisceau.

Pour effectuer cette mesure, nous utilisons un récepteur qui a lui même une certaine réponse spectrale, et qui transforme par exemple l'énergie électromagnétique:

- en influx nerveux s'il s'agit d'un oeil
- en courant électrique s'il s'agit d'une photopile
- en chaleur s'il s'agit d'un pyranomètre.

1.1 Flux énergétique du rayonnement

Un faisceau est caractérisé par la quantité d'énergie qu'il transporte; cette quantité mesurée par unité de temps est exprimée en Watts. On lui a donné le nom de flux d'énergie.

1.2 Spectre d'énergie de la radiation d'un corps noir

1.2.1 Loi de Stefan-Boltzmann

Soit une radiation électromagnétique en équilibre thermique dans une enceinte dont la paroi est à la température T . Considérons cette radiation comme une collection de photons indiscernables, dont le nombre total dépend de la température de la paroi.

La distribution de Planck ¹ donnant le nombre moyen $n(s)$ de photons dans chaque état s s'écrit:

$$n_s = \frac{1}{e^{\beta \cdot \varepsilon_s} - 1}$$

où $\beta = \frac{1}{k_B T}$ et ε_s est l'énergie d'un photon dans l'état s .

¹ Pour retrouver la démonstration conduisant à cette expression, on se référera utilement à l'ouvrage « Fundamental of statistical and thermal physics » Frederick Reif, Mac Graw-Hill Book Company, 1965.

L'état de chaque photon peut être déterminé par l'amplitude et la direction de son impulsion: $\vec{p} = h \cdot \vec{k}$ où $k = \frac{\omega}{c}$ et $\varepsilon = h \cdot \omega$ et par la direction de polarisation du champ électrique qui lui est associé. (k vecteur d'onde à ne pas confondre avec la constante de Boltzmann que l'on notera k_B).

En d'autres termes, pour chaque valeur du vecteur d'onde \mathbf{k} , il y a deux états possibles pour les photons correspondant aux deux possibilités de polarisation du champ électrique perpendiculaire à la direction de propagation.

Le nombre d'états possibles des photons dans un volume V est donné par:

$$2 \cdot \frac{V}{(2\pi)^3} d^3k \quad (\text{cf. cours de mécanique quantique}).$$

Le nombre moyen de photons par unité de volume ayant leur vecteur d'onde compris entre \mathbf{k} et $\mathbf{k}+d\mathbf{k}$ sera le produit du nombre d'états possibles par la probabilité de présence dans chacun des états:

$$f(k) \cdot d^3k = \frac{1}{e^{\beta\varepsilon} - 1} \cdot \frac{2}{(2\pi)^3} d^3k \quad \text{avec } d^3k = 4\pi \cdot k^2 dk \text{ et } k = \frac{2\pi}{\lambda}.$$

Si $u(\lambda, T)d\lambda$ dénote l'énergie moyenne par unité de volume des photons ayant les deux directions de polarisation dans l'intervalle de longueur d'onde $\lambda, \lambda + d\lambda$ et si chacun des photons a une énergie: $\varepsilon = \frac{h \cdot c}{\lambda}$, alors:

$$u(\lambda, T)d\lambda = \frac{8\pi \cdot h \cdot c}{\lambda^5} \cdot \frac{d\lambda}{\exp\left(\frac{\beta \cdot h \cdot c}{\lambda}\right) - 1}$$

formule que l'on peut écrire encore sous la forme réduite:

$$u(\eta, T)d\eta = \frac{8\pi}{h^3 \cdot c^3} \cdot (k \cdot T)^4 \cdot \frac{\eta^3 d\eta}{e^\eta - 1}$$

Cette distribution d'énergie présente un maximum pour : $\eta = \frac{h \cdot c}{\lambda \cdot k_B T} = 2.82 \cong 3$.

La Figure 1 montre la courbe d'émission du corps noir en unités réduites.

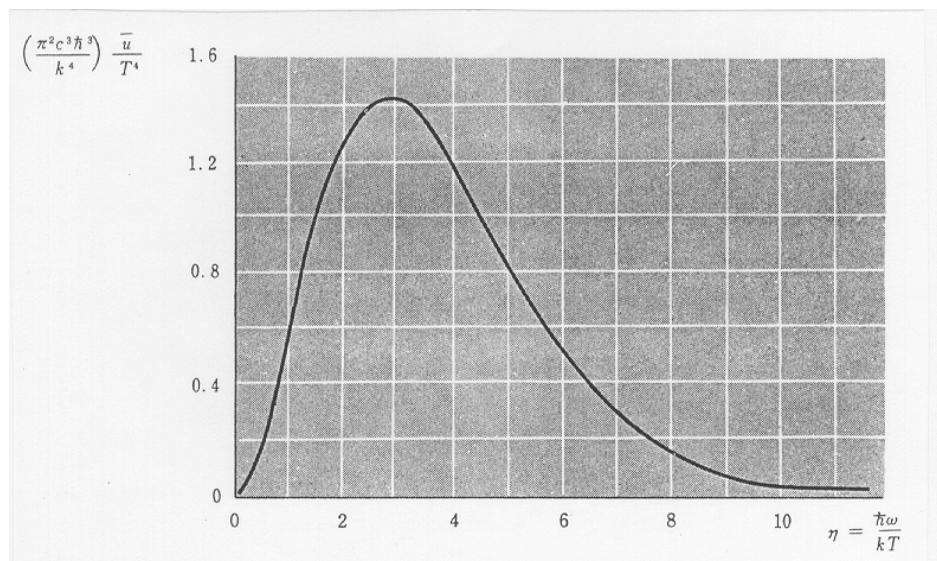


Figure 1 : courbe d'émission du corps noir en unités réduites

Historiquement, c'est pour rendre compte de la loi empiriquement constatée que Planck a introduit la notion de quantification de la lumière. En effet, pour les grandes longueurs d'ondes (photons peu énergétiques), quand $\frac{h.c}{\lambda} \ll k_B T$, la loi se réduit au résultat classique de Rayleigh-Jeans:

$$u(\lambda, T)d\lambda = \frac{8\pi.k_B T}{\lambda^4}.d\lambda$$

Une propriété intéressante de la distribution énergétique du corps noir est que si le maximum de densité d'énergie apparaît à T_1 pour une longueur d'onde λ_1 , et à T_2 pour une longueur d'onde λ_2 , alors:

$$\frac{h.c}{\lambda_1.k_B.T_1} = \frac{h.c}{\lambda_2.k_B.T_2} = 2.82$$

Cette relation est connue sous le nom de **loi de déplacement de Wien**.

Elle permet de mesurer les hautes températures en repérant la couleur du rayonnement thermique d'une source à la température T . Comme on le voit sur la Figure 2, ce procédé de pyrométrie optique ne marche que pour $T > 1500^\circ\text{K}$ (longueurs d'onde visibles).

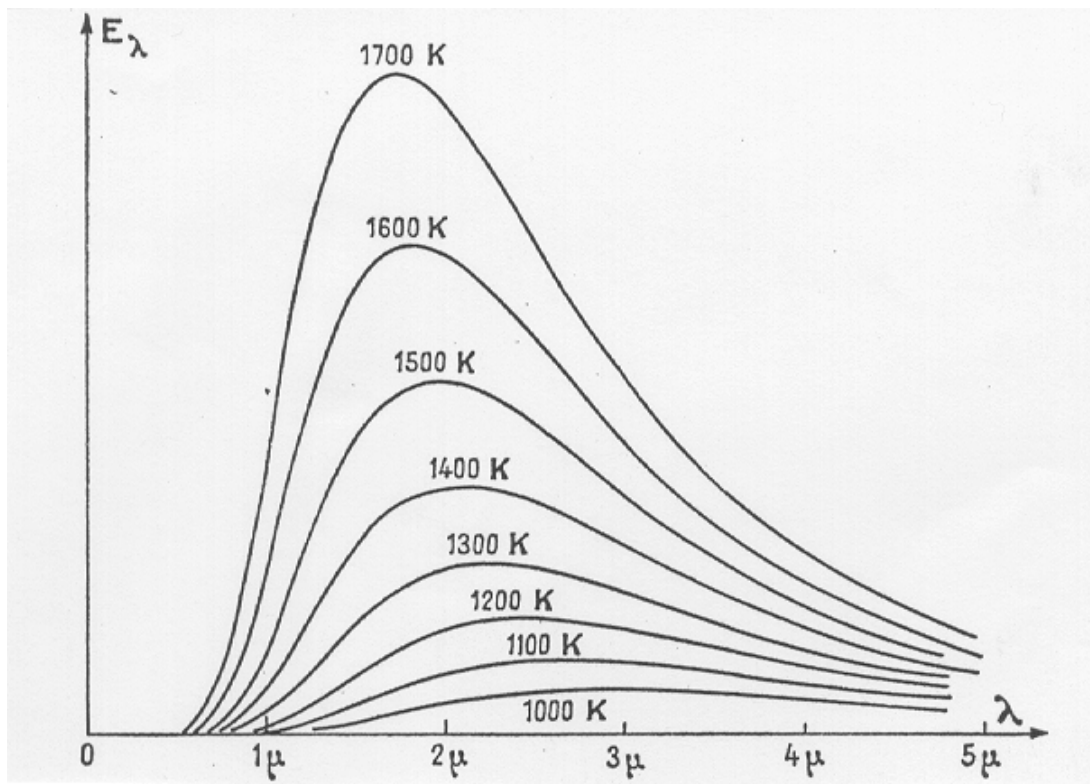


Figure 2 : loi de déplacement de Wien

La densité moyenne d'énergie totale intégrée sur toutes les fréquences vaut:

$$U(T) = \int_0^\infty u(\eta, T)d\eta = \frac{8\pi}{h^3.c^3}.(k_B.T)^4 \int_0^\infty \frac{\eta^3 d\eta}{e^\eta - 1} = \frac{8\pi}{h^3.c^3}.(k_B T)^4 \cdot \frac{\pi^4}{15} = \frac{8\pi^5.k_B^4}{15.h^3.c^3}.T^4$$

C'est la loi de Stefan-Boltzmann:

$U(T) = \sigma_0.T^4$ où la constante : $\sigma_0 = 7.55.10^{-16}$ n'est pas à proprement parler la constante de Stefan comme nous le verrons au chapitre 2-4.

1.3 Sensibilité spectrale d'un récepteur

Un récepteur de radiations est un système qui transforme l'énergie du rayonnement qu'il reçoit en un phénomène observable. Il est dit non sélectif si à flux énergétique égal, il réagit de la même manière quelle que soit la longueur d'onde du rayonnement qu'il reçoit. A tout récepteur est associée une courbe spectrale de sensibilité $S(\lambda)$. Cette courbe traduit la valeur de la réponse R du récepteur à un flux énergétique indépendant de la longueur d'onde λ . La Figure 3 représente le spectre solaire énergétique normalisé au niveau de la mer et la Figure 4 représente les courbes de réponse spectrales de l'oeil humain, d'une photopile au Silicium amorphe qui encadre parfaitement la précédente, et d'une photopile au Silicium cristallin, dont le maximum de sensibilité est fortement décalé vers le rouge par rapport aux deux premiers.

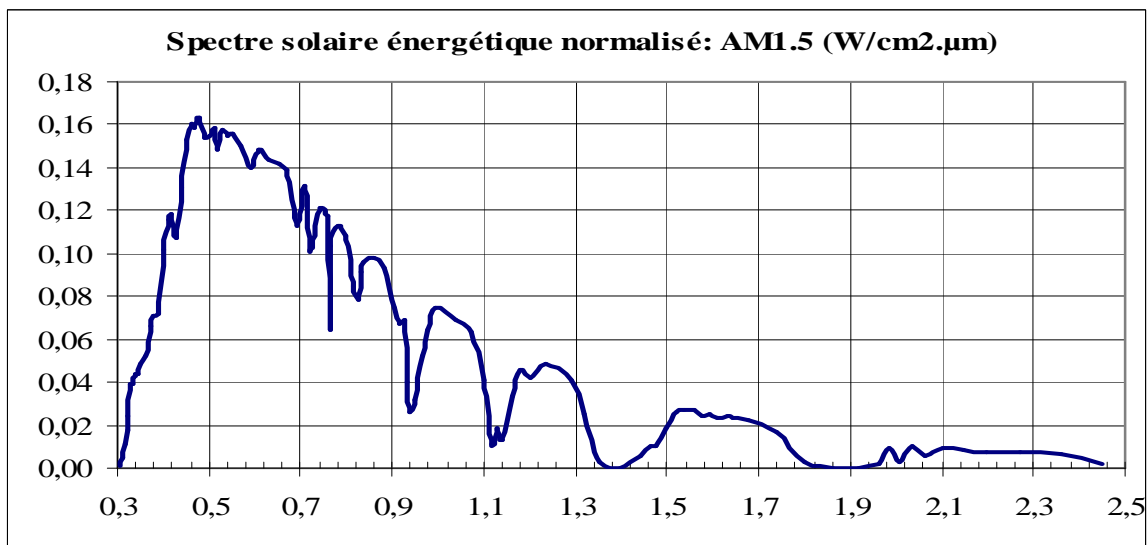


Figure 3 : Spectre solaire énergétique normalisé à 100 mW/cm²: AM1.5 from R.Hulstrom, R. Bird, C.Riordan, Solar cells, Vol. 15, p.365 1985

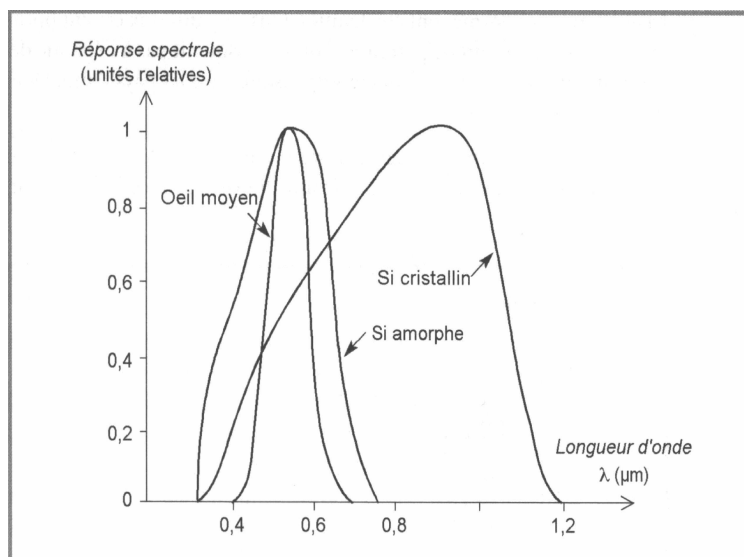


Figure 4 : Courbes de réponse spectrales comparées de l'oeil humain, d'une photopile au Silicium cristallin et au silicium amorphe.

1.4 Le problème de la photométrie

Lorsqu'on effectue des mesures photométriques, on est amené à établir l'égalité de deux flux ou à mesurer la valeur de leur rapport avec un récepteur approprié.

Entre les longueurs d'onde λ et $\lambda + d\lambda$, une source émet un flux qui a pour valeur:
 $dF = E(\lambda) d\lambda$. La réponse d'un récepteur caractérisé par une sensibilité $S(\lambda)$, sera:
 $dR = E(\lambda) \cdot S(\lambda) d\lambda$.

Pour une source E_1 qui émet dans une plage de longueur d'onde comprise entre λ_1 et λ_2 , le flux d'énergie vaudra:

$$F_1 = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} E_1(\lambda) d\lambda$$

et le récepteur S indiquera une réponse:

$$R_1 = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} E_1(\lambda) \cdot S(\lambda) \cdot d\lambda$$

Pour une source E_2 qui émet dans une plage de longueur d'onde comprise entre λ_1 et λ_2 , le flux d'énergie vaudra:

$$F_2 = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} E_2(\lambda) d\lambda$$

et le récepteur indiquera une réponse:

$$R_2 = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} E_2(\lambda) \cdot S(\lambda) \cdot d\lambda$$

Mais il doit être bien compris que le rapport des flux d'énergie $\frac{F_1}{F_2}$ peut différer grandement du rapport des réponses $\frac{R_1}{R_2}$. Il suffit que les sources n'aient pas la même composition spectrale.

Ainsi, chaque récepteur définit sa propre photométrie. Ceci est d'autant plus marquant qu'il est plus sélectif. En astronomie par exemple, on définit la magnitude des étoiles par une relation photométrique visuelle, photographique ou photoélectrique. Les magnitudes d'une même étoile dépendent donc du système de mesure utilisé.

L'oeil humain est un récepteur très sélectif puisqu'il ne répond que pour les longueurs comprises entre 0.4 et 0.8 μm . C'est en outre un détecteur dont la réponse au flux énergétique est logarithmique. A cause de ces deux caractéristiques, nous risquons souvent de nous faire des idées très subjectives des intensités lumineuses.

1.5 Grandeurs photométriques

1.5.1 Intensité lumineuse d'une source étendue

Soit une petite surface de source éclairante A émettant dans un angle solide $d\Omega$ et propageant un flux (une puissance lumineuse) $d\Phi$ dans la direction AA' .

L'intensité de la source dans la direction AA' est le rapport:

$$I = \frac{d\Phi}{d\Omega}$$

Elle s'exprime en $\text{W} / \text{stéradian}$.

1.5.2 Eclairage d'un écran

Supposons maintenant que le pinceau lumineux précédent découpe sur un écran P une surface éclairée d'aire dS' qui se trouve à une distance d de la source (Figure 5).

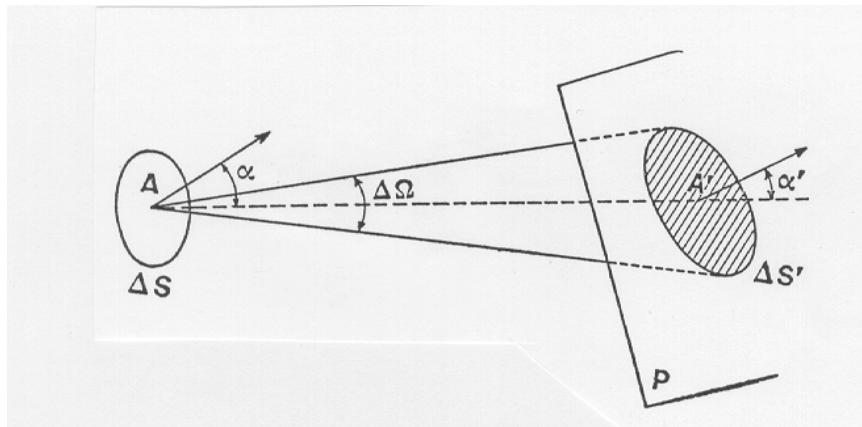


Figure 5 : Flux lumineux et éclairage d'un écran

L'éclairage est par définition le rapport :

$$E = \frac{d\Phi}{dS'}$$

Si α' désigne l'angle que fait la normale à l'écran avec la direction AA' , l'angle solide $d\Omega$ peut s'écrire:

$$d\Omega = \frac{dS' \cos \alpha'}{d^2}$$

et l'éclairage:

$$E = I \frac{\cos \alpha'}{d^2} = \frac{d\Phi \cdot \cos \alpha'}{d\Omega \cdot d^2}.$$

L'éclairage produit par une source sur un écran est donc proportionnel à l'intensité de la source, au cosinus de l'angle d'incidence des rayons sur l'écran et inversement proportionnel au carré de la distance d de la source à l'écran.

Il s'exprime donc en W/m^2 .

1.5.3 Luminance d'une source étendue dans une direction donnée

Autour du point A d'une source lumineuse étendue, on considère l'aire élémentaire dS dont la normale fait un angle α avec la direction AA' .

Dans la direction AA' , l'intensité élémentaire de cette source est dI et la surface apparente de la source est :

$$d\sigma = dS \cdot \cos \alpha$$

Par définition la luminance (ou brillance) de la source est le rapport:

$$L = \frac{dI}{d\sigma} = \frac{d}{d\sigma} \left(\frac{d\Phi}{d\Omega} \right) = \frac{d^2 \Phi}{dS \cos \alpha \cdot \frac{1}{d^2} dS' \cos \alpha'}$$

C'est l'intensité de la source par unité de surface apparente dans une direction donnée.

Elle s'exprime en $W/m^2 \cdot \text{stéradian}$.

Deux sources de même intensité produiront sur un écran un même éclairage; cependant, ces deux sources peuvent être de surface différente.

1.5.4 Loi de Lambert

Une source lumineuse ponctuelle ou étendue rayonnera suivant la loi de Lambert si son intensité lumineuse est la même en tous les points de sa surface et selon toutes les directions.

C'est le cas du soleil, de nombreux corps incandescents, et des surfaces diffusantes.

1.5.5 Etendue géométrique d'un pinceau de rayons

Reprenons autour de A, la source élémentaire d'aire dS et de luminance L ainsi que la surface élémentaire dS' centrée en A' sur l'écran P à une distance d de la source (Figure 6).

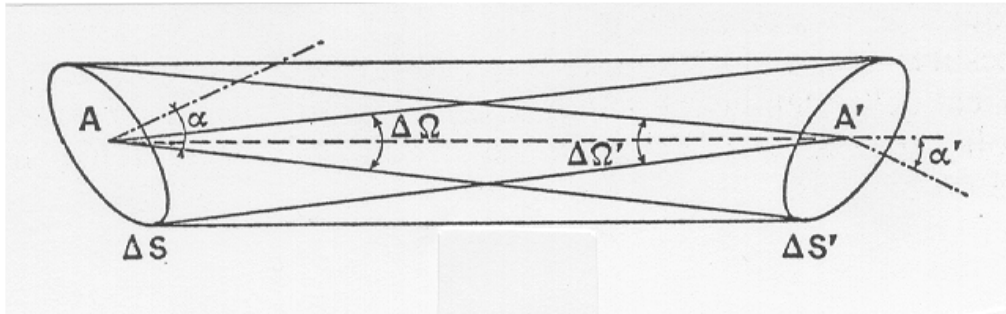


Figure 6 : étendue géométrique d'un pinceau lumineux

Le flux transporté par ce pinceau de rayons est donné par la formule de Lambert:

$$d^2\Phi = dI \cdot d\Omega = \frac{LdS \cos \alpha dS' \cos \alpha'}{d^2}$$

On peut en déduire l'expression de l'éclairement dE de l'élément de surface dS' de l'écran:

$$dE = \frac{d^2\Phi}{dS'} = \frac{LdS \cos \alpha \cos \alpha'}{d^2} = L \cos \alpha' d\Omega' = Ld\chi$$

où $d\Omega'$ désigne l'angle solide sous lequel du point A' de l'écran on voit la source dS

et $d\chi = \frac{1}{d^2} dS \cos \alpha dS' \cos \alpha'$ représente l'étendue géométrique du pinceau lumineux.

1.5.6 Unités photométriques:

Grandeur	unités énergétiques	unités visuelles
flux lumineux Φ	Watt (W)	lumen (lm)
éclairement (irradiance) E	W/m ²	lm/m ² = lux
intensité I	W/Sr	candela (cd)
luminance (brillance) L	W/m ² .Sr	cd/m ² = nit

Tableau 1 : grandeurs et unités photométriques

Exemples de valeurs des unités photométriques usuelles:

- $1.16 \cdot 10^5$ lux à $5\,760$ °C (température de la surface du soleil) équivaut à $1\,030$ W/m², pour le spectre AM 1 (une traversée d'atmosphère), soit 112 lm/W.
- L'oeil humain est sensible à un flux de 10^{-13} lumen soit environ 10^{-15} Watt. La constante solaire valant environ 10^5 lux ($1\,000$ W/m²), le flux qui pénètre dans une pupille de 1mm d'ouverture est de 10^{-3} Watt. L'oeil est un détecteur prodigieux

couvrant 12 décades; c'est la raison pour laquelle sa réponse est logarithmique. Pour lire confortablement, l'association française de l'éclairage recommande un éclairage de 300 lux minimum.

- La luminance de la lune est de 4 000 nits, celle d'un arc électrique de $150 \cdot 10^6$ nits et celle du soleil de $1.5 \cdot 10^9$ nits.

2 Le soleil comme un corps noir

2.1 Définition du corps noir

Un corps noir est par définition un corps idéal parfaitement absorbant pour la lumière et parfaitement émissif pour le rayonnement thermique. On dit que la radiation électromagnétique absorbée par les parois de l'enceinte est en équilibre thermique. Tous les photons sont absorbés en permanence quelle que soit leur longueur d'onde et les photons réémis ont une distribution spectrale qui ne dépend que de la température des parois du corps noir. Il obéit à la fois aux lois de Lambert, de Stefan et de Wien.

2.2 Brillance du corps noir

L'image que l'on peut en donner est celle de l'enceinte représentée sur la Figure 7.

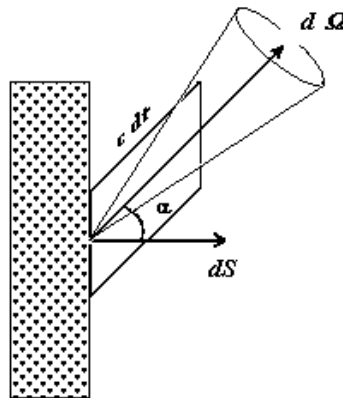


Figure 7 : Brillance du corps noir

Dans l'enceinte où est enfermé le rayonnement, perceons un trou de surface dS suffisamment petit pour ne pas perturber l'équilibre des photons à l'intérieur de l'enceinte.

L'élément dS constitue une source dont nous allons calculer la luminance (brillance).

L'énergie sortant de l'élément dS dans l'intervalle de temps $(t, t+dt)$ dans un angle solide $d\Omega$ faisant un angle α avec dS , vaut:

$$dU = U \cdot \frac{d\Omega}{4\pi} \cdot c dt \cdot dS \cdot \cos\alpha$$

où U est la densité moyenne d'énergie totale intégrée sur toutes les fréquences,

$c dt dS \cos\alpha$ est le volume du cylindre de base dS et d'arête $c dt$ et $\frac{d\Omega}{4\pi}$ est la portion du rayonnement isotrope pointant dans la direction $d\Omega$.

La densité de puissance (ou de flux) s'écrira :

$$d^2\Phi = \frac{dU}{dt} = \frac{Uc}{4\pi} \cdot d\sigma \cdot d\Omega = \frac{Uc}{4\pi} \cdot d\chi = Ld\chi = Bd\chi$$

où $d\chi$ est l'étendue du pinceau lumineux et $B = \frac{Uc}{4\pi}$ est la brillance du corps noir.

Elle est indépendante de l'angle d'émission.

2.3 Pouvoir émissif du corps noir

On peut maintenant calculer le flux total $d\Phi$ rayonné par l'élément dS dans toutes les directions en intégrant sur le demi-espace extérieur à l'enceinte:

$$d\Phi = BdS \iint \cos\alpha d\Omega = \frac{Uc}{4\pi} \cdot dS \int_0^\pi 2\pi \cos\alpha \sin\alpha d\alpha = \frac{Uc}{4} \cdot dS$$

en remarquant que par raison de symétrie, $d\Omega = \sin\alpha d\alpha d\phi$ peut être intégré sur une couronne comprise entre les cônes d'angle au sommet $\alpha, \alpha + d\alpha$, donnant $d\Omega = 2\pi \cdot \sin\alpha d\alpha$.

On peut donc écrire le flux total rayonné par l'élément dS :

$$d\Phi = \frac{Uc}{4} \cdot dS = E \cdot dS$$

où E est le pouvoir émissif de l'élément dS .

Le pouvoir émissif du corps noir est donc égal à sa brillance multipliée par π .

On a vu au paragraphe 1.2.1 que la densité moyenne d'énergie totale intégrée sur toutes les fréquences valait:

$$U(T) = \int_0^\infty u(\eta, T) d\eta = \frac{8\pi}{h^3 \cdot c^3} \cdot (kT)^4 \int_0^\infty \frac{\eta^3 d\eta}{e^\eta - 1} = \frac{8\pi}{h^3 \cdot c^3} \cdot (kT)^4 \cdot \frac{\pi^4}{15} = \frac{8\pi^5 \cdot k^4}{15 \cdot h^3 \cdot c^3} \cdot T^4$$

avec $U(T) = \sigma_0 \cdot T^4$ avec la constante : $\sigma_0 = 7.54 \cdot 10^{-16}$

Le pouvoir émissif total s'écrira: $E(T) = \frac{U(T)c}{4} = \sigma \cdot T^4$
--

avec $\sigma = \frac{2\pi^5 k^4}{15h^3 c^2} = 5.7 \cdot 10^{-8}$, **constante de Stefan** exprimée cette fois en $W/m^2 \cdot ^\circ K^4$.

E est un flux énergétique par unité de surface s'exprimant en W/m^2 .

On retiendra également une autre expression très commode de la constante de Stefan pour les calculs des températures d'équilibre:

$E = \left(\frac{T}{64.5}\right)^4$

2.4 Données relatives au soleil

Le soleil est une étoile résultant de la condensation d'un nuage interstellaire sous l'effet de la gravité. Ce type de nuage est essentiellement composé d'hydrogène, d'hélium, et dans une moindre mesure de carbone, d'azote et d'autres éléments.

La température du coeur est de l'ordre de 10^7 °K. Les réactions de fusion nucléaire y transforment l'hydrogène en Hélium en libérant $4 \cdot 10^9$ kg/s d'énergie de masse !

Lorsque la pression de radiation : $p = \sigma \frac{T^4}{3}$ équilibre la force de gravitation: $f = \frac{GMm}{r^2}$,

l'étoile reste stable et peut ainsi vivre pendant la durée de son combustible, soit 10^{10} ans.

Le soleil est donc une sphère gazeuse de 1 391 000 km de diamètre située à une distance moyenne de 149 598 000 km de la terre.

Cette distance varie peu au cours de l'année (+/- 1.65 %) car l'excentricité de l'orbite terrestre est peu accentuée ($e = 0.017$). Elle conduit néanmoins à des variations d'éclairement de 6.7 % au bénéfice de l'hiver. On estime par ailleurs qu'entre les périodes calmes et les périodes de grandes éruptions solaires, la variation d'intensité ne dépasse pas 4 %.

La constante solaire peut être calculé à partir de la température de surface du soleil. Celle-ci est estimée à 5 760 °K (Thekaekara, 1974).

2.5 Constante et spectre solaire hors atmosphère

Nous pouvons maintenant calculer le flux énergétique solaire intercepté par la terre:

$$\Phi_t = \frac{Uc}{4\pi} \iint d\chi = \frac{Uc}{4\pi} \iint d\sigma d\Omega = \frac{Uc}{4\pi} \cdot S_s \cdot \Omega_t$$

$$S_s = \frac{\pi D_s^2}{4} = 1.5 \cdot 10^{18}$$

$$\Omega_t = \frac{\pi R_t^2}{d^2} = 5.69 \cdot 10^{-9}$$

On trouve :

$$\Phi_t = \Sigma \frac{T^4}{\pi} \cdot S_s \cdot \Omega_t = 1.69 \cdot 10^{17}$$

et l'éclairement reçu par un m² de surface hors atmosphère vaut:

$$E_0 = \frac{\Phi_t}{\pi \cdot R_t^2} = 1350 \text{ W / m}^2$$

La température que peut atteindre une plaque noire soumise à cet éclairement et ne subissant pas de perte par convection ou par conduction sera donnée par la formule:

$$E = \left(\frac{T}{64.5} \right)^4 \text{ où } E = 1350.$$

On trouve $T_{eq} = 391$ °K soit 118 °C. L'irradiation énergétique correspondante est de 32 kWh/m² et par journée de 24h, soit 11 826 kWh/m².an.

Nous verrons dans la suite du cours qu'il est difficile de tirer mieux que le dixième de cette énergie sur terre en moyenne annuelle à cause de l'inclinaison, de la traversée de l'atmosphère, des nuages et des alternances jour-nuit.

Si l'on avait choisi la constante solaire à l'équateur au niveau de la mer (après une traversée d'atmosphère AM1), on aurait $E = 931$ W /m² et $T_{eq} = 83$ °C²

Le spectre solaire s'étend pratiquement de 0.2 à 4 μm (1% en deçà, 1% au-delà).

En pratique, il faut noter qu'il ne reste que 2.6% de l'énergie au delà de 2.5 μm.

Si l'on considère le soleil comme un corps noir, la répartition spectrale de l'énergie moyenne par unité de volume se fera suivant la loi de Stefan-Boltzman:

² C'est un peu ce qu'il se passe en été sur une route goudronnée chauffée en plein soleil à midi.

$$u(\lambda, T)d\lambda = \frac{8\pi \cdot h \cdot c}{\lambda^5} \cdot \frac{d\lambda}{\exp\left(\frac{\beta \cdot h \cdot c}{\lambda}\right) - 1}$$

et l'irradiance spectrale hors atmosphère:

$$E(\lambda, T) = \frac{Uc}{4} = \frac{2\pi \cdot hc^2}{\lambda^5} \cdot \frac{1}{\left(\exp\left(\frac{hc}{kT\lambda}\right) - 1\right)} = A\lambda^{-5} \cdot \left(e^{\frac{B}{\lambda T}} - 1\right)^{-1}$$

$$A = 3.74 \cdot 10^{-10} \text{ W / m}^2 \cdot \mu$$

$$B = 1.44 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{K}$$

Le tableau 2-5 donne le spectre solaire hors atmosphère d'après Thekaekara [1].

On retiendra simplement pour mémoire les proportions suivantes:

AM0	UV	Visible	IR
0.2 à 4μm	0.1 à 0.4μm	0.4 à 0.75 μm	0.75 à 5 μm
1 350 W/m ² ³	9%	42%	49%

Tableau 2 : répartition énergétique du spectre solaire de référence AM0

Exercices

1-Calculer l'éclairement moyen permanent hors atmosphère ?

2-En déduire l'énergie annuelle que cela représente et la comparer à la consommation énergétique annuelle mondiale.

3-Quelle serait la température d'équilibre du corps noir soumis à cet éclairement moyen et ne subissant pas de perte par convection ou par conduction ?

³ Duffin & Beckman ont trouvé 1367 W /m² en 1991

3 Rôle de l'atmosphère terrestre et rayonnement au sol

3.1 Rôle de l'atmosphère

3.1.1 La structure de l'atmosphère

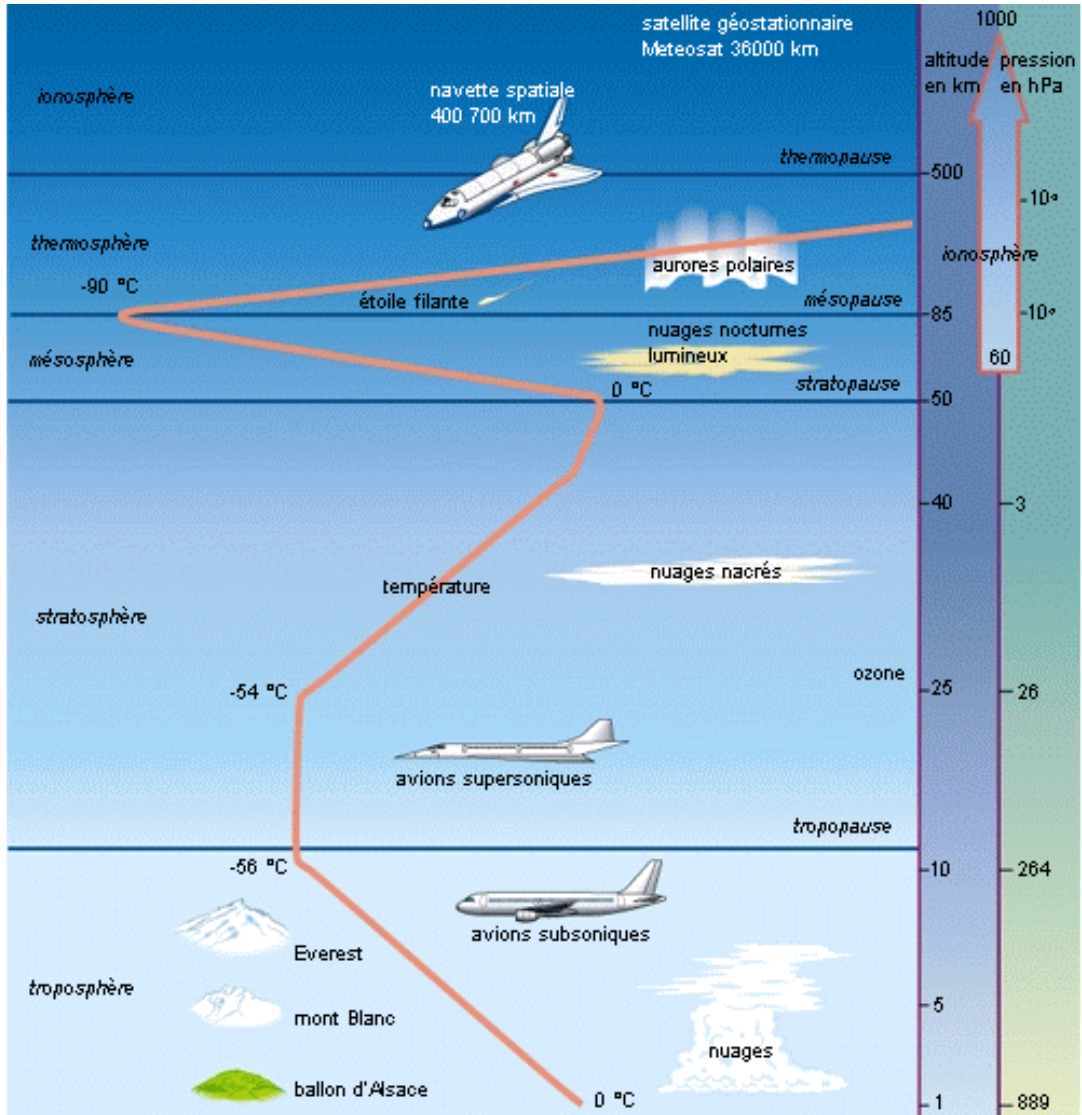


Figure 8 : La structure de l'atmosphère

- la troposphère qui s'étend jusqu'à 10 à 12 km d'altitude et où la température décroît de 6.5 °C par km, pour atteindre - 56 °C à la base de la couche suivante.
- la stratosphère de 12 à 55 km où la température croît de -56 °C à 0 °C jusqu'à la stratopause. C'est elle qui contient une mince couche d'ozone.
- la mésosphère de 50 à 85 km où la température décroît à nouveau de 0°C à -90 °C.
- l'ionosphère (confondue avec la thermosphère) et où la température croît régulièrement pour atteindre 1500 °C. C'est elle qui contient les couches réfléchissantes pour les ondes radio (couches d'Heavyside); elle s'étend jusqu'à 700km d'altitude.
- l'exosphère au delà de 700 km qui s'ouvre sans frontière sur l'espace intersidéral.

3.1.2 La composition de l'atmosphère:

La composition de l'atmosphère est à peu près la même pour les trois premières couches: 78 % d'azote, 21 % d'oxygène, 0.9 % d'argon, 0.03 % de CO₂ et des traces d'autres gaz, avec de la vapeur d'eau dans la troposphère et une mince couche d'ozone dans la stratosphère dont le rôle est si important dans l'absorption des rayons ultraviolets les plus durs. L'essentiel des modifications subies par le rayonnement solaire se fait dans la troposphère par diffusion, diffraction, absorption, réfraction par des gaz de température et de densité croissante.

La masse gazeuse totale traversée est de 10 tonnes /m²; elle équivaut à 7.8 km d'atmosphère ramenée aux conditions de température et de pression dites normales: T=0°C; p=1 013 mbar. Si ces gaz étaient tous ramenés aux conditions normales, on aurait 6.2 km d'azote, 1.7 km d'oxygène, 74 m d'argon, 30m de vapeur d'eau, 24 m de CO₂, 14 cm de Néon, 4 cm d'Hélium, quelques mm de Krypton, de méthane de NO et de NO₂ et seulement 5 mm d'ozone.

3.1.3 Rôle de l'eau:

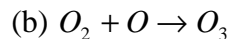
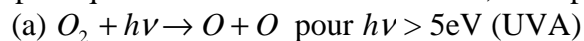
La troposphère contient la quasi totalité de la vapeur d'eau. La couche qui s'élève jusqu'à 2000m d'altitude contient déjà 50 % de la quantité totale de vapeur d'eau. On appelle hauteur d'eau condensable, la hauteur d'eau liquide qui serait recueillie par cm² si toute la vapeur était condensée. On l'exprime en cm ou de préférence en g/cm². Elle est reliée à la tension de vapeur par la formule empirique de **Hahn**:

$$W(\text{cm})=0.17 t$$

où t (mbar) représente la tension de vapeur d'eau au sol. La hauteur d'eau condensable varie assez fortement suivant la latitude, la saison et bien sûr l'humidité; elle reste normalement comprise entre 0.5 et 6 cm. Une humidité relative de 50 % au sol à une température de 20 °C correspond à t = 11 mbar et W = 2cm.

3.1.4 Rôle de l'ozone:

L'ozone stratosphérique est constamment renouvelé; il est produit en deux étapes:



mais à son tour une partie de cet ozone est dissocié sous l'influence des photons d'énergie comprise entre 4 et 5eV.

(c) $O_3 + h\nu \rightarrow O_2 + O$ c'est cette dernière réaction qui filtre les rayonnements solaires dangereux pour les micro-organismes et les végétaux.

Arrivant au sol le rayonnement filtré produit de l'oxygène O₂ par photosynthèse sur les végétaux. Le CO₂ est absorbé le jour par les végétaux et restitué la nuit. Les mêmes végétaux, en se dégradant, restituent à l'atmosphère du méthane CH₄ et de l'hémioxyde d'azote N₂O qui eux-mêmes entrent dans le fragile équilibre de l'ozone stratosphérique.

3.2 Rayonnement au sol

Puisque ce cours s'intéresse principalement aux photopiles à usage terrestre, il est nécessaire de connaître le spectre du rayonnement reçu au sol.

L'atmosphère modifie le spectre énergétique du rayonnement solaire à travers trois mécanismes principaux:

- l'absorption par les différents gaz, chacun ayant des raies caractéristiques.
- la diffusion moléculaire de Rayleigh.
- la diffusion par les aérosols, par les poussières et par les nuages.

La méthode utilisée consiste à suivre l'extinction du flux de photons initial le long du cheminement d'un rayon lumineux dans l'atmosphère.

Le coefficient d'extinction K se décompose en coefficient d'absorption α et de diffusion β tels que le flux énergétique à une altitude z est donné par la formule:

$$\varphi(z) = \varphi(z_0) \cdot \exp - (\alpha + \beta)(z_0 - z)$$

3.2.1 Nombre d'air-masse

Prenant pour référence unité, l'épaisseur verticale de l'atmosphère moyenne réduite à 7.8 km (conditions dites normales), supposant cette couche plane et stratifiée horizontalement, la longueur du trajet rectiligne d'un rayon lumineux incliné d'un angle h par rapport à l'horizontale sera donnée par la formule:

$$OM = \frac{OA}{\sin h}$$

A une pression p différente de 1013 mbar et à une altitude z (km), on désignera par masse atmosphérique ou nombre d'air masse le nombre:

$$m = \frac{p_m}{1013} \cdot \frac{1}{\sin h} \cdot \exp - \frac{z}{7.8}$$

Où p_m est la pression atmosphérique au niveau de la mer. La pression atmosphérique au niveau de la mer peut varier autour de sa valeur de référence égale à 1 013 hPa (mbar) entre 950 hPa (dépression) et 1 050 hPa (anticyclone).

Exemples: soleil au zénith, niveau de la mer: AM 1
 soleil à 42 ° sur l'horizon: AM 1.5
 soleil à 30 ° sur l'horizon: AM 2

Une autre formule est possible, qui calcule la pression atmosphérique à n'importe quelle altitude et en déduit la masse d'air traversée :

$$m = \frac{p_m}{1013} \cdot \frac{(0.88)^z}{\sin h}$$

altitude	m	0	500	1 000	1 500	2 000	2 500	3 000	3 500	4 000	4 500	5 000
pression	hPa	1 013	950	891	836	784	736	690	648	607	570	535
masse d'air traversée		1,00	0,94	0,88	0,83	0,77	0,73	0,68	0,64	0,60	0,56	0,53

Tableau 3 : Correction d'altitude pour la masse d'air traversée

3.2.2 Absorption par l'atmosphère:

Le Tableau 4 donne en valeurs relatives les principales bandes d'absorption de l'atmosphère au niveau du sol pour une hauteur d'eau condensable de 2 cm. Il montre clairement que la partie visible du spectre est peu affectée par l'absorption.

$\lambda(\mu m)$.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9	1.0	1.1	1.4	1.6	1.9	2.6
O ₃	1.0	0.5	0.4	0.3	0.1	0.1								
O ₂						0.2	0.2							
CO ₂												0.15	0.35	1.0
H ₂ O						0.2	0.2	0.5	0.6		1.0			1.0

Tableau 4 : Valeur relative des principales bandes d'absorption de l'atmosphère au niveau du sol (hauteur d'eau condensable: 2 cm)

Les rayons UV lointains sont totalement absorbés dans l'ionosphère et dans la stratosphère. Dans la gamme de longueur d'ondes qui nous intéresse (0.2 à 2 μm) pratiquement seuls l'ozone, la vapeur d'eau et le gaz carbonique dans une moindre mesure, interviennent de manière sensible dans l'absorption gazeuse. L'ozone absorbe l'UV moyen (sur une large bande de 0.2 μ à 0.7 μm). L'oxygène a deux bandes étroites de faible atténuation dans le visible à 0.69 et 0.76 μm . La vapeur d'eau a sept bandes d'absorption dont 3 fortes dans l'infrarouge moyen. Le gaz carbonique, absorbe suivant trois raies étroites dans l'IR au-delà de 1.5 μm .

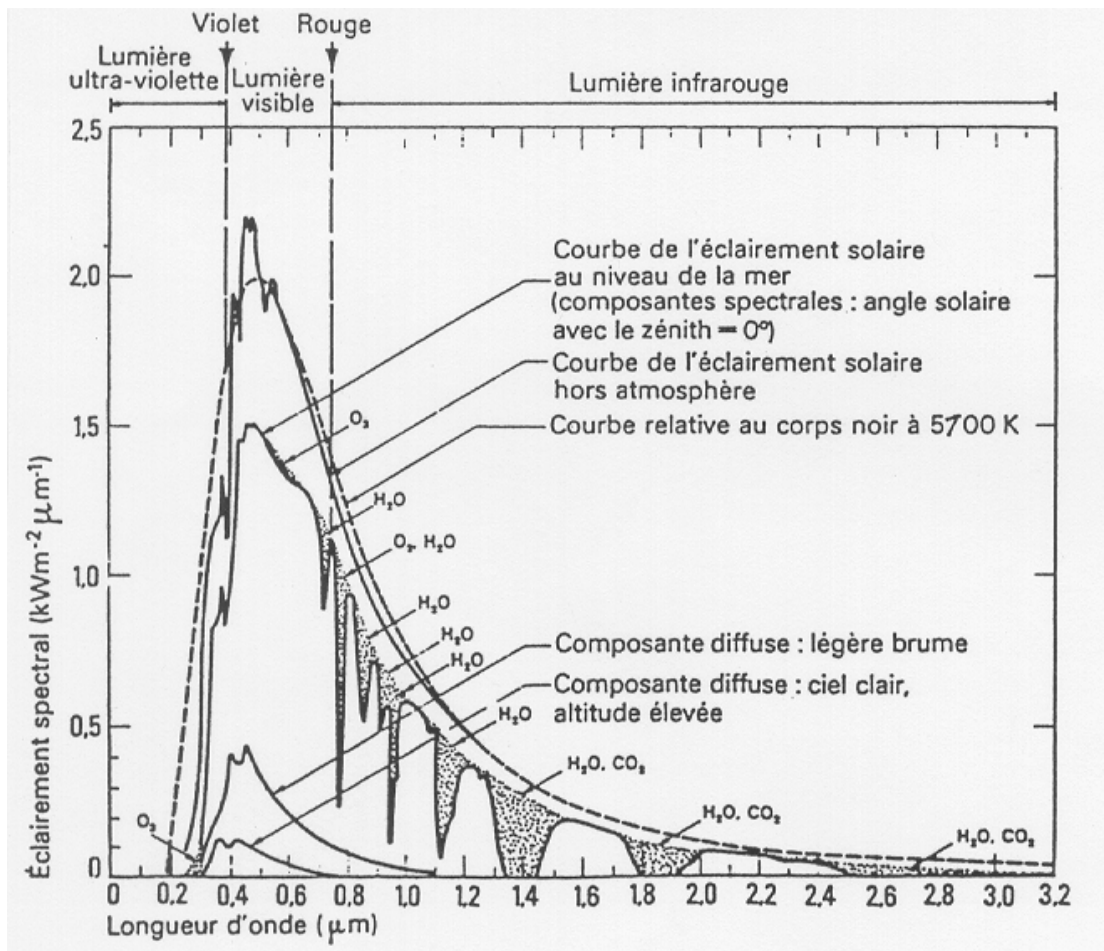


Figure 9 : Le corps noir à 5700 °K et les spectres solaires AM0 et AM1 (d'après W. Palz, Solar Electricity, UNESCO, Butterworths, 1978).

3.2.3 Diffusion par l'atmosphère

La diffusion de la lumière est une redistribution spatiale du rayonnement par des particules matérielles. C'est un phénomène complexe puisqu'il intègre à la fois la diffraction, la réfraction et la réflexion par les particules. L'indice de réfraction des particules diffusantes, mais aussi et surtout leurs dimensions par rapport à la longueur d'onde de la lumière, modifient sensiblement la répartition spectrale et l'intensité lumineuse Figure 9.

Les molécules d'air dont la taille est très inférieure à la longueur d'onde seront responsables de la diffusion dite de Rayleigh, où le coefficient de diffusion β peut s'écrire :

$$\beta = \frac{32 \pi^3}{3N} \cdot \frac{(n-1)^2}{\lambda^4} = \beta_m \cdot \lambda^{-4}$$

où N est le nombre de molécules par unité de volume, et n l'indice de réfraction. L'inverse de la longueur d'onde à la puissance 4 explique la couleur bleu foncé d'un ciel parfaitement pur.

Elle se traduit aussi par la couleur jaune, puis orangée et rouge du soleil au fur et à mesure qu'il s'approche de l'horizon puisqu'alors le trajet optique augmentant, la partie bleue du spectre est fortement atténuée par la diffusion en λ^{-4} .

Les aérosols ont en général des dimensions semblables à la longueur d'onde de la lumière. Ce peuvent être des poussières, des cendres, des microcristaux, des microgouttelettes, des fumées de pollution industrielle dont la taille varie de 0.5 à 10 μm . La variation spectrale de la densité optique reste liée aux longueurs d'onde suivant une loi du type:

$$\beta = \beta_a \cdot \lambda^{-p}$$

sauf dans le cas des grosses gouttelettes nuageuses où $p=0$.

L'exposant p affecté à la longueur d'onde varie donc entre 0 et 4.

La valeur 1.3 est une moyenne acceptable qui a été proposée par **Angström** au vu de nombreuses mesures. Le coefficient de trouble d'Angström β_a varie entre 0.02 pour un ciel bleu profond, 0.10 pour un ciel moyen, 0.20 pour les zones urbaines polluées et 0.8 pour un ciel laiteux.

Les nuages sont constitués de gouttelettes d'eau dont la taille est nettement supérieure à la longueur d'onde. La diffusion est alors neutre et provient de l'ensemble des phénomènes de réflexion, réfraction et diffraction. **La nébulosité** est le paramètre météorologique qui permet d'estimer l'importance prise part les nuages dans les phénomènes de diffusion. Elle s'exprime en huitièmes ou en fractions décimales de ciel couvert. Cette notion n'étant que descriptive, 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.

$$\sigma = \frac{\text{durée d'insolation}}{\text{durée du jour}}$$

On peut résumer ce qui précède dans le Tableau 5:

Type	Absorption	Diffusion
Gaz atmosphérique	faible	forte en λ^{-4}
Vapeur d'eau	sensible pour $\lambda > 0.65 \mu$	négligeable
Ozone	forte $\lambda < 0.3 \mu$	négligeable
Aérosols	faible	en λ^{-p} avec $1 < p < 3$
Nuages	faible	forte et neutre

Tableau 5 : Les principales sources d'absorption et de diffusion

3.2.4 Facteur de trouble de Link

Le calcul des moyennes décennales ou mensuelles conduit à des relations fonctionnelles entre les valeurs moyennes du trouble de Link T_L , du coefficient de trouble d'Angström β_a et de la tension de vapeur d'eau t , telle que :

$$T_L = 1,6 + 16 \beta_a + 0,5 \ln t$$

On rappelle que la hauteur d'eau condensable w exprimée en cm, est reliée à la tension de vapeur par la formule empirique de Hahn:

$$w \text{ (cm)} = 0.17 t$$

où t (mbar) représente la tension de vapeur d'eau au sol.

Faute de renseignements sur les aérosols, *par journée de ciel clair et bleu, sans nuage*, une autre formule peut être retenue en première approximation pour l'appréciation du trouble en un endroit défini, pour autant que l'on connaisse au moins la tension de vapeur d'eau moyenne au sol pour la période considérée :

$$T_L = 2,2 + 0,5 \cdot \ln t$$

Il convient toutefois d'apporter la correction liée à l'altitude ($\Delta T_L = -0,35 \cdot z$ avec z en km) très approximative mais justifiée en moyenne.

$T_L = 3,2 \pm 0,5$ en régions tempérées (mini en hiver : 2,5 à 3, maxi en été : 3,5 à 4).

$T_L = 3,9 \pm 0,4$ en régions intertropicales humides (maxi en saison sèche : 4,5 à 5)

Pour des sites de faible altitude, on peut relier le facteur de trouble de Link à la couleur du ciel :

Couleur du ciel		Bleu profond	Bleu pur	Moyen	Laiteux
Visibilité au sol		> 100 km	60 à 100	30 à 50	12 à 25
Coef de Trouble		0.015	0.045	0.110	0.300
Tension de vapeur d'eau (hPa)	Hauteur d'eau (g/cm ² ou cm)	T_L	T_L	T_L	T_L
3-5	0.5	2.0	2.6	3.4	4.9
6-8	1.0	2.3	2.9	3.7	5.2
9-16	2.0	2.6	3.2	4.0	5.6
18-30	4.0	2.9	3.5	4.3	5.9

Tableau 6 : Facteur de trouble de Link

Dans certaines conditions, lorsque le vent est suffisant et que la stratification de l'atmosphère n'est pas trop marquée, il est possible de relier le facteur de trouble T_L à la visibilité mesurée au sol. Si l'on dispose des observations météorologiques correspondantes de cette visibilité V , exprimée en km, on peut retenir une relation du type :

$$T_L = (24 / \ln V) - 2,4$$

3.3 Spectres de référence

A chaque longueur d'onde est associé un photon d'énergie $E = h\nu = \frac{hc}{\lambda}$ où h est la constante de Planck, c est la vitesse de la lumière, ν la fréquence et λ la longueur d'onde. Les opticiens et les thermiciens ont l'habitude de repérer le rayonnement par la longueur d'onde exprimée en μm . Les physiciens du solide parlent plus souvent en terme d'énergie exprimée en eV. Le passage d'un langage à l'autre est obtenu par la formule :

$$E(eV) = \frac{1,24}{\lambda(\mu\text{m})}$$

Le groupe de Physique du Solide du CNRS a établi des modèles d'irradiance spectrale pour n'importe quelles conditions. Le Tableau 7 indique les valeurs de la constante solaire en fonction du nombre d'air masse. La Figure 10 donne les irradiances spectrales correspondantes.

m	0	1	1.5	2	3	4	5
E(W/m ²)	1 353	931	834	755	610	530	430

Tableau 7 : Valeur de la constante solaire en fonction de l'épaisseur m d'atmosphère traversée

La constante solaire n'en est une que dans l'esprit de ceux qui ont élaboré les normes.

En fait, les valeurs de l'éclairement énergétique global dépendent beaucoup des paramètres qui caractérisent l'atmosphère (coefficient de diffusion moléculaire, humidité, turbidité...).

Ainsi pour AM 1.5, la constante solaire peut varier de 760 W/m² dans une atmosphère polluée à 876 W / m² pour un ciel très clair. Comme ces données sont très importantes pour déterminer avec assez de précision la puissance crête d'une installation photovoltaïque, il a très vite fallu établir des spectres de référence. Celui qui avait été utilisé pendant la conquête spatiale était bien sûr AM0. Pour s'adapter aux applications terrestres des photopiles,

on a adopté AM1 à la fin des années 70, et au cours des années 80, pour se rapprocher davantage des conditions de répartition spectrale de nos latitudes on a choisi celle qui correspond à AM 1.5. Les spectres au sol sont plus pauvres en UV et plus riches en IR. Les photopiles à usage terrestre n'auront donc pas la même optimisation de réponse spectrale que les photopiles à usage spatial.

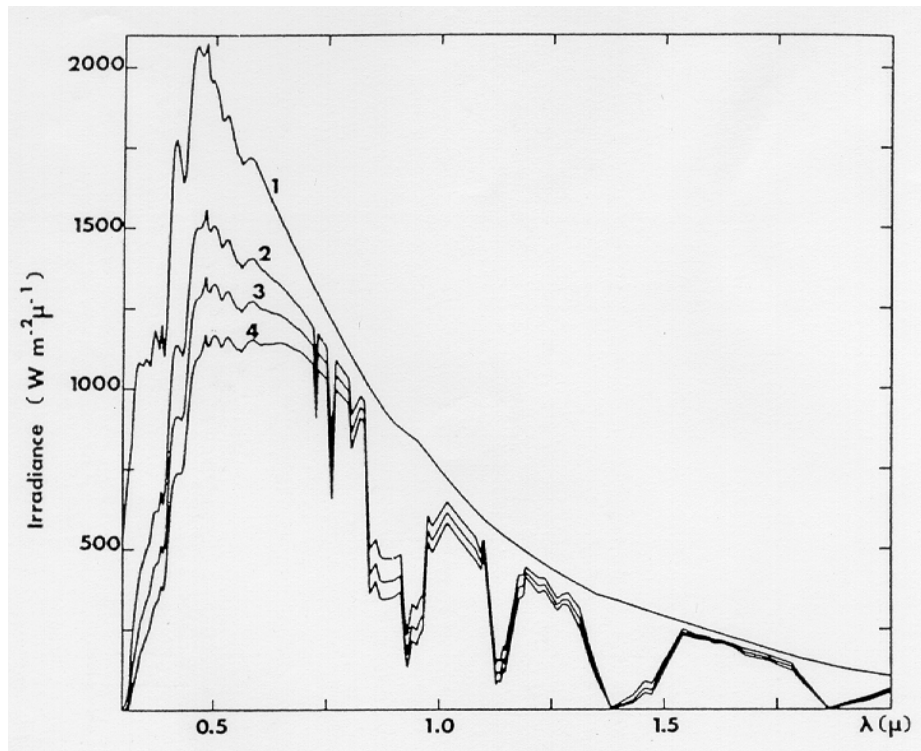


Figure 10 : Irradiance spectrale pour une atmosphère peu polluée de type méditerranéen ($n = 1.3$, $\beta = 0.04$, $\varpi = 2 \text{ cm}$) (1) AM0, (2) AM1, (3) AM1.5, (4) AM2.

La répartition spectrale de l'éclairement énergétique solaire de référence qui a donc été adoptée par la France (norme NFC57-100), puis par la CEI (IEC 1215, TC82, WG2) est décrite en annexe de ce cours. C'est une répartition de l'éclairement énergétique solaire total (direct + diffus), correspondant artificiellement à un éclairement de 1000 W/m^2 avec une traversée AM 1.5 d'atmosphère, sur une surface plane inclinée de 37° par rapport à l'horizontale, l'albédo (facteur de réflexion au sol) étant de 0.2, et les conditions météorologiques les suivantes:

- hauteur d'eau condensable: $w = 1.42 \text{ cm}$
- hauteur réduite d'ozone: $\varpi = 0.34 \text{ cm}$
- trouble atmosphérique: $T_L = 2.7 \text{ à } 5$

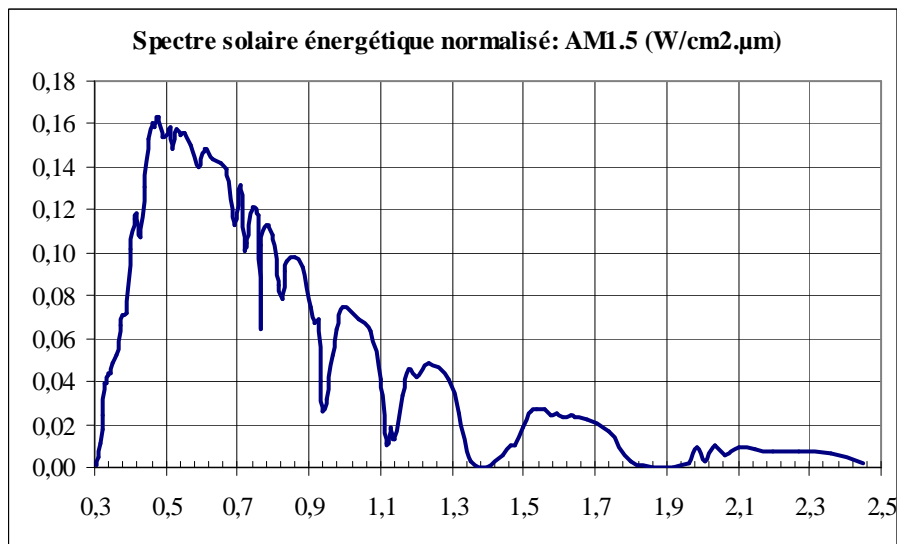


Figure 11 : Spectre solaire énergétique normalisé à 100 mW/cm²: AM1.5 from R.Hulstrom, R. Bird, C.Riordan, *Solar cells*, Vol. 15, p.365 1985

Ce faisant, on s'est tout de même éloigné de la réalité, puisqu'on associe arbitrairement à AM 1.5 une constante solaire de 1000 W / m², soit 14 % de plus que sa valeur mesurée.

On verra par la suite que les conditions standard de mesure des modules, sur lesquelles la communauté internationale s'est accordée, pêchent de façon plus grave encore.

3.4 Potentiel de l'énergie solaire

L'irradiation solaire annuelle sur l'ensemble de la planète au niveau de la mer (754 million de TWh) représente plus de 5 000 fois l'énergie que nous consommons en 2004 (environ 12 Gtep ou 139 000 TWh⁴). Sur le long terme - environ 50 ans - le potentiel extractible des différentes sources d'énergie renouvelable pourrait en pratique couvrir la consommation mondiale actuelle : la photosynthèse au premier chef avec 6 Gtep (70 000 TWh), puis le vent avec 1,7 Gtep (20 000 TWh), la grande hydraulique 14 à 20 000 TWh, dont le potentiel théorique mondial est d'environ 40 000 TWh, le solaire installé sur les toits des bâtiments industriels, commerciaux, tertiaires et domestique 0.25 Gtep (2 900 TWh), et la géothermie des couches profondes 0.2 Gtep (2 300 TWh).

3.5 Rayonnement diffus

Le rayonnement solaire arrivant au sol a au moins deux composantes: une composante directe *S* et une composante diffuse *D*, le tout formant le rayonnement global *G*.

La composante diffuse provenant de toute la voûte céleste, elle n'a pas d'orientation privilégiée. Elle ne peut donc être concentrée par des instruments optiques. Le rayonnement diffus est plus riche en bleu que le rayonnement global. Les photopiles étant des détecteurs sélectifs, ce point a son importance. En outre on peut démontrer que dans les régions de hautes latitudes, en hiver où le ciel est souvent couvert, il est inutile d'orienter les panneaux solaires dans la direction du soleil, car la composante diffuse est si importante (80 %) qu'il est préférable de monter les panneaux à l'horizontale pour qu'ils voient toute la voûte céleste.

⁴ 1Mtep = 1,3 Mtec = 11,680 TWh = 11,680 10⁹ kWh = 42 10⁹ MJ (Mégajoules).

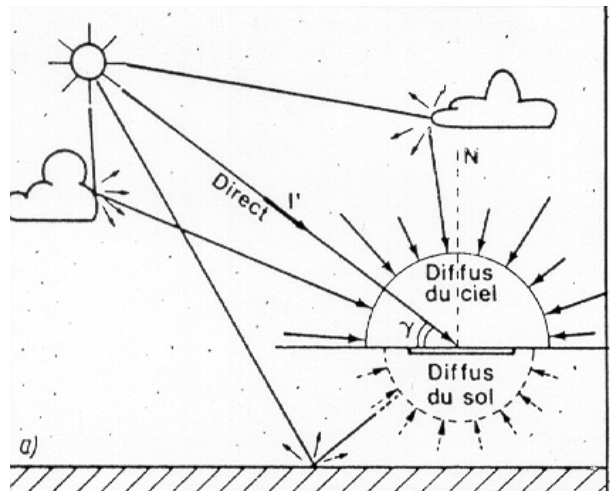


Figure 12 : Composantes de l'éclairement global d'une surface horizontale.

3.6 Albédo

Nom masculin originaire du bas latin "albédo", blancheur; c'est la fraction d'un rayonnement incident diffusée ou réfléchi par un obstacle. Ce terme étant généralement réservé au sol ou aux nuages, c'est une valeur moyenne de leur réflectance pour le rayonnement considéré et pour tous les angles d'incidences possibles. Par définition, le corps noir possède un albédo nul.

Comme le montre la Figure 12, l'albédo de certaines masses nuageuses brillantes (cumulus et cumulo-nimbus) peut être très important de sorte que l'éclairement au sol dépasse $1\,400\text{ W/m}^2$.

De même, il faudra tenir compte de l'albédo du sol pour le dimensionnement d'installations solaires installées sur une surface enneigée (refuges de montagne), sur l'eau (bouées de navigation), dans les zones désertiques, ou même sur les toitures des immeubles.

La valeur de l'albédo du sol α habituellement retenue est de 0,2 pour les sols cultivés, 0,3 à 0,4 pour le sable, 0,6 à 0,8 pour la neige. L'influence de l'albédo du sol est notable, par ciel clair, dans le cas de surfaces réceptrices inclinées, et surtout verticales. La réflectance d'un toit, d'une rue, d'un champ, d'une paroi, etc... doit être déterminée et précisée dans chaque cas particulier.

La valeur de l'albédo est également sensible, surtout par ciel couvert, pour l'appréciation du rayonnement diffus du ciel. A l'échelle des estimations dans un rayon de plusieurs kilomètres, c'est-à-dire au plan des climats locaux, des évaluations raisonnables doivent pouvoir être effectuées statistiquement. Des variations de l'albédo entre 0,15 et 0,30 peuvent en général être négligées. C'est dans ce sens que, en régions tempérées, de même que sur mer ou dans les déserts, les variations d'albédo liées à l'évolution saisonnière de la couverture végétale ou à la hauteur du Soleil ne sont que grossièrement évaluées.

Par contre, et ceci surtout pour les hautes latitudes ou en montagne, la couverture neigeuse du sol peut entraîner un albédo moyen de l'ordre de 0,6 (neige ancienne, glaciers) à 0,8 (neige fraîche), qui influe sensiblement sur le rayonnement diffus du ciel, surtout par ciel couvert. Dans le cas d'un revêtement neigeux (à fort albédo), celui-ci intervient de manière sensible sur le rayonnement reçu par une paroi verticale. L'existence (ou l'absence) de neige dans un rayon de 50 ou 100 m devant la paroi en question ne préjuge en rien de la couverture de neige existante ou non au sol dans un rayon de 10 à 15 km, seule à prendre en compte pour la modification du rayonnement diffus du ciel.

4 Repérage et mesures d'ensoleillement

4.1 Repérage du soleil dans le ciel

La hauteur du soleil est une donnée fondamentale pour au moins deux raisons:

- cette hauteur intervient explicitement dans les calculs d'apport énergétique.
- l'implantation dans un site donné demande une étude des ombres portées par l'environnement bâti ou naturel.

Il est donc commode de traduire au moyen d'abaques, la hauteur du soleil aux différents mois. C'est l'objectif de ce chapitre.

4.1.1 La longitude λ

Un point à la surface de la terre est repéré par deux coordonnées angulaires: la latitude φ et la longitude λ . C'est la mesure de l'angle entre le méridien du lieu et le méridien origine des longitudes (Greenwich en Angleterre). Les lieux qui sont situés à l'Est sont comptés avec le signe +. Le grand arc de cercle qui joint le pôle Nord, Greenwich et le pôle Sud s'appelle méridien origine. Il y a 23 méridiens séparés de 15° donnant naissance aux 24 fuseaux horaires.

On a décidé de fixer la ligne de changement de date sur le méridien n° 12 au beau milieu du Pacifique. Quand il est midi le jour J à Greenwich, il est minuit du même jour sur la bordure Ouest de la ligne de changement de date et minuit du jour J-1 sur sa bordure Est. Pour le comprendre, il suffit de déployer mentalement la projection cylindrique de la sphère terrestre.

Par convention, bien que le méridien de Greenwich passe par Bordeaux, la France est avec l'Europe continentale dans le fuseau horaire 1.

4.1.2 La latitude φ

La latitude φ permet de repérer la distance angulaire d'un point quelconque par rapport à l'équateur. Elle varie de 0° à l'équateur à 90° au pôle Nord.

4.1.3 La déclinaison solaire δ

La déclinaison solaire δ est l'angle formé par la direction du soleil et le plan équatorial terrestre. Cet angle varie au cours des saisons. La Figure 13 en donne les valeurs remarquables.

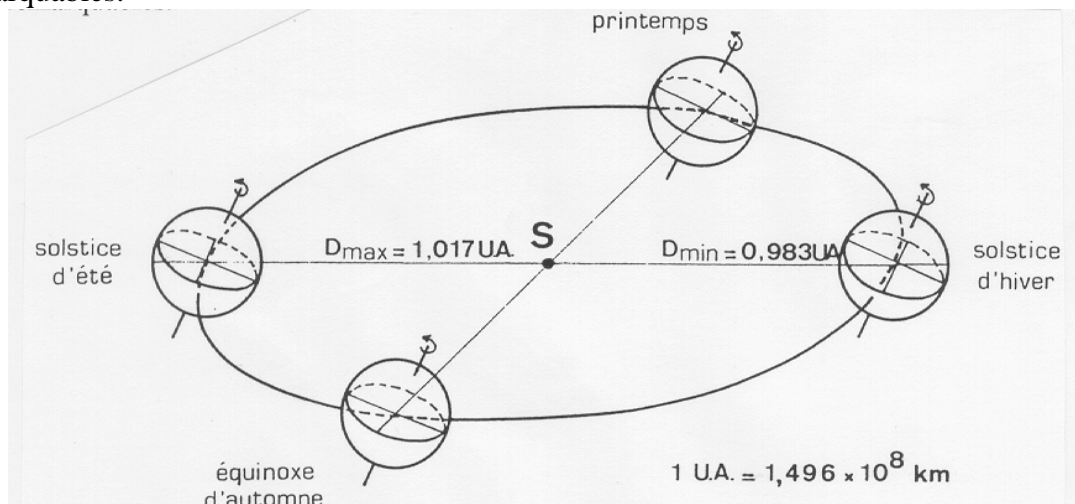


Figure 13 : Mouvement de rotation de la Terre

Equinoxe de printemps :	21 Mars	$\delta = 0$
Solstice d'été :	22 Juin	$\delta = + 23^{\circ} 27'$
Equinoxe d'automne :	23 Septembre	$\delta = 0$
Solstice d'hiver :	22 Décembre	$\delta = - 23^{\circ} 27'$
Approche maximale : Périhélie	2 Janvier	
Approche minimale : Aphélie	2 Juillet	

Entre ces 4 points remarquables, δ prend toutes les valeurs intermédiaires qui peuvent se calculer par la relation :

$$\sin \delta = 0.4 \sin t$$

où $t = N \cdot \frac{360}{365}$ avec N, nombre de jours écoulés depuis l'équinoxe de printemps.

Ou par la relation⁵ :

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

avec n nombre de jours écoulés depuis le 1^{er} Janvier

La déclinaison étant une fonction sinusoidale, elle varie rapidement au voisinage des équinoxes (0.4 °/ jour) alors qu'elle est pratiquement stationnaire durant les périodes qui encadrent les solstices d'été et d'hiver.

4.1.4 L'angle horaire ω (ou AH)

L'angle horaire ω (encore noté AH) du soleil est déterminé par la rotation diurne de la terre autour de son axe. C'est la mesure de l'arc de trajectoire solaire compris entre le soleil et le plan méridien du lieu. Exprimé en ° d'angle, $\omega = 15(TSV - 12)$ où TSV est le temps solaire vrai exprimé en heures.

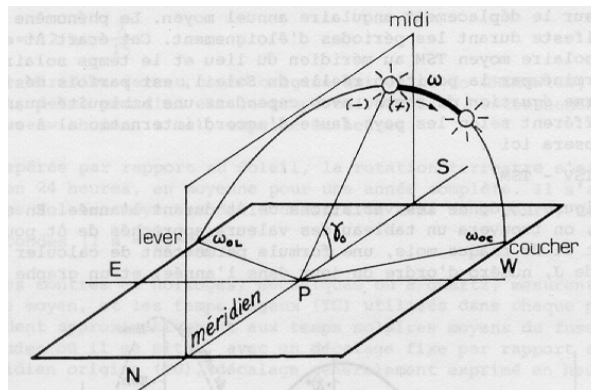


Figure 14 : angle horaire ω du soleil

A chaque heure qui s'écoule correspond une augmentation de l'angle horaire de 15° , soit encore 4mn de temps par ° de longitude (soit 24mn de différence entre Chambéry et Bordeaux). A la latitude de 45° , une mn de temps représente environ 20 km, 11 km au cercle polaire et 28 km à l'équateur.

AH= 90° à 18h (temps solaire vrai).

⁵ Cooper (1969)

4.1.5 Les cinq temps

4.1.5.1 Temps universel

Le temps universel (TU) est défini par l'heure de passage du soleil au méridien origine. En France métropolitaine, les longitudes sont comprises entre -5° (Ouessant) et $+8^\circ$ (Strasbourg), entraînant des écarts de -20mn à $+32\text{mn}$ entre le temps solaire local (TSL) et le temps universel (TU).

4.1.5.2 Temps solaire local

La différence entre temps solaire local et temps universel est appelée correction de longitude. En France métropolitaine, les longitudes sont comprises entre -5° (Ouessant) et $+8^\circ$ (Strasbourg), entraînant des écarts de -20mn à $+32\text{mn}$ entre le temps solaire local (TSL) et le temps universel (TU).

La correction de longitude est donnée par la formule: $TSL = TU + \frac{\lambda}{15}$

4.1.5.3 Equation du temps

Jusqu'en 1964⁶, la mesure du temps était basée sur la rotation de la Terre : le jour était défini comme l'intervalle de temps entre deux passages du soleil par le même méridien. Toutefois, les jours solaires ne sont pas égaux, car l'angle AH que fait le soleil avec le méridien du lieu ne correspond pas exactement au temps solaire local bien que la terre tourne régulièrement sur elle-même ; en effet, l'expérience montre que les passages du soleil dans le plan méridien d'un lieu donné ne se succèdent pas avec exactement 24h d'intervalle et le midi vrai peut atteindre une avance de 16mn ou un retard de 14mn par rapport à 12h. selon l'époque de l'année.

Deux facteurs interviennent dans cette variation :

- De l'excentricité de l'ellipse qui décrit la course de la terre autour du soleil, il résulte, d'après la loi de Kepler (loi des aires) que la vitesse orbitale au périhélie (Décembre) est plus grande qu'à l'aphélie (Juin). La Terre a donc une variation saisonnière de sa vitesse orbitale qui affecte l'heure de passage du soleil au méridien.
- D'autre part, l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport au plan de l'écliptique introduit une oscillation supplémentaire de la durée du jour solaire, un jour de novembre étant plus long d'une demi-minute qu'un jour de Mars

Cet écart Δt entre temps solaire local (TSL) et temps solaire vrai (TSV) est désigné sous le terme **d'équation du temps**.⁷

En outre, le mouvement de la Terre dissipant de l'énergie au détriment de son énergie cinétique, celle-ci ralentit, et des mesures précises ont constaté qu'entre 1900 et 1974, la Terre a accumulé 44 secondes de retard dans sa rotation annuelle, ce qui signifie que la durée du jour moyen augmente de 1,6 s par an.

Nous reprenons l'expression proposée par Duffie et Beckman⁸ :

⁶ Depuis cette date, la Conférence Internationale des Poids et mesures a défini la seconde comme « la durée correspondant à 9 126 631 770 périodes de la radiation relative à la transition entre les niveaux hyperfins $f=4$ et $f=3$ de l'état fondamental $2s_{1/2}$ de l'atome de Césium 133 non perturbé par un champ extérieur ». Cette définition est contrôlable avec une précision de 10^{-13} .

⁷ Le jour sidéral est défini par les passages successifs d'une étoile au méridien. Il y a un jour sidéral de plus que de jours solaires dans l'année. Le jour sidéral est donc 3mn 56 s plus court que le jour solaire moyen et il a une durée constante.

⁸ D'après Spencer (1971), cité par Iqbal (1983)

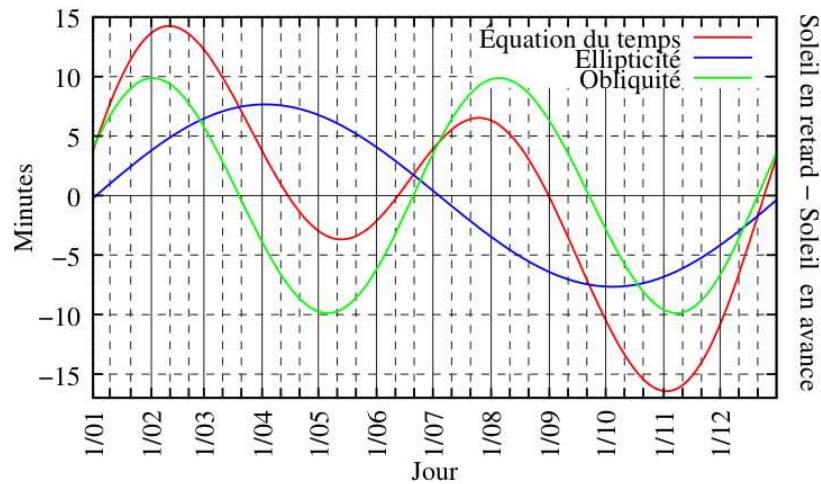


Figure 15 : Graphe des variations annuelles de l'équation du temps

$$E = 229,2.(0,000075 + 0,001868.\cos B - 0,032077.\sin B - 0,014615.\cos 2B - 0,04089.\sin 2B)$$

$$\text{avec } B = (n - 1) \frac{360}{365}$$

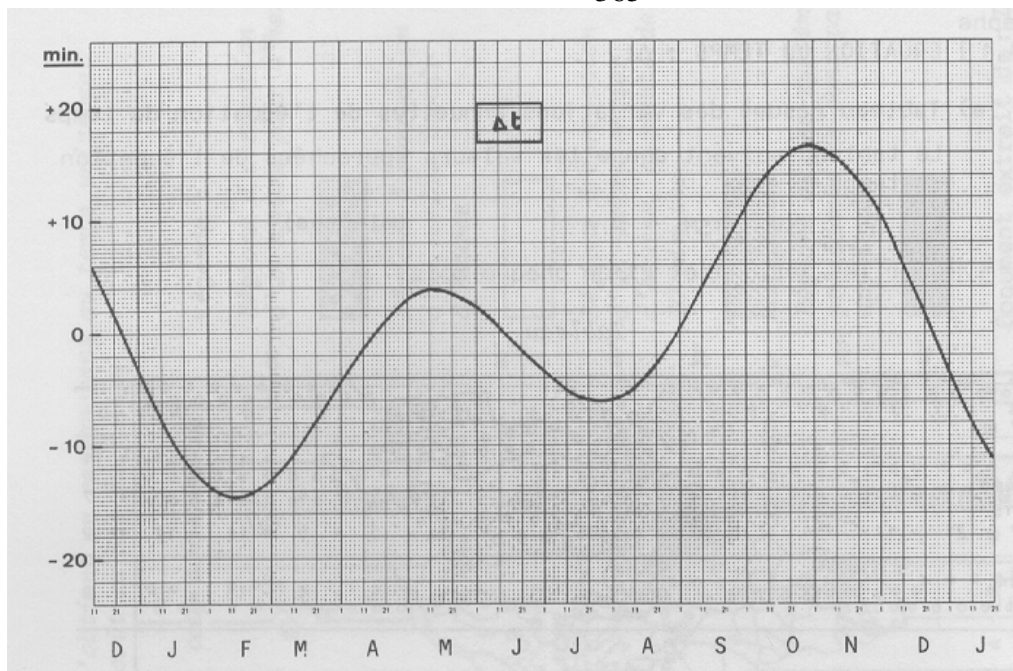


Figure 16 : Graphe des variations annuelles de l'équation du temps

4.1.5.4 Temps solaire vrai

C'est le temps solaire local corrigé de l'équation du temps, donnée astronomique universelle liée à l'excentricité de l'orbite de la terre autour du soleil :

$$TSV = TSL + \Delta t$$

Pour un lieu de longitude λ , il existe une correspondance directe entre angle horaire AH, temps solaire vrai TSV, temps solaire local TSL et temps universel TU:

$$AH = 15.(TSV - 12) \quad TSV = TSL + \Delta t \quad TSL = TU + \frac{\lambda}{15} \quad AH = 15.(TU + \frac{\lambda}{15} + \Delta t - 12)$$

4.1.5.1 Heure légale

Pour des raisons évidentes de commodité, il est bon que les horloges d'un même pays indiquent la même heure. On définit ainsi le temps des horloges de façon arbitraire pour tout un territoire. Aux USA le territoire s'étend sur 4 fuseaux horaires; il a fallu définir trois temps d'horloge: Eastern time, Central time et Western time ce qui fait que le décalage horaire entre Washington et Paris est de +6h, il est de + 8h avec Denver et + 9h avec Los Angeles.

Bien que Paris soit situé dans le même fuseau horaire que Greenwich, la France a avancé ses horloges d'une heure en 1940 pour s'aligner sur ses voisins continentaux (l'Angleterre et le Portugal restent alignés sur Greenwich).

4.1.5.2 Heure d'été

En outre, en France et dans la plupart des pays européens, l'heure légale est changée deux fois par an pour réaliser des économies d'énergie (fort contestées d'ailleurs par certains qui n'y voient que l'arbitraire de la bureaucratie). Pour des raisons évidentes de calcul, il n'est pas tenu compte du décalage de l'heure d'été dans les logiciels.

Exemple permettant de résumer ce chapitre:

Il est 17h à Paris, heure légale le 15 Août, quel est l'angle horaire AH ?

$$\lambda = + 2^\circ \quad T = TU + 2$$

$$\Delta t = -5mn = - 0.08h. \quad \text{obtenu à partir des tables de correction du temps.}$$

$$AH = 15.(TL - 2 + \frac{\lambda}{15} + \Delta t - 12) = 15.(17-2+0.13-0.08-12) = 46^\circ$$

4.1.6 Mouvement apparent

La Figure 17 donne l'aspect de la trajectoire solaire diurne en zone intertropicale, en zone tempérée et en zone polaire.

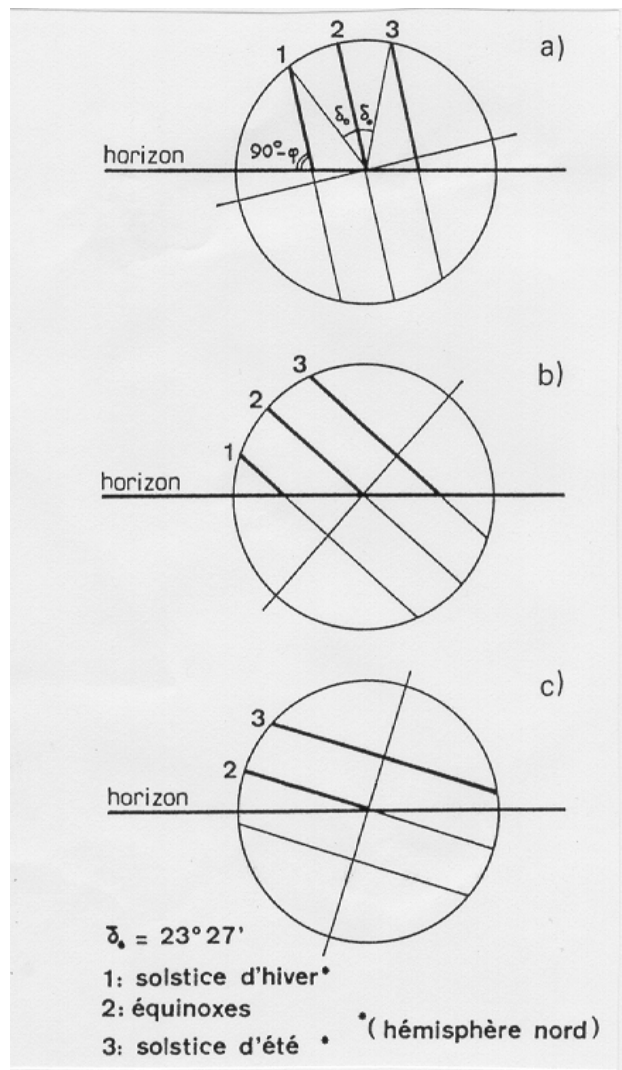


Figure 17 : Trajectoire solaire diurne en zone intertropicale, en zone tempérée et en zone polaire

On remarque en particulier:

- que au moment des équinoxes et pour toutes les latitudes le soleil se lève exactement à l'Est et se couche exactement à l'Ouest;

- que dans la zone intertropicale, la culmination solaire peut s'effectuer soit au Nord soit au Sud, selon la saison. Ceci ne manquera pas de poser des questions quant à l'orientation des panneaux solaires dans cette zone.

- que dans les calottes polaires, le soleil peut rester sous l'horizon pendant plusieurs jours, et six mois plus tard demeurer visible pendant plus d'un jour.

4.1.7 Hauteur angulaire

C'est l'angle h formé par le plan horizontal au lieu d'observation et la direction du soleil.

Il est donné par la relation:

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

où l'on rappelle que φ, δ, ω , sont respectivement la latitude du lieu, la déclinaison du soleil et l'angle horaire. De la hauteur h , on peut déduire les heures de lever et de coucher de soleil.

On trouve, en faisant $h=0$,

$$\cos \omega_0 = -\operatorname{tg} \varphi \operatorname{tg} \delta$$

et la durée astronomique du jour s'obtient tout aussi facilement en faisant:

$$D_0 = \frac{2}{15} \cdot \arccos(-\operatorname{tg}\varphi \cdot \operatorname{tg}\delta)$$

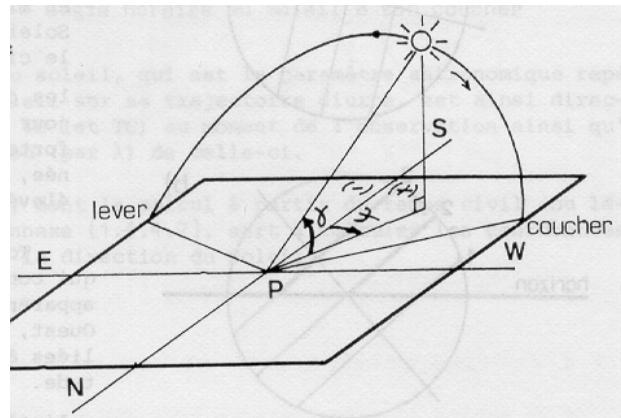


Figure 18 : hauteur angulaire ($h = \gamma$) et azimut ($a = \psi$) du soleil

On vérifie au passage que l'heure du lever et du coucher du soleil n'est pas la même à Londres, Bordeaux et Oran, villes pourtant situées sur le même méridien.

4.1.8 Azimut

C'est l'angle a compris entre le méridien du lieu et le plan vertical passant par le soleil. **Attention, l'azimut a diffère de l'angle horaire AH , comme il est montré sur la figure.**

La connaissance de l'azimut est indispensable pour le calcul de l'angle d'incidence des rayons sur une surface non horizontale. L'origine des azimuts correspond à la direction du Sud dans l'hémisphère Nord. L'angle d'azimut est compté positivement vers l'Ouest.

L'azimut est relié à l'angle horaire, la hauteur et la déclinaison par la relation:

$$\sin a = \frac{\cos \delta \cdot \sin \omega}{\cos h}$$

et si l'on souhaite exprimer l'azimut indépendamment de la hauteur h , on peut utiliser la formule :

$$\operatorname{tga} = \frac{\sin \omega}{\sin \varphi \cos \omega - \cos \varphi \operatorname{tg} \delta}$$

4.1.9 Système de coordonnées équatoriales

La position du soleil en un lieu et en un temps donné peut être représentée par la Figure 19. Le mouvement du soleil sur la sphère céleste consiste à prendre comme centre de la sphère le lieu considéré: le plan équatorial devient l'horizontale du lieu et l'axe de la sphère est la verticale du lieu.

Dans le triangle sphérique Pôle-Soleil-Zénith (P-S- S_m), on a les relations:

-hauteur du soleil: $\sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega$

-la trace du soleil dans le plan horizontal étant donnée par l'azimut a tel que:

$$\sin a = \frac{\cos \delta \cdot \sin \omega}{\cosh}$$

où l'angle horaire $\omega = AH$.

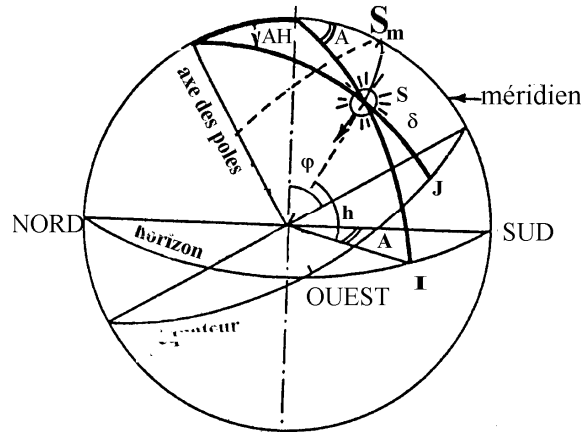


Figure 19 : Repérage du soleil dans le ciel

4.1.10 Abaque d'ensoleillement pour une latitude donnée

La projection stéréographique qui consiste à reporter la trajectoire du soleil sur la sphère céleste permet d'établir des diagrammes polaires du type de celui de la Figure 20.

Ces abaques permettent de déterminer graphiquement la hauteur et l'azimut du soleil pour une latitude donnée à toute heure du jour et pour toute période de l'année.

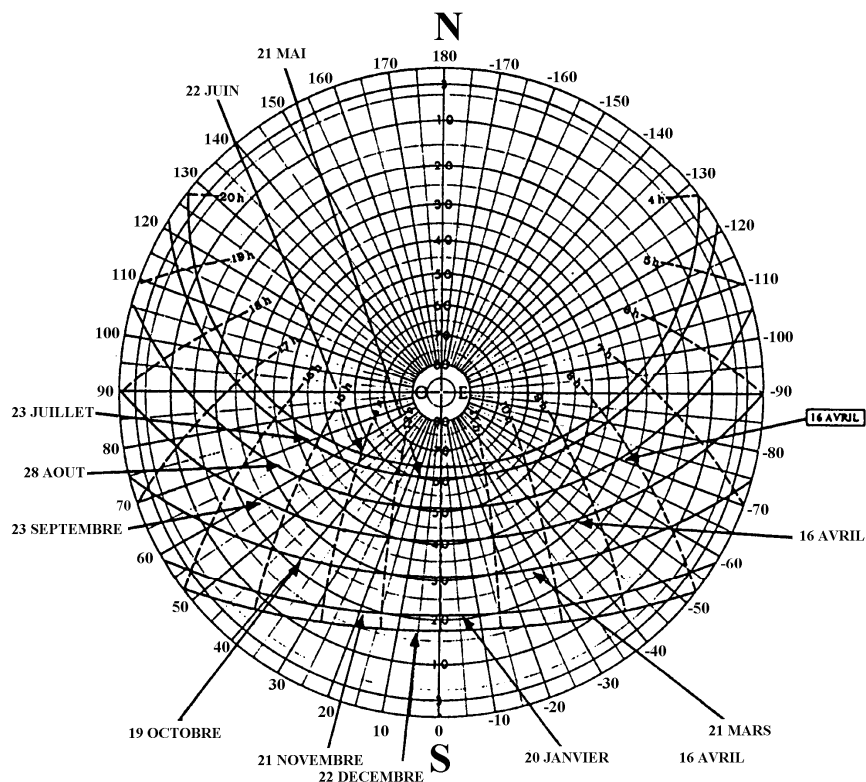


Figure 20 : Diagramme polaire pour Paris 49 ° N

4.2 Hauteur versus azimuth

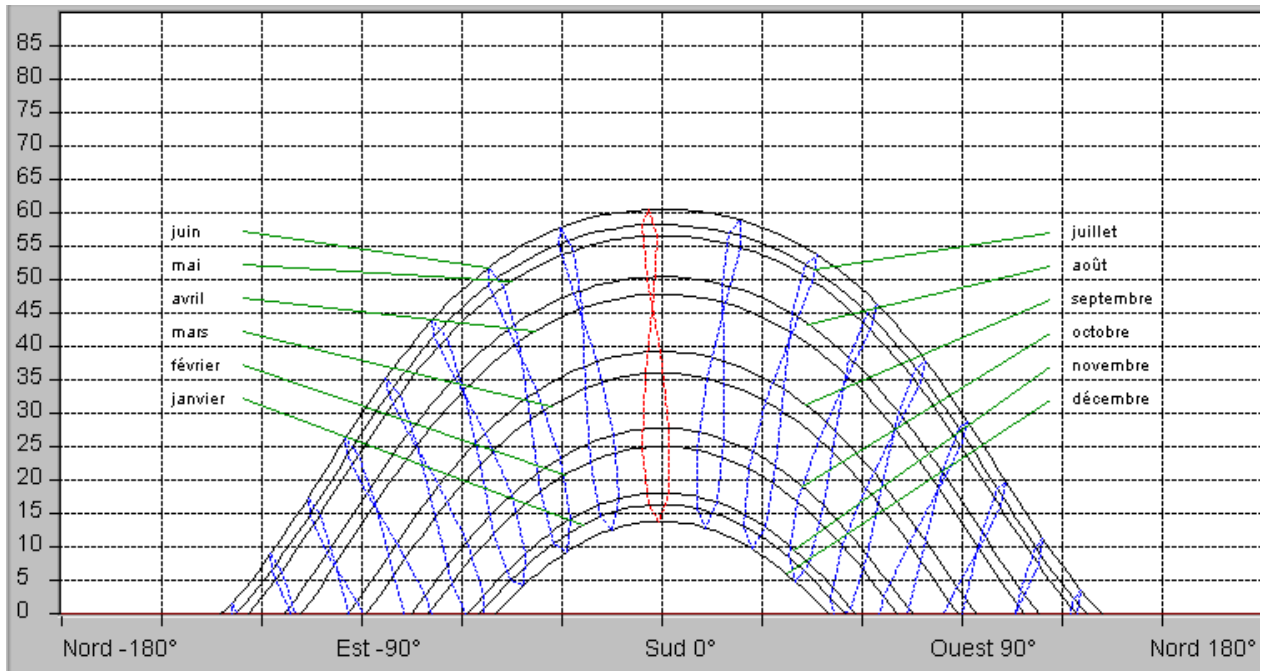


Figure 21 : Diagramme aux latitudes tempérées

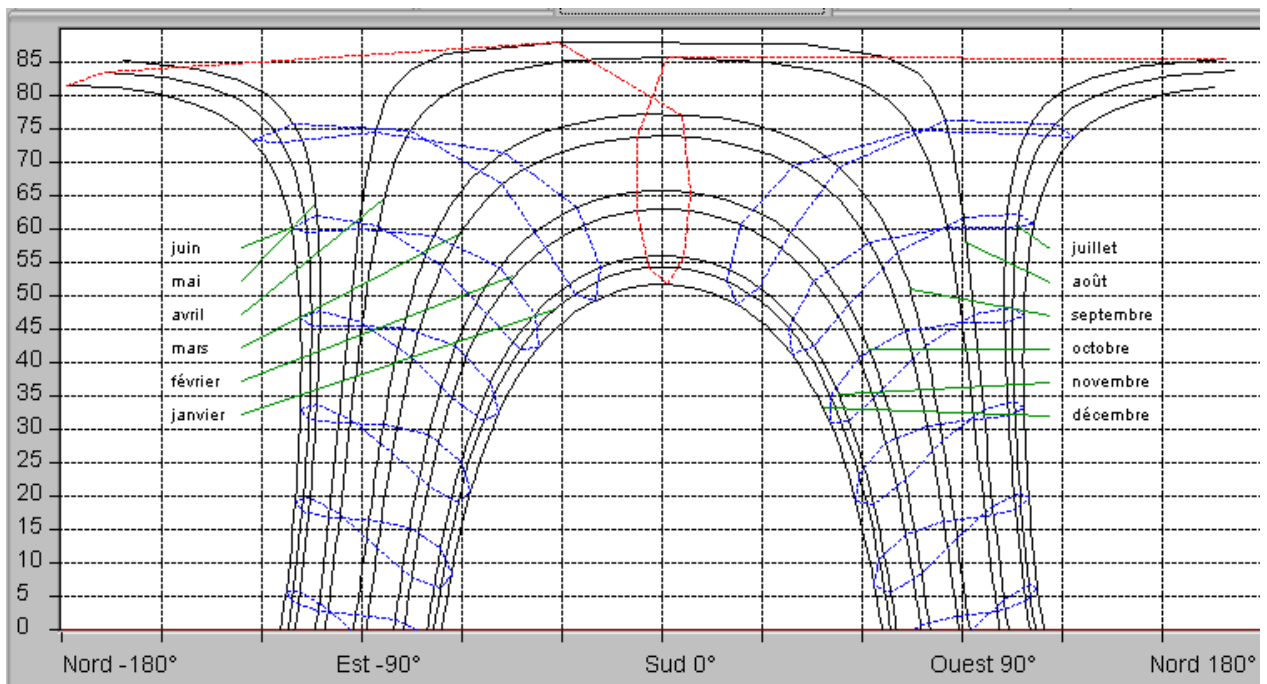


Figure 22 : Diagramme aux latitudes intertropicales

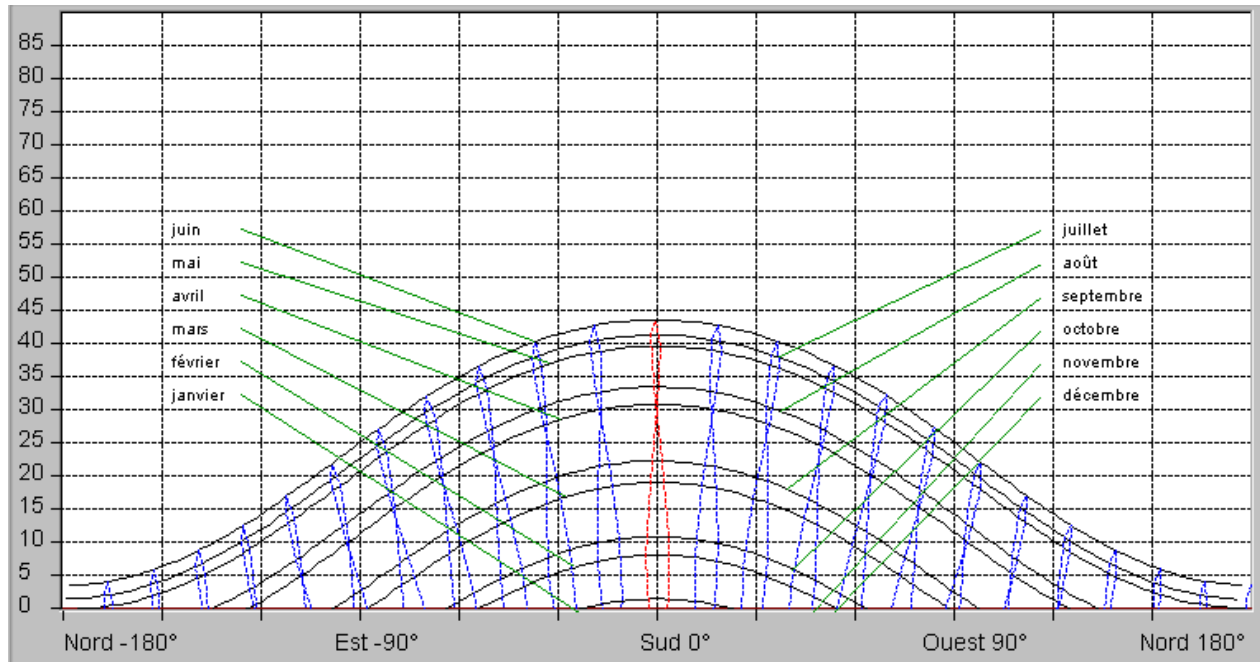


Figure 23 : Diagramme aux latitudes polaires

4.3 Mesure sur une surface d'inclinaison quelconque

L'inclinaison i est l'angle du plan de l'objet étudié par rapport à l'horizontale. L'orientation γ est l'angle entre la normale au plan de l'objet étudié et le plan méridien du lieu (elle est comptée positivement vers l'Ouest par rapport au Sud dans l'hémisphère Nord).

4.3.1 Mesure par ciel clair sur une surface horizontale

Le rayonnement global G reçu par une surface horizontale se décompose en deux termes:

- le rayonnement direct I (éclairage corrigé des phénomènes atmosphériques)
- le rayonnement diffus D en provenance de toute la voûte céleste.

On aura donc sur un plan horizontal⁹:

$$G_h = I \sin h + D_h = I_h + D_h$$

Pour connaître D_h , on fait appel à la fraction d'insolation σ qui représente le nombre d'heures de soleil mesurées par l'héliographe divisé par la durée théorique du jour.

Par ciel clair, on peut en première approximation, utiliser la formule empirique:

$$D_h = G_h \cdot (0.9 - 0.8\sigma) \text{ valable pour } 0.15 < \sigma < 0.70$$

4.3.2 Expression du rayonnement direct reçu sur un plan quelconque

Si i est l'angle d'inclinaison de la normale du plan de mesure avec la verticale du lieu, h la hauteur du soleil, a l'azimut et α l'angle d'incidence du rayon direct avec la normale au plan de mesure, on aura pour la composante directe I_i du rayonnement frappant le capteur:

⁹ Les mesures météorologiques de la station de Trappes montrent que le rapport de la composante diffuse D_h au rayonnement global G_h peut atteindre 45 % en hiver en région parisienne.

- Soleil à midi (azimut nul): $a = 0$

- pour un plan horizontal (Fig 17-a): $i = 0$ et $I_i = I \cdot \sin h$

- pour un plan incliné sur l'horizontale, et orienté Sud (Figure 17-b):

$$\alpha = 90^\circ - (h+i) \quad \text{et} \quad I_i = I \cdot \cos \alpha = I \cdot \sin (h+i)$$

- Azimut quelconque:

- pour un plan vertical orienté Sud (Fig 17-c): $i=90^\circ$ et $I_i = I \cdot \cos h \cdot \cos a$

- pour un plan incliné sur l'horizontale et orienté Sud (Figure 13-d):

I_i est la résultante de deux composantes projetées sur la normale au plan du capteur:

- l'une perpendiculaire à l'horizon: $I \cdot \sin h$,
- l'autre dans le plan de l'horizon, pointant vers le sud: $I \cdot \cos h \cdot \cos a$

la somme des projections donne:

$$I_i = I (\sin h \cdot \cos i + \cos h \cdot \cos a \cdot \sin i)$$

- pour un plan vertical d'orientation quelconque dont la normale fait un angle γ avec le plan méridien (Fig 17-e):

$$i=90^\circ \quad \text{et} \quad I_i = I \cdot \cos h \cdot \cos (\gamma - a)$$

- pour un plan d'inclinaison quelconque i et d'orientation quelconque γ (Fig 17-f):

$$I_i = I \cos \beta = I (\sin h \cdot \cos i + \cos h \cdot \cos (\gamma - a) \cdot \sin i)$$

Ainsi, la formule la plus générale donnant l'angle d'incidence β du rayonnement solaire direct tombant sur un vitrage d'inclinaison i et d'orientation γ est :

$$\beta = \text{Arc cos} (\sin h \cdot \cos i + \cos h \cdot \cos (\gamma - a) \cdot \sin i)$$

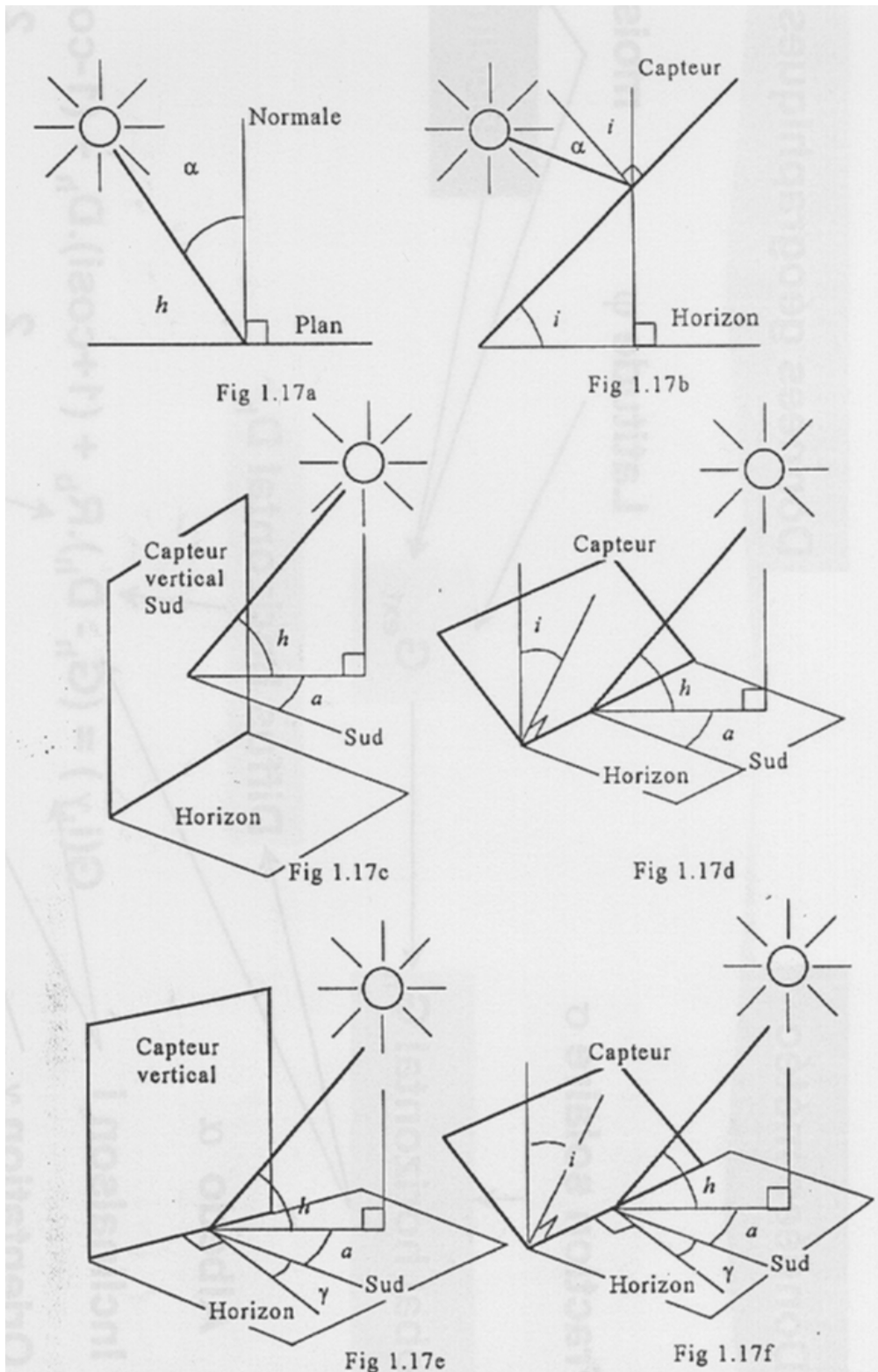


Figure 24 : Expressions du rayonnement direct reçu sur un plan quelconque : a) repérage des angles par rapport à la normale au plan horizontal ; b) capteurs inclinés d'un angle i sur l'horizon ; c) plan vertical orienté Sud et azimut a quelconque ; d) Plan incliné sur l'horizontale et orienté Sud ; e) Plan vertical d'orientation quelconque ; f) Plan d'orientation et d'inclinaison quelconque.

4.3.3 Composante diffuse pour une surface d'orientation quelconque

Pour estimer l'apport solaire sur une surface d'orientation quelconque, il faut clairement séparer le calcul de la part du rayonnement diffus puisque seule intervient pour ce dernier l'inclinaison i de la surface qui permet de voir plus ou moins d'espace et plus ou moins d'albédo en provenance du sol. Par exemple une surface verticale ne voit que la moitié de l'espace, mais l'albédo du sol peut devenir prépondérant (voir définition p.25).

$$D = \frac{1 + \cos i}{2} \cdot D_h + \frac{1 - \cos i}{2} \cdot \alpha \cdot G_h$$

où α est le coefficient d'albédo du sol¹⁰.

Pour un plan vertical, en prenant $\alpha = 0.2$, on aura : $D_v = 0.5 (D_h + 0.2G_h)$

Dans des conditions moyennes de nébulosité, pour connaître D_h , on fait appel à la fraction d'insolation σ et en première approximation, la composante diffuse est donnée par la relation empirique:

$$D_h = G_h (1 - 0.25\sigma - 0.6\sqrt{\sigma})$$

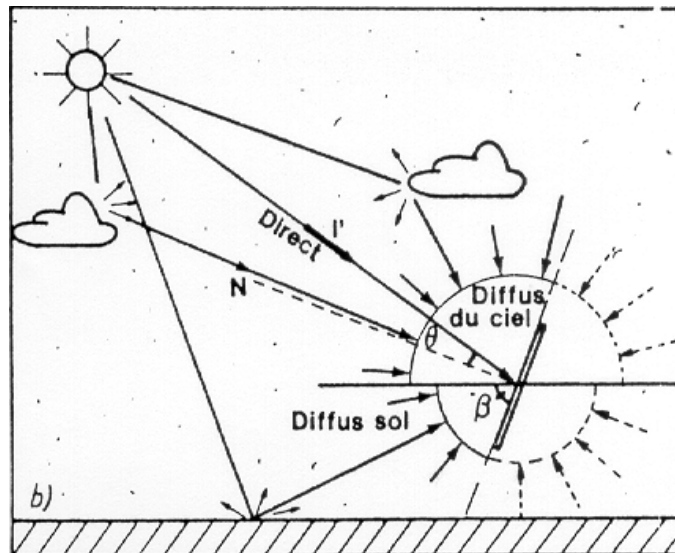


Figure 25 : Composante diffuse en provenance du sol sur un capteur incliné d'un angle quelconque.

4.3.4 La fraction d'insolation σ .

C'est le paramètre représentatif des conditions de nébulosité du ciel. La nébulosité est le rapport entre la surface du ciel couverte par les nuages et la surface totale du ciel au-dessus du territoire correspondant.

Cette notion n'étant que descriptive, on la relie à la fraction d'insolation qui est une grandeur mesurable dès qu'on connaît les durées d'insolation enregistrées par l'héliographe et qui s'en déduit par le rapport : $\sigma = S / S_0$ avec S = durée d'insolation mesurée et S_0 durée maximale d'insolation.

Il est possible de relier le rayonnement global G sur une surface à la fraction d'insolation et au rayonnement diffus D . Connaissant G , on peut donc calculer le rayonnement diffus D .

¹⁰ Valeurs typiques de l'albédo: $\alpha = 0.2$: prés, pelouses, 0.5 : ciment-béton, 0.9 : neige fraîche

Station	Janv	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jul	Aou	Sept	Oct	Nov	Dec	An	Heures
Ajaccio	0.47	0.47	0.55	0.61	0.68	0.74	0.83	0.79	0.72	0.62	0.48	0.43	0.64	2 792
Bastia	0.49	0.48	0.54	0.60	0.63	0.70	0.79	0.73	0.67	0.63	0.50	0.45	0.62	2 707
Perpignan	0.54	0.57	0.59	0.60	0.61	0.61	0.68	0.64	0.60	0.53	0.51	0.50	0.59	2 586
St Girons	0.37	0.43	0.47	0.42	0.45	0.42	0.48	0.47	0.51	0.48	0.39	0.31	0.44	1 924
Toulon	0.53	0.56	0.60	0.67	0.69	0.74	0.83	0.78	0.71	0.60	0.52	0.51	0.66	2 904
Carcassone	0.32	0.43	0.53	0.51	0.55	0.55	0.61	0.59	0.57	0.50	0.33	0.29	0.50	2 189
Orange	0.46	0.52	0.54	0.60	0.66	0.68	0.76	0.72	0.64	0.56	0.43	0.42	0.60	2 639
Bordeaux	0.30	0.38	0.47	0.51	0.52	0.55	0.58	0.56	0.52	0.49	0.31	0.24	0.41	2 071
Grenoble	0.29	0.36	0.46	0.48	0.53	0.57	0.64	0.59	0.55	0.44	0.28	0.24	0.48	2 088
Angoulême	0.29	0.37	0.42	0.48	0.50	0.52	0.56	0.53	0.50	0.47	0.30	0.25	0.45	1 978
Lyon	0.22	0.34	0.46	0.50	0.47	0.55	0.62	0.58	0.55	0.41	0.23	0.18	0.45	1 984
La Rochelle	0.35	0.43	0.50	0.57	0.61	0.62	0.65	0.63	0.56	0.51	0.33	0.30	0.53	2 317
Chateauroux	0.25	0.33	0.42	0.48	0.49	0.48	0.53	0.50	0.48	0.43	0.25	0.22	0.43	1 867
Bourges	0.23	0.31	0.42	0.46	0.48	0.48	0.53	0.50	0.48	0.41	0.24	0.20	0.42	1 829
Tours	0.24	0.31	0.44	0.48	0.47	0.52	0.54	0.50	0.46	0.38	0.25	0.20	0.42	1 853
Mulhouse	0.22	0.32	0.43	0.43	0.48	0.47	0.50	0.48	0.47	0.42	0.23	0.19	0.41	1 790
Orléans	0.23	0.31	0.40	0.46	0.48	0.49	0.50	0.48	0.47	0.38	0.23	0.19	0.41	1 789
Brest	0.25	0.33	0.39	0.45	0.48	0.47	0.46	0.45	0.42	0.38	0.26	0.23	0.40	1 752
Paris	0.25	0.31	0.39	0.45	0.46	0.48	0.48	0.46	0.47	0.40	0.24	0.21	0.40	1 771
Caen	0.27	0.33	0.42	0.45	0.47	0.47	0.47	0.44	0.44	0.39	0.24	0.22	0.40	1 769
Cherbourg	0.21	0.29	0.39	0.44	0.47	0.47	0.47	0.43	0.38	0.33	0.20	0.16	0.38	1 657
Lille	0.23	0.26	0.34	0.42	0.45	0.45	0.45	0.44	0.41	0.35	0.22	0.18	0.37	1 635

Tableau 8 : Fraction d'insolation mensuelle σ pour différentes stations et durée d'insolation annuelle S

4.3.5 Rayonnement direct

4.3.5.1 Irradiance directe ciel clair (sans nuages)

- L'irradiance (éclairage) directe dans un plan perpendiculaire au soleil est donnée en W/m^2 par la formule de **Kasten**:

$$I_1 = (I_0 - 31 T_L) \exp(-m T_L / (0.9 m + 9.4))$$

où I_0 est la constante solaire hors atmosphère, $m = \frac{p_m}{1013} \cdot \frac{(0.88)^z}{\sinh}$, et $T_L = 1,6 + 16 \beta_a + 0,5 \ln t$

Par l'épaisseur d'atmosphère traversée m , la formule tient compte de la pression atmosphérique en mbar et de l'altitude z en km. Quant au trouble de Link, il dépend du coefficient de diffusion d'Angström et de la hauteur d'eau condensable.

- La composante du rayonnement direct sur une surface horizontale est alors, dans tous les cas :

$$I_{1h} = I_1 \cdot \sin h$$

- Et la composante directe dans un plan d'inclinaison quelconque i et d'orientation quelconque γ le soleil à une hauteur h et un azimut a :

$$I_{1i} = I_1 (\sin h \cdot \cos i + \cos h \cdot \cos(\gamma - a) \cdot \sin i)$$

4.3.5.2 Irradiation directe ciel quelconque

La dispersion des éclairagements et les écarts entre valeurs mesurées et calculées sont très sensiblement réduits si l'on procède à une intégration sur des intervalles de temps de l'ordre de l'heure: on obtient alors des valeurs moyennes qui correspondent, avec une bonne précision, à celles déduites de relevés portant sur plusieurs journées identiques. **On prend alors, pour le calcul de la hauteur du Soleil, l'heure correspondant au milieu de l'intervalle de temps considéré, et on suppose que les éclairagements calculés restent inchangés durant tout cet intervalle, ce qui fait que l'irradiation est égale à l'irradiance multipliée par une heure.**

$$I_h = K.I_{1h}$$

$$K = \sigma / (1 + c (1 - \sigma))$$

Le rapport K est donc une fonction de la fraction solaire σ et d'un paramètre de nuage c compris entre 0 et 2, à déterminer expérimentalement, en fonction du type de nuages et du régime des passages nuageux. L'étude statistique des variations de K en fonction de σ pour les intervalles horaires de chaque journée, montre que, en France Nord, c varie de 0,3 en hiver à 1 en été, et dans le Sud de 0,5 l'hiver à 1,2 l'été ; en l'absence de connaissance du climat du site, on prendra $c = 1$ en toutes saisons.

4.3.6 Rayonnement diffus

4.3.6.1 Ciel clair (sans nuages)

Pour calculer l'irradiance diffuse dans un plan horizontal, nous avons concocté la formule suivante :

$$D_{1h} = 380 \exp(-4/T_L) \cdot \exp(-z/7,8) \cdot (\sin h)^{(T_L + 6)/30}$$

4.3.6.2 Ciel quelconque

Pour calculer l'irradiation diffuse horizontale par ciel quelconque dans un plan horizontal, la formule suivante a été proposée par **Bedel** :

$$D_h = I_h \cdot f(\sigma) / (1 - f(\sigma)) \text{ avec } f(\sigma) = 0,9 - \sigma (0,9 - (D_{1h} / G_{1h}))$$

où σ représentant la fraction d'ensoleillement pour l'intervalle de temps horaire considéré.

4.3.7 Rayonnement global

4.3.7.1 Ciel clair (sans nuages)

Pour calculer l'irradiance globale dans un plan horizontal, nous avons concocté la formule suivante qui tient compte de l'altitude z (km), à partir de la formule proposée par une commission de **l'Organisation Météorologique Mondiale** :

$$G_{1h} = (1\,300 - 57 \cdot T_L) \exp(0,22z/7,8) \cdot (\sin h)^{(T_L + 36)/33}$$

Cette relation doit bien sûr vérifier à toute heure la condition : $G_{1h} = I_{1h} + D_{1h}$

4.3.7.2 Ciel quelconque

La formule générale dûe à **Schuepp** donne pour l'irradiation globale horizontale pour un ciel quelconque :

$$G_h = G_{1h} \cdot (a + (1 - a) \cdot (0,5 \cdot \sigma (\sigma + 1))^{0,5})$$

Où σ est la fraction solaire et a est un coefficient climatique compris entre 0 et 1, déduit des mesures :

- en régions septentrionales, on prendra $a = 0$,
- en régions tempérées, $a = 0,10$,
- en régions intertropicales, $a = 0,33$,
- et en régions équatoriales, $a = 0,5$.

Cette relation doit bien sûr vérifier à toute heure la condition : $G_h = I_h + D_h$

4.4 Intégration journalière

4.4.1 Estimation des valeurs quotidiennes moyennes de l'irradiation

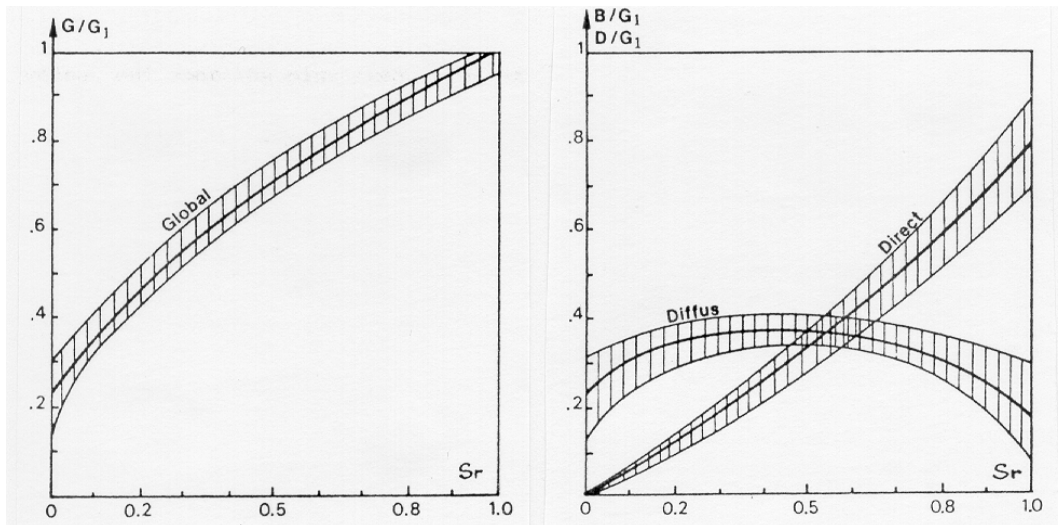


Figure 26 : Irradiations quotidiennes globales Q , directe Q_I , et diffuse Q_D par ciel clair et ciel nuageux en fonction de la fraction d'ensoleillement σ_0

4.4.2 Surface verticale: exemple simple

L'intensité maximale du rayonnement reçu a lieu à midi vrai. Si l'on veut intégrer l'énergie reçue pendant la journée, en faisant l'hypothèse de conditions météo stationnaires, en première approximation, la courbe peut être assimilée à une arche de sinuséide dont l'aire représente l'énergie cumulée:

$$Q = \frac{2}{\pi} G_{\max} \cdot \Delta t$$

Application numérique:

Calcul de l'énergie reçue sur le mur vertical d'une maison, orienté sud-ouest, au cours de la journée du 15 décembre à Carpentras.

Données:	latitude $\varphi = 44^\circ \text{N}$	hauteur du soleil à 12h: $h = 23^\circ$
	azimut du soleil à 12h: $a = 0$	durée du jour: 8.5h.
	rayonnement global enregistré sur une surface horizontale par journée de ciel clair: $G_h = 370 \text{ W/m}^2$	fraction d'insolation: $\sigma = 0.60$

- calcul de la composante diffuse par ciel clair sur le plan horizontal:

$$D_h = G_h \cdot (0.9 - 0.8\sigma) = 0.42 \cdot 370 = 155 \text{ W/m}^2.$$

- calcul de la composante diffuse sur le plan vertical d'orientation quelconque:

$$D_v = 0.5(D_h + 0.2G_h) = 0.5(155 + 74) = 115 \text{ W/m}^2$$

- calcul de la composante directe sur le plan horizontal:

$$I_h = I \sin h = G_h - D_h = 370 - 155 = 215 \text{ W/m}^2$$

- calcul de la composante directe à midi sur le plan vertical orienté Sud-ouest:

$$I_v = I \cdot \cos h \cdot \cos 45^\circ = I_h \cdot \cot h \cdot \cos 45^\circ = 215 \cdot 1.66 = 357 \text{ W/m}^2$$

D'où le rayonnement global à midi par jour de ciel clair, sur le plan vertical orienté Sud-ouest:

$$G_v = D_v + S_v = 357 + 115 = 472 \text{ W/m}^2$$

D'où l'énergie reçue au cours de la journée du 15 décembre:

$$Q = \frac{2}{\pi} \cdot G_v \cdot \Delta t = 0.64 \cdot 472 \cdot 8.5 = 2568 \text{ Wh/m}^2$$

4.4.3 Variations annuelles de l'irradiation quotidienne:

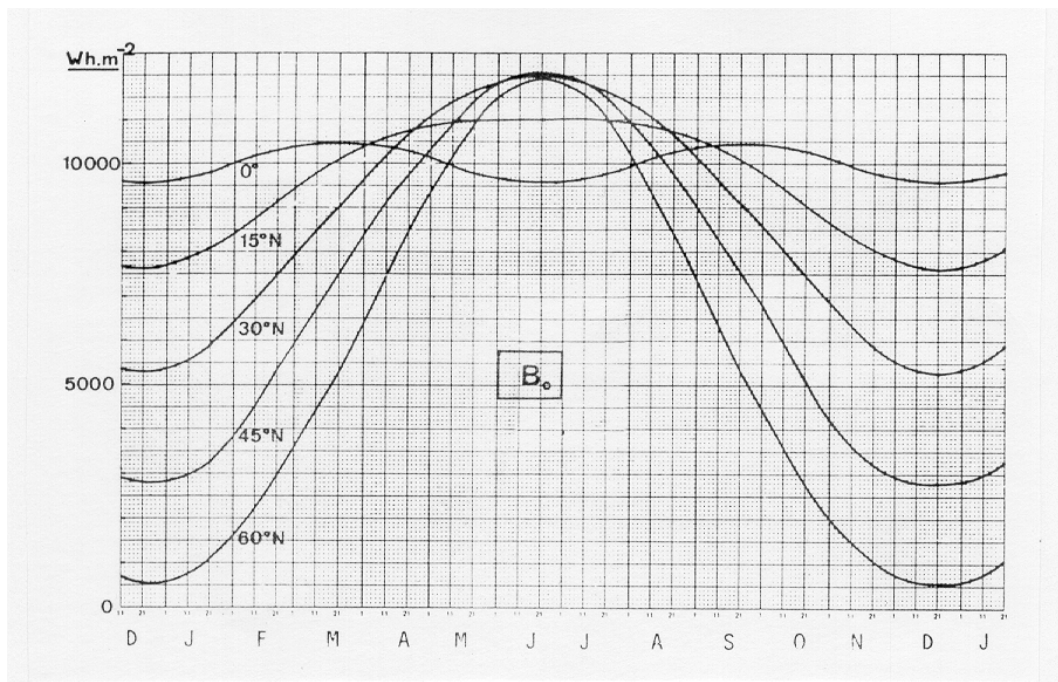


Figure 27 : Variations annuelles de l'irradiation quotidienne d'une surface réceptrice horizontale hors atmosphère

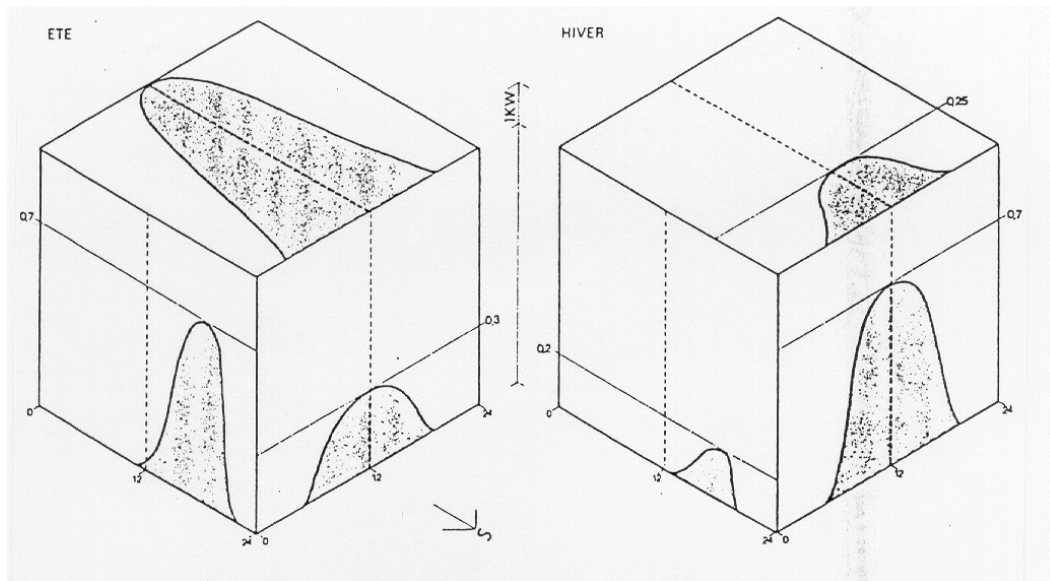


Figure 28 : Irradiations reçues du soleil suivant les orientations des façades d'une construction en Hiver et en Ete.

4.4.4 Profils types d'irradiations mensuelles

4.4.4.1 Lille (lat : 51°)

Irradiation annuelle pour une surface horizontale:

- 973 kWh /m².an (30% direct, 70% diffus)

Irradiation annuelle pour une surface verticale:

- 704 kWh /m².an (38% direct, 62% diffus)

Irradiation annuelle à l'inclinaison optimale 25 +/- 5° :

- 1 013 kWh /m².an

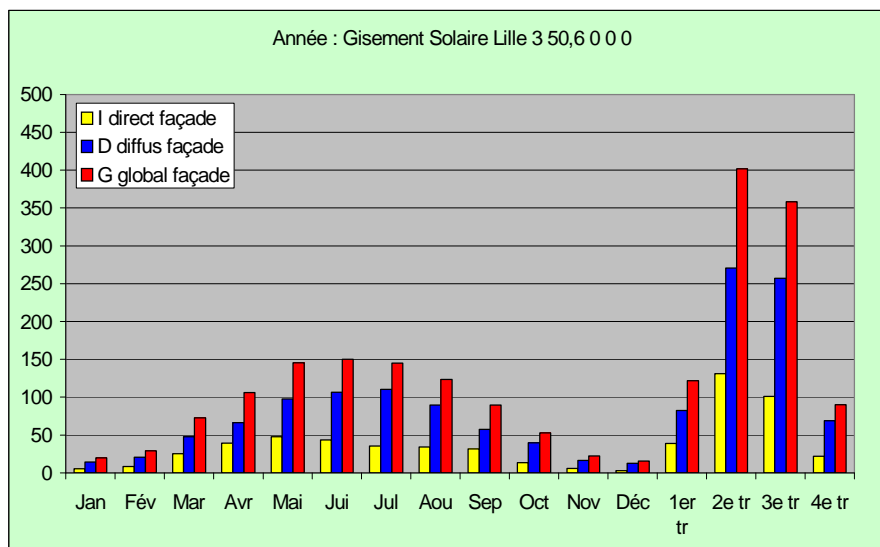


Figure 29 : Lille : irradiation mensuelle pour une surface horizontale(kWh/m²)

4.4.4.2 Chambéry (lat 46°)

Irradiation annuelle pour une surface horizontale

- 1 267 kWh /m².an (56% direct, 44% diffus)

Irradiation annuelle pour une surface verticale

- 975 kWh /m².an (59% direct, 41% diffus)

Irradiation à l'inclinaison optimale 33 +/- 5 °

- 1 408 kWh /m² .an

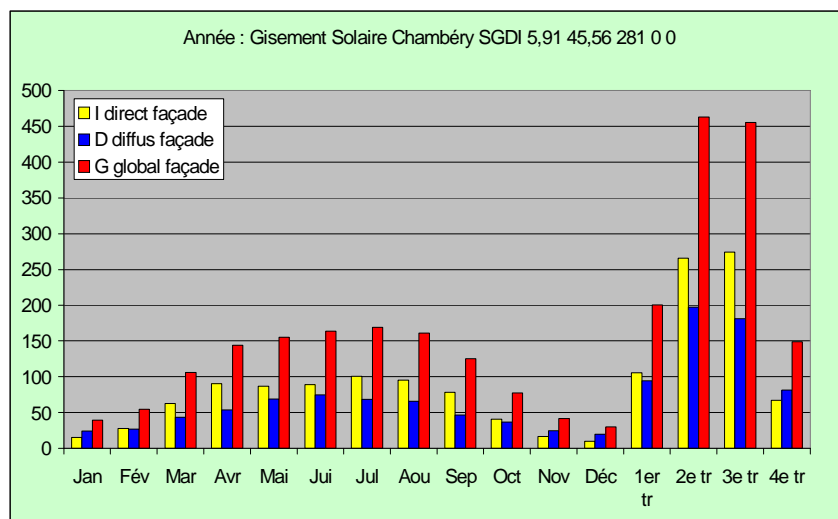


Figure 30 : Chambéry: irradiation mensuelle pour une surface horizontale (kWh/m²)

4.4.4.3 Ajaccio (lat 42°)

Irradiation annuelle pour une surface horizontale

- 1 551 kWh /m².an (60% direct, 40% diffus)

Irradiation annuelle pour une surface verticale

- 1 135 kW /m².an (59% direct, 41% diffus)

Irradiation à l'inclinaison optimale 30 +/- 5 °

- 1 705 kWh /m² .an

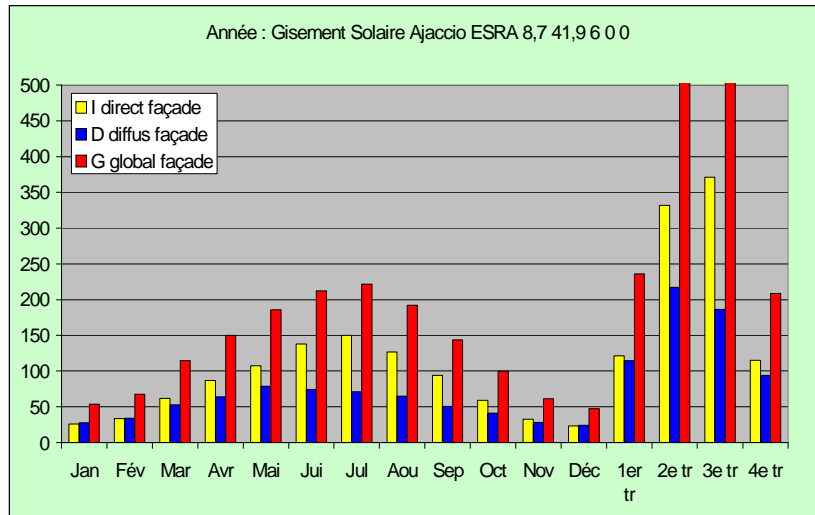


Figure 31 : Ajaccio : irradiation mensuelle pour une surface horizontale (kWh/m²)

4.4.5 Irradiation fonction de l'inclinaison et de l'orientation

Compte tenu de la composante diffuse du rayonnement solaire relativement importante dans nos régions, le productible solaire annuel, rapporté à sa valeur maximale (Orientation Sud, inclinaison 35°) varie assez mollement avec l'orientation et avec l'inclinaison comme l'indique la Figure 32.

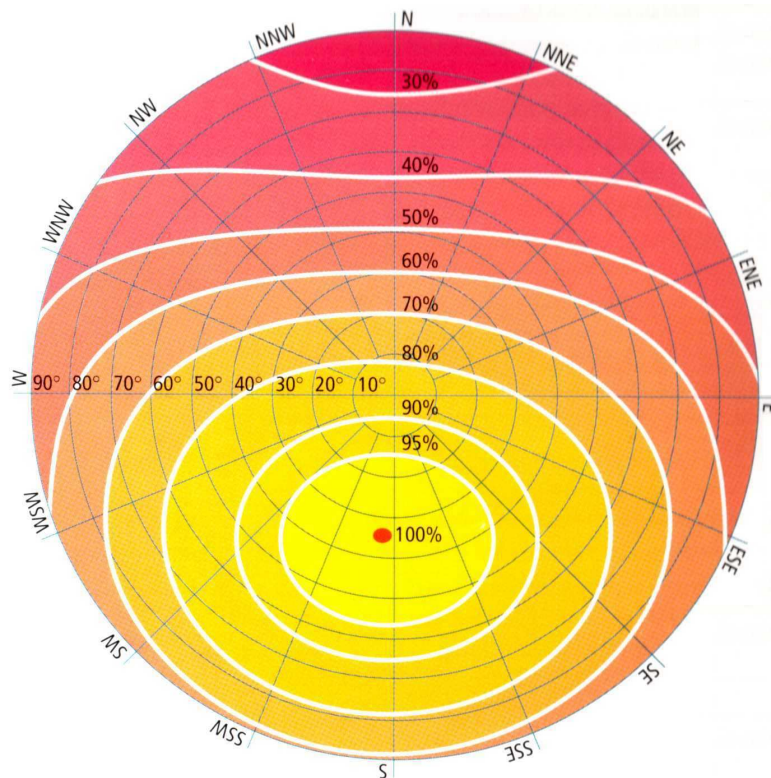


Figure 32 : Variation du productible en fonction de l'orientation et de l'inclinaison

4.4.6 Masques

Si, à certaines époques de l'année, certains obstacles naturels cachent le Soleil en cours de journée, le plus souvent au lever ou au coucher, il est évident que la durée maximale d'ensoleillement mesurable par très beau temps, normalement voisine de la durée du jour S_0 , doit être diminuée de cette durée d'occultation que l'on peut mesurer ou calculer géométriquement.

On désigne cette durée maximale possible d'ensoleillement par S_{max} . S_{max} dépend ainsi, comme S_0 , de la latitude et de la déclinaison du Soleil, mais aussi de l'environnement géographique, des masques et des obstacles, et la différence $S_{max} - S_0$ varie selon l'époque de l'année et les trajectoires apparentes du Soleil. Lorsque l'horizon est bien dégagé de tout masque (colline, bâtiment, etc.), S_{max} reste cependant inférieur à S_0 , car au lever et au coucher du Soleil, le rayonnement direct n'atteint la valeur du seuil de mesure par l'héliographe que pour une certaine hauteur du Soleil. Cette valeur de la durée maximale mensuelle par très beau temps, en horizon dégagé sans obstacles, est souvent symbolisée par S_1 . C'est elle qui est mesurée et fournie par les stations météorologiques.

Les problèmes de masque ou d'écran portant ombre à certains moments de la journée (bâtiments, rideau d'arbres, etc.) et sources de rayonnement diffus, sont en général difficiles à apprécier, mais sont solubles cas par cas par des considérations géométriques simples.

Le masque géographique lointain sert à définir l'horizon lointain du site où l'on se trouve. On peut parler d'horizon lointain lorsque l'angle sous lequel on voit un obstacle ne varie pas ou très peu lorsque l'on s'élève de quelques mètres d'altitude. L'altitude de l'obstacle est calculée en ajoutant la hauteur de l'obstacle à l'altitude de définition du masque. **C'est pour cette raison qu'il est important de définir l'altitude de définition du masque avant d'entrer les mesures. Une modification ultérieure de l'altitude de définition entraîne une erreur sur les altitudes des obstacles.**

On peut mesurer les masques par différentes méthodes :

- relevé topographique sur carte d'Etat Major,
- plus simple, le relevé manuel par clinomètre,
- ou plus sophistiqué, photographie numérique associée à un logiciel ad-hoc tel que «HORIZON », développé par la société Suisse « Energie-Buro ».

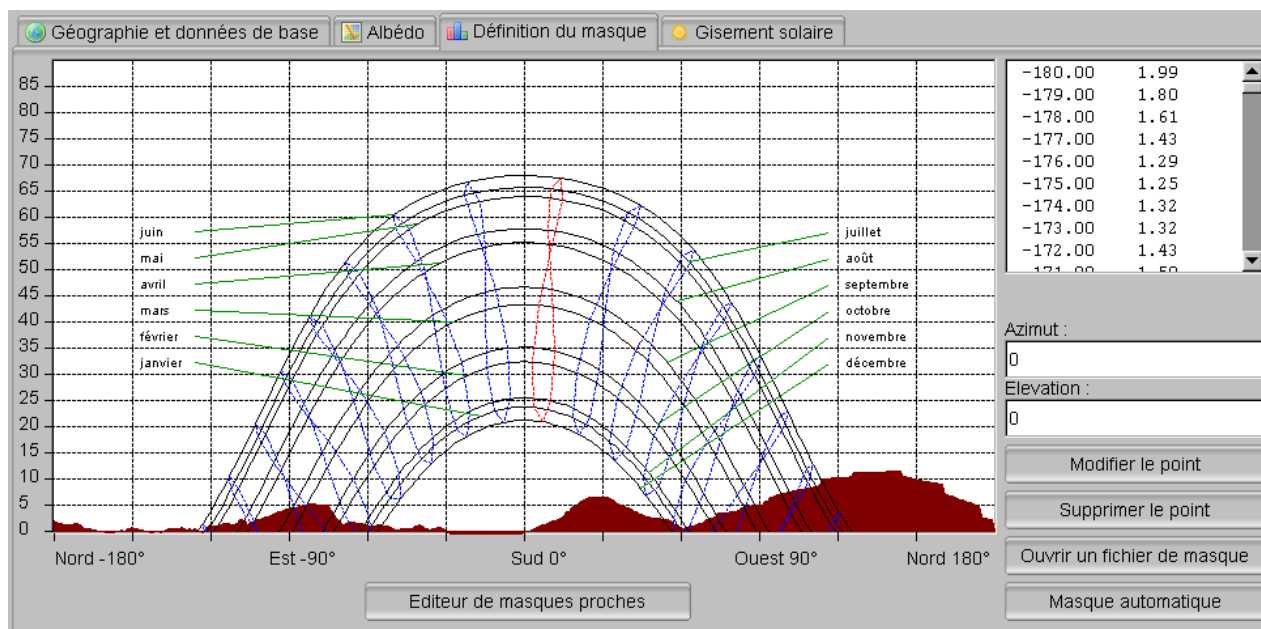


Figure 33 : Effet d'un masque lointain

Le masque géographique proche sert à définir « l'horizon » proche du site précis où l'on se trouve. On peut parler de masque proche lorsque l'angle sous lequel on voit un obstacle varie de façon importante lorsque l'on s'élève d'un étage par exemple... **Attention ! il y aura un masque proche pour chacune des faces d'un bâtiment.**

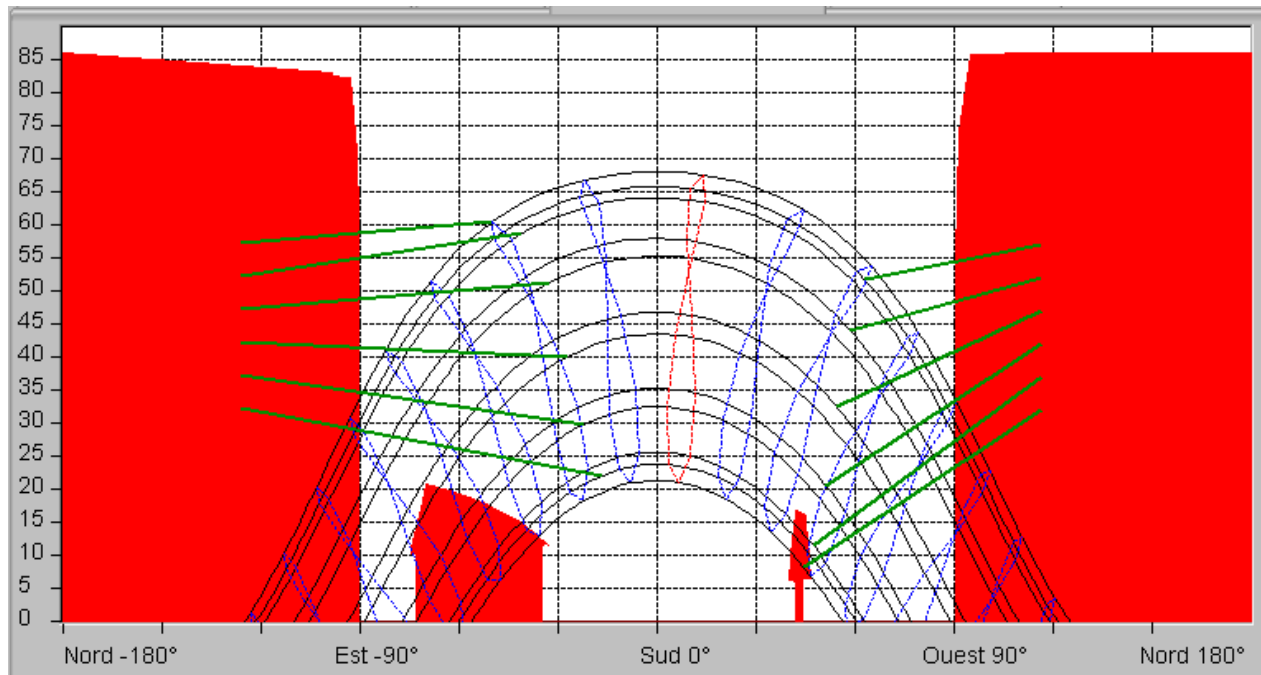


Figure 34 : Effet d'un masque proche (bâtiment, arbres, ou éléments du bâti sur lui-même)

5 Logiciels de dimensionnement solaire

5.1 Outils sur le gisement solaire, l'irradiation et les données climatiques

CalSol (INES)	Ce logiciel conçu par l'INES, accessible gratuitement sur Internet, permet d'apprécier le potentiel en énergie solaire pour une quinzaine de villes en France suivant l'inclinaison et l'orientation et d'effectuer une pré étude énergétique, économique et environnementale pour une installation PV connectée au réseau électrique (à venir : PV en site isolé, eau chaude sanitaire solaire, chauffage solaire et solaire passif).
EERE (USA)	Energy Efficiency and Renewable Energy de US Departement of Energy, données climatiques et solaires sur 230 villes dans 85 pays
IES (I)	Base de données de l'Institute for Environment and Sustainability à Ispra en Italie, sur l'irradiation solaire (valeurs moyennes mensuelles pour différentes inclinaisons, trouble de Link, rapport diffus/global ...) pour différents lieux dans 60 pays dans le monde dont 500 en France.
INFOCLIMAT (F)	Normales climatiques d'une centaine de stations françaises, période 1961-1990, sur la température, les précipitations, la durée d'insolation, l'humidité relative ...
MétéoFrance (F)	Service professionnel payant de Météo France
METEONORM 5.0 (CH)	Logiciel (de Meteotest) de données climatiques et irradiation solaire, calcule suivant l'orientation et l'inclinaison. Logiciel téléchargeable fonctionnant en mode démonstration durant 10 jours.
Meteosun 1.0 (CH) de SPF	Données météorologiques mondiales sur 4 500 sites (utilisé par le logiciel thermique PolySun).
RETScreen (CAN)	Logiciels téléchargeables gratuits sur les données solaires, simulation de systèmes photovoltaïques, thermiques, passifs et sur l'émission GES.
S@tel-light (EU)	S@tel-light permet (à partir d'observations satellite 1996-2000) de générer des cartes sur l'irradiation solaire en Europe
SoDa (F)	Service web (de l'Ecole des Mines de Paris) pour les professionnels en énergie solaire. Base de données climatiques et en irradiation solaire sur la planète avec différentes applications.
Solar Irradiation	Site de John Duffy, University of Massachusetts. Irradiation solaire mensuelle de 2 300

database (USA)	villes dans 120 pays (42 villes en France).
SRR (USA)	Solar Radiation Resources Information, Données sur l'irradiation solaire dans le monde (en anglais)
SunAngles (USA)	Calcul de la position du soleil (en anglais)
Sun Position (GR)	Calcul de la position du soleil (en allemand)
SWITCH (F) (Solar water integrated thermal cooling and heating systems)	Ce site (de l'Ecole des Mines de Paris) permet d'obtenir des données sur l'irradiation solaire mensuelle (globale et suivant une inclinaison et une orientation) ainsi que le trouble de Link et la température min/max pour 16 pays en Europe et 31 villes en France.
worldclimate (USA)	Ce site fournit des données climatiques (température, précipitation ...) de 85 000 lieux à travers le monde.
WRDC (USA)	World Radiation Data Center, Données sur l'irradiation solaire dans le monde (en anglais)

5.2 Outils sur la simulation de la production d'énergie photovoltaïque

Archelios (FR)	Progiciel de Cythelia , Programme de calcul d'irradiation solaire et de simulation de systèmes photovoltaïques (mais aussi thermiques et passifs)
Greenius (GE)	Logiciel téléchargeable de simulation de systèmes photovoltaïques, en anglais et en allemand
HOMER (USA)	Logiciel téléchargeable gratuit de simulation de systèmes photovoltaïques, en anglais et pour les USA (NREL)
IES (I)	Logiciel de l'Institute for Environment and Sustainability, évaluation du potentiel photovoltaïque (valeurs moyennes mensuelles et annuelles suivant l'inclinaison et l'orientation) pour 60 pays dans le monde et 500 villes en France
PVcad (GE)	Logiciel de dimensionnement de façade photovoltaïque de l'ISET
PV-Design-PRO (GE)	Logiciel de simulation de systèmes photovoltaïques, en anglais et en espagnol
PV F-CHART (USA)	Logiciel téléchargeable de simulation de systèmes photovoltaïques, en anglais et pour les USA
PVS (GE)	Logiciel de simulation de systèmes photovoltaïques, en allemand
PVSOL (GE)	Logiciel de la société Valentin, programme de simulation d'installations photovoltaïques. Possibilité de télécharger une version de démonstration ainsi que le manuel d'utilisation
PVSYST (CH)	Logiciel de l'Université de Genève, programme de simulation de systèmes photovoltaïque
RETScreen (CAN)	Logiciels téléchargeables gratuits sur les données solaires, simulation de systèmes photovoltaïques, thermiques, passifs et sur l'émission GES
SolarPro (USA)	Logiciel téléchargeable de simulation de systèmes photovoltaïques, en anglais et japonais

5.3 Outils sur la simulation de systèmes solaires thermiques

CombiSun (DK)	Le logiciel CombiSun peut estimer les performances de différents systèmes combinés sous différents climats et différentes charges.
GetSolar (GR)	Simulations d'installations solaires thermiques (allemand, anglais et français)
LOGICLIP (FR)	LogiClip est un logiciel de dimensionnement des installations d'Eau Chaude Solaire. La version 1.0 de LogiClip est disponible auprès de CLIPSOL au prix de 64,58€ TTC (soit 54€ HT)
PolySun (CH)	Logiciel de SPF, simulation de dimensionnement d'installations thermiques solaires. Une version de démonstration est téléchargeable
PSD (FR)	Performances des Planchers Solaires Directs pour la France métropolitaine, disponible en CD-ROM au CSTB
RETScreen (CAN)	Logiciels gratuits sur les données solaires, simulation de systèmes photovoltaïques, thermiques, passifs et sur l'émission GES
SIMSOL (FR)	Logiciel de simulation des installations solaires collectives développé par le CSTB. Logiciel téléchargeable gratuitement en version complète (9,5 Mo)
SOLO (FR)	Logiciel de dimensionnement sur internet sur le site de Tecsol faire "calculs eau chaude" et "dimensionnement Solo". Calcule la couverture en eau chaude sanitaire en fonction du lieu, des besoins, du type et du volume de stockage, de la surface de capteurs avec son inclinaison et l'orientation, téléchargeable gratuitement sur le site du CSTB
TSOL (GE)	Logiciel de la société Valentin, simulation d'installations thermiques. Possibilité de télécharger une version de démonstration ainsi que le manuel d'utilisation

5.4 Outils sur la simulation solaire passive

CoDyBa (F)	Outil sur PC de simulation des performances énergétiques des bâtiments lorsque ceux-ci sont soumis à des conditions climatiques variées (CETHIL - ETB INSA de Lyon)
EnerCAD 2004 (CH)	Logiciel du CUEPE, simule et optimise les besoins en énergie des bâtiments, pour les architectes, associé à la base de données DIAS (Données Interactives d'Architectures Solaires)
Energy-10 (USA)	Logiciel de design de bâtiment à faible consommation d'énergie
HOT3000 (CAN)	HOT3000 est un logiciel de simulation énergétique du bâtiment utilisant le moteur esp-r
PLEIADES + COMFIE version 2.32 (FR)	Logiciel de IZUBA (en association avec l'Ecole des Mines de Paris) pour la conception bioclimatique et l'analyse du confort thermique par simulation dynamique. Une version de démonstration de PLEIADES + COMFIE 2.32 est téléchargeable
RETScreen (CAN)	Logiciels gratuits sur les données solaires, simulation de systèmes photovoltaïques, thermiques, passifs et sur l'émission GES
SUNCHART (USA)	Outil de gestion du solaire passif dans les bâtiments (en anglais)
Solacalc (UK)	Logiciel de design de maison solaire (en anglais)
SolArch , IPSE (USA)	SolArch, Outil pour professionnels utilisant le solaire, IPSE (Introduction to Passive Solar Energy) est destiné aux débutants.
Solene et Simula (FR)	Logiciels de simulation du CERMA, Centre de recherche méthodologique d'architecture
Squara One (UK)	Site d'information donnant accès à des logiciels sur le solaire passif
Soleili (FR)	Logiciel de calcul sur la position du soleil, la portée des ombres, l'ensoleillement chiffrée
SVR, Arkitekto (FR)	Outil de modélisation inverse 3D appliquée à l'ensoleillement, la visibilité et la réflexion solaire et visuelle
THERMEEXCL (FR)	Bibliothèque de logiciels notamment sur l'énergie dans le bâtiment
GEAA (GR)	Software pour le calcul de puits canadien ou provençal (en anglais ou en allemand)

5.5 Outils d'analyse de cycle de vie

EQUER (F)	Logiciel de IZUBA et de l'Ecole des Mimes de Paris pour l'analyse du cycle de vie par simulation dynamique. Une version de démonstration sera téléchargeable prochainement
SimaPro (NL)	Logiciel d'analyse de cycle de vie, version de démo téléchargeable
GaBi (GR)	Logiciel sur l'analyse de cycle de vie, de coût, d'environnement, de GES, ...
TEAM (F)	TEAM est un outil d'Analyse de Cycle de Vie de produits
Square One (UK)	Site d'information donnant accès à des logiciels sur l'analyse du cycle de vie
BEES (USA)	Building for Environmental and Economic Sustainability, BESS software
ECOPRO LCA (CH)	EcoPro, the life-cycle-assessment (LCA) tool, developed with EMPA

5.6 Outils divers en rapport avec les projets solaires

César (F)	Conception Energétique et Analyse Réglementaire de Cardonnell Ingénierie. Progiciel pour la conception et l'analyse de la conformité RT 2000 suivant les règles établies par le CSTB
CO2PRA (GE)	Logiciel de la société Valentin pour minimiser l'émission de CO2 dans les systèmes à cogénération
GAEA	Le logiciel GAEA, disponible en Anglais ou en Allemand, de conception de puits canadien
Panorama master2 (CH)	Logiciel de Energieburo, création de panorama à partir de photographies
RETScreen (CAN)	Logiciels gratuits sur les données solaires, simulation de systèmes photovoltaïques, thermiques, passifs et sur l'émission GES
TRNSYS (USA)	Logiciel de Madison Solar Energy, University of Colorado, simulation d'échange thermique. Une version de démonstration de 15 MB est disponible

6 Appareils de mesure, calibration

Le principe classique des mesures d'éclairements est l'effet thermoélectrique: un corps noir reçoit le rayonnement solaire, l'augmentation de sa température est mesurée par une série de couples thermoélectriques; on enregistre donc une force électromotrice. Une mesure précise est toujours délicate d'autant plus que l'appareil est situé à l'extérieur.

6.1 L'héliographe

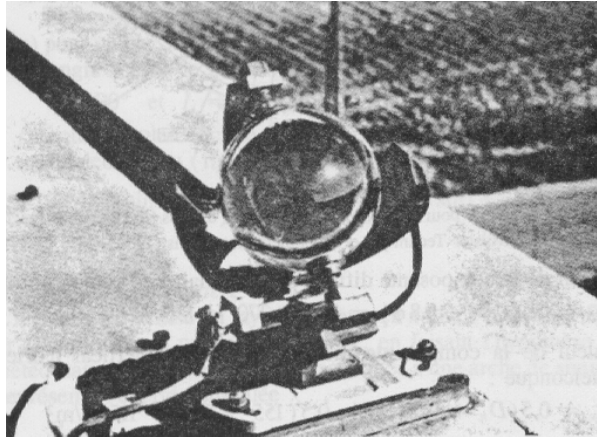


Figure 35 :Héliographe de Campbell

L'héliographe mesure les périodes de la journée pendant lesquelles l'intensité du rayonnement direct a dépassé un certain seuil. Tant que l'on peut observer des ombres sur le sol ($E > 120 \text{ W/m}^2$), les météorologistes parlent de radiation directe à laquelle est sensible l'héliographe. La somme de ces périodes représente la durée d'insolation journalière permettant de définir la fraction d'insolation. Dans l'héliographe de Campbell-Stokes, une sphère de verre concentre le rayonnement direct en un point qui brûle un papier spécial. En se déplaçant le point brûlé décrit le mouvement apparent du soleil en traçant une courbe dont la longueur est proportionnelle à la durée d'insolation. L'héliographe de Jordan utilise du papier photographique. On utilise maintenant des héliographes automatiques constitués de cellules photovoltaïques disposées sur une bande cylindrique dont l'axe est perpendiculaire au plan de la trajectoire apparente du soleil. Un dispositif électronique totalise les intervalles de temps d'ensoleillement; il faut veiller à ce que chaque héliographe ait le même seuil, c'est à dire l'éclairement direct minimal enregistré.

6.1.1 Mesure des durées d'ensoleillement

La mesure de la durée d'ensoleillement - et le calcul de la fraction d'ensoleillement qui en découle directement - reste physiquement associée aux caractéristiques des appareils de mesure utilisés, en l'occurrence des héliographes type Campbell.

De petits cumulus passant rapidement devant le Soleil peuvent provoquer une durée d'ensoleillement réelle ne dépassant pas 65 % de la période considérée (fraction d'ensoleillement), alors que les héliographes à cause de l'inertie, donneront une trace continue, traduite par une fraction d'ensoleillement de 100 %. Ce phénomène se manifeste à toutes les échelles de temps et dépend étroitement du type de nuages présents, de leurs dimensions, de leur vitesse de déplacement, etc. Les différences entre les durées mesurées et les durées réelles s'accroissent d'autant plus que les apparitions du Soleil sont plus brèves et plus fréquentes.

La linéarité théorique de la relation existant entre l'irradiation directe et la durée d'insolation se vérifie si l'on effectue des mesures fines de la durée d'ensoleillement; en revanche, elle n'est que rarement respectée lorsque l'on utilise les durées mesurées à l'aide d'héliographes.

On peut alors retenir une expression du type suivant pour déterminer la fraction d'ensoleillement réelle K , à partir des mesures de S effectuées avec l'héliographe habituel ou de la fraction d'ensoleillement σ_0 qui en découle aussitôt.

$$K = \sigma_0 / (1+c(1-\sigma_0))$$

Le rapport K est donc une fonction de σ_0 et d'un paramètre c à déterminer expérimentalement, en fonction du type de nuages et du régime des passages nuageux.

On peut alors écrire, pour l'irradiation directe, durant un intervalle horaire par exemple :

$$I = K \cdot I_1$$

où I_1 est l'irradiation directe par ciel clair, pour le même intervalle horaire.

L'étude statistique des variations de K en fonction de σ_0 pour les intervalles horaires de chaque journée, montre que, en France et pour des durées d'ensoleillement mesurées à l'aide des héliographes courants, c reste voisin de 1 en toutes saisons. On obtient alors :

$$K = \sigma_0 / (2-\sigma_0)$$

Si l'on étudie maintenant les relations entre durées d'ensoleillement et irradiations quotidiennes, l'hypothèse d'une fraction d'ensoleillement constante tout au long de la journée apparaît statistiquement acceptable, et c reste aussi égal à 1, en moyenne.

Toutefois, par suite de la non-linéarité de ces relations, mais aussi de la dispersion habituelle des valeurs quotidiennes de σ_0 au cours d'un mois et de la dissymétrie fréquente de leur distribution, on ne peut pas utiliser la seule valeur moyenne mensuelle de la fraction d'ensoleillement σ_0 pour en déduire, à l'aide des mêmes relations, les valeurs moyennes mensuelles des irradiations. Une telle simplification n'est possible que si les valeurs de σ_0 ne s'écartent que peu de la moyenne considérée.

Dans tous les autres cas, les plus fréquents, il convient de répartir les valeurs quotidiennes de σ_0 en plusieurs classes supposées homogènes, de calculer les irradiations recherchées pour chacune d'elles et d'en déduire les moyennes mensuelles en pondérant les valeurs obtenues pour chaque classe par sa probabilité d'occurrence au cours de la période (mois) considérée.

6.2 Le pyranomètre

Les pyranomètres mesurent le rayonnement global (direct + diffus) de toute l'hémisphère céleste dans la bande de longueur d'onde 0.3 à 3 μm . Le pyranomètre d'Eppley est une thermopile adaptée à cet usage. La surface réceptrice comporte deux anneaux concentriques en Argent; l'anneau intérieur est recouvert de noir, l'anneau extérieur recouvert de blanc. La différence de température mesurée entre les deux anneaux par des thermocouples en contact thermique avec les surfaces intérieures des anneaux mais isolés électriquement, peut être enregistrée à raison d'une lecture par heure sous forme d'une tension de sortie de l'ordre du mV (en fait 10 $\mu\text{V} / \text{W/m}^2$).



Figure 36 : Pyranomètre d'Eppley

Pour éliminer le rayonnement direct, certains pyranomètres sont munis d'un cache à orienter suivant la saison pour suivre la déclinaison.

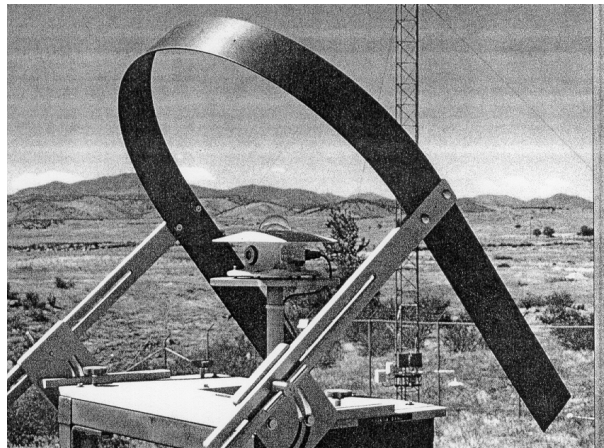


Figure 37 : Pyranomètre muni d'un cache

6.3 Le pyrhéliomètre

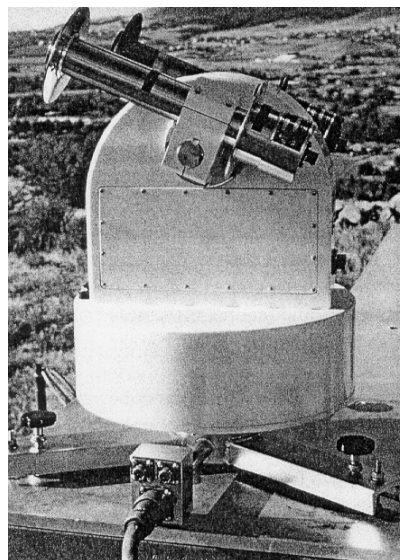


Figure 38 : Pyrhéliomètre (mesure du rayonnement direct)

Les pyréliomètres mesurent le rayonnement direct. Ils comportent une ouverture réduite et une surface réceptrice qui doit être maintenue normale au rayonnement par un système de poursuite automatique. La surface sensible est un disque d'argent noirci placé à la base d'un tube muni d'un obturateur et d'un diaphragme limitant l'angle d'ouverture à 5.7° (le diamètre apparent du soleil est de 0.5°). Le tube est fixé sur une monture équatoriale. On mesure la température du disque d'argent à intervalles réguliers en ouvrant et en occultant alternativement l'entrée de l'appareil.

6.4 Le spectro-radiomètre

Toutes les considérations précédentes ont principalement été axées sur le rayonnement solaire énergétiquement utile, en négligeant sa répartition spectrale. Or, comme nous l'avons vu au chapitre photométrie, certains récepteurs répondent de manière différente suivant les longueurs d'onde, par exemple :

- l'oeil humain qui est sensible à l'éclairage naturel, avec un maximum vers $0,55\ \mu\text{m}$, dans l'intervalle $0,42\ \mu\text{m} - 0,7\ \mu\text{m}$.
- les photopiles au silicium, dont le rendement quantique est maximal vers $0,8\ \mu\text{m}$ et s'annule pratiquement en-deçà de $0,4\ \mu\text{m}$ et au-delà de $1,4\ \mu\text{m}$,
- les chloroplastes, responsables dans le végétal de l'activité photosynthétique productrice de la biomasse, dont l'efficacité est plus spécifiquement centrée sur les longueurs d'ondes de $0,45\ \mu\text{m}$ et $0,65\ \mu\text{m}$,
- divers récepteurs biologiques (pigments de la peau) sensibles au proche ultraviolet, vers $0,35\ \mu\text{m}$ et en-deçà.

L'utilisation de tels récepteurs sélectifs du rayonnement solaire justifie quelques remarques sur la composition du rayonnement parvenant au sol et sur l'exploitation des estimations effectuées dans les chapitres précédents.

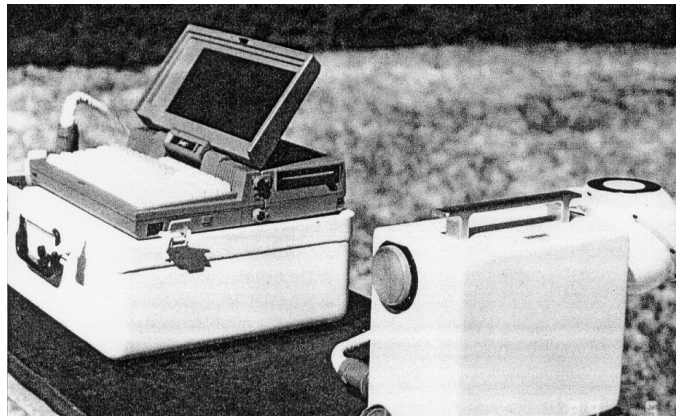


Figure 39 : Le spectro-radiomètre mesure la distribution spectrale du rayonnement global.

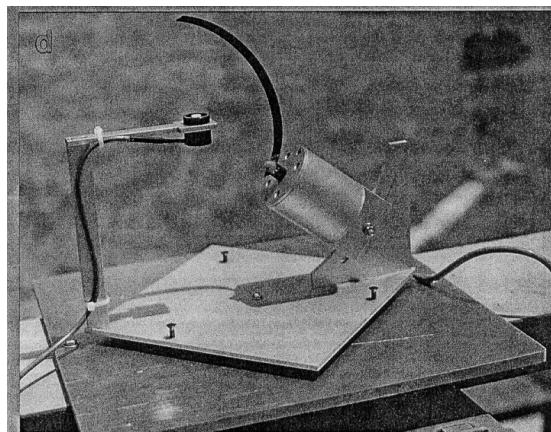


Figure 40 : Le radiomètre à bande rotative permet de mesurer à la fois l'irradiation globale et l'irradiation diffuse.

6.5 Les photopiles de référence

L'irradiance globale peut enfin être mesurée de façon très élégante par une photopile au silicium cristallin, chargée sur une faible résistance de valeur telle que la photopile travaille au voisinage de son point de court-circuit, c'est à dire dans la partie de la caractéristique où le courant est exactement proportionnel à l'irradiance. Les cellules de référence sont calibrées avec soin auprès de laboratoires agréés (Fraunhofer Institut de Freiburg en Allemagne, CEC-JRC d'Ispra en Italie, NREL de Golden, Colorado aux USA). Des simulateurs solaires de classe A permettent de calibrer des étalons secondaires.

La plus grosse difficulté réside dans le fait que les photopiles sont des détecteurs dont la sensibilité spectrale peut varier suivant le procédé de fabrication. Pour cette raison il est recommandé de n'utiliser que des cellules de références issues de la même production que les modules que l'on veut tester. Sachant que la tension de circuit ouvert d'une photopile est très sensible à la température, on peut encapsuler dans un même boîtier, deux photopiles de même nature, l'une mesurant l'irradiance, l'autre la température. Cet instrument s'avère extrêmement utile et souple d'emploi pour faire des mesures dans un champ de panneaux construit avec des photopiles ayant même réponse spectrale.

ARCHELIOS™

1 Présentation du logiciel

Professeur Associé à l'Université de Savoie, Alain Ricaud (Cythelia, www.cythelia.fr) a développé depuis 2001, un progiciel pédagogique de gisement solaire et de dimensionnement amélioré chaque année en Travaux Dirigés au contact des étudiants : ARCHELIOS.

ARCHELIOS permet le calcul selon trois modes de fonctionnement principaux, du gisement solaire à l'évaluation économique : le connecté réseau (le calcul peut se faire pour des systèmes avec suivi du soleil ou encore connecté au réseau Haute Tension avec prise en compte de transformateurs), le connecté réseau sécurisé et le mode autonome (avec calcul de l'optimum technico-économique sur batteries).

Pour la France, le calcul des masques lointains se fait automatiquement grâce aux données topographiques de la NASA (missions SRTM <http://srtm.csi.cgiar.org>) et aux algorithmes de Carnaval (logiciel libre développé par INCUB (www.incub.net)).

Le logiciel calcule la production, le productible spécifique, et le ratio de performance pour plusieurs champs de modules en fonction des caractéristiques de chaque type (cristallin, couches minces).

Le calcul économique est actualisé, prend en compte l'entretien et la maintenance des installations, le renouvellement de certains matériels, et fournit le Coût Global Actualisé (€/kWh), le Temps de Retour Actualisé et le Taux de Rentabilité Interne.

La base de données commercialisée comprend près de 450 stations météo, dont 150 françaises, 8000 modules et 200 onduleurs. Cette base de données contient les caractéristiques techniques et aussi des prix indicatifs pour l'évaluation économique.

Le logiciel est distribué sous licence CeCILL (www.cecill.info), licence de logiciel libre adaptée à la législation française.

Initialement sous Excel, le logiciel a pu être converti en C++ grâce à une aide de l'ANR dans le cadre d'un programme PV-ANR en partenariat avec le LOCIE de l'Université de Savoie.

ARCHELIOS base son calcul sur des données mensuelles d'ensoleillement.

Pour chaque mois de l'année, le logiciel calcule donc la production pour un jour « moyen » dont les données d'ensoleillement sont égales aux données mensuelles divisées par le nombre de jours du mois.

Le jour moyen du mois est le jour pour lequel la déclinaison est la plus proche de la déclinaison moyenne de ce mois. Klein (1977) a proposé les jours moyens suivants :

	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jui	Jul	Aou	Sept	Oct	Nov	Dec
Date	17	16	16	15	15	11	17	16	15	15	14	10
n	17	47	75	105	135	162	198	228	258	288	318	344

1.1 Gisement solaire

Nous décrivons ci-après la manière dont est déterminé pour chaque heure d'un jour moyen la répartition entre le direct et le diffus, et pour le cas où les données sont de type SGDI (fraction solaire, global, direct, diffus). Si l'on ne dispose que du rayonnement global, on approche la répartition direct/diffus par les corrélations suivantes (Duffie et Beckmann, adapté de Erbs et al. (1982)) :

$$\frac{D_h}{G_h} = 1,391 - 3,560.K_T + 4,189.K_T^2 - 2,137.K_T^3 \text{ si } \omega_s < 81,4^\circ$$

$$\frac{D_h}{G_h} = 1,311 - 3,022.K_T + 3,427.K_T^2 - 1,821.K_T^3 \text{ si } \omega_s > 81,4^\circ$$

ω_s est l'angle horaire du soleil au coucher, il est donné par $\cos(\omega_s) = -\tan \varphi . \tan \delta$

K_T est le coefficient de clarté (clearness index), $K_T = \frac{G_h}{I_{0h}}$, I_{0h} est l'irradiation hors atmosphère

du jour moyen sur une surface horizontale et correspond à la somme suivante : $\sum_{i=0}^{23} I_0 . \sin(h_i)$.

1.1.1 Rayonnement par ciel clair

1.1.1.1 Rayonnement direct horizontal

L'irradiation (éclairage) directe dans un plan perpendiculaire au soleil est donnée en W/m² par une formule proposée par l'ESRA (European Solar Radiation Atlas) (2000):

$$I_1 = I_0 . \exp(-0.8662.T_L . m . \delta_R(m))$$

où I_0 est la constante solaire hors atmosphère, m l'épaisseur d'atmosphère, T_L le trouble de Link pour une épaisseur d'atmosphère égale à 2 et δ_R l'épaisseur optique de Rayleigh, donnée par :

$$(6.62960 + 1.75130m - 0.12020m^2 + 0.00650m^3 - 0.00013m^4)^{-1} \text{ si } m \leq 20, \text{ et } (10.4 + 0.718m)^{-1} \text{ si } m > 20$$

1.1.1.2 L'épaisseur d'atmosphère m

Prenant pour référence unité, l'épaisseur verticale de l'atmosphère moyenne réduite à 7,8 km (conditions dites normales), supposant cette couche plane et stratifiée horizontalement, la longueur du trajet rectiligne d'un rayon lumineux incliné d'un angle h par rapport à l'horizontale sera donnée par la formule:

$$OM = \frac{OA}{\sinh}$$

A une pression p différente de 1013 mbar et à une altitude z (km), on désignera par masse atmosphérique ou nombre d'air masse le nombre (Kasten and Young (1989))

$$m = \frac{(p / p_0)}{\sinh + 0.50572(h + 6.07995)^{-1.6364}}$$

Avec $(p / p_0) = \exp(-z / 8434.5)$

Par l'épaisseur d'atmosphère traversée m , la formule tient compte de la pression atmosphérique en mbar et de l'altitude z en km.

1.1.1.3 Le trouble de Link

Le facteur de trouble de Link T_L est relié au coefficient de trouble d'Angström : β_a (qui donne la couleur du ciel) et à la hauteur d'eau condensable w , par la formule :

$$T_L = 1,6 + 16 \beta_a + 0,5 \ln t$$

Elle est reliée à la tension de vapeur par la formule empirique de Hahn:

$$w(\text{cm}) = 0.17 t$$

où t (mbar) représente la tension de vapeur d'eau au sol.

Pour des sites de faible altitude, on peut relier le facteur de trouble de Link à la couleur du ciel :

Trouble de Link	Couleur du ciel	Bleu profond	Bleu pur	Moyen	Laiteux
	Visibilité au sol	>100 km	60 à 100	30 à 50	12 à 25
	Trouble d'Angström	0.015	0.045	0.110	0.300
Tension de vapeur d'eau t (hPa)	Hauteur d'eau condensable w (g/cm ² ou cm)	T_L	T_L	T_L	T_L
3-5	0.5	2.0	2.6	3.4	4.9
6-8	1.0	2.3	2.9	3.7	5.2
9-16	2.0	2.6	3.2	4.0	5.6
18-30	4.0	2.9	3.5	4.3	5.9

Figure 41 : Facteur de trouble de Link

Il convient toutefois d'apporter la correction liée à l'altitude ($\Delta T_L = - 0,35.z$ avec z en km) très approximative mais justifiée en moyenne. $T_L = 3,2 \pm 0,5$ en régions tempérées (mini en hiver : 2,5 à 3, maxi en été : 3,5 à 4). $T_L = 3,9 \pm 0,4$ en régions intertropicales humides (maxi en saison sèche : 4,5 à 5).

Dans ARCHELIOS, le trouble de Link est aussi corrigé de l'altitude par la formule :

$$TL(z) = TL(z_0) \cdot \exp\left(\frac{z - z_0}{8434.5}\right)$$

La composante du rayonnement direct sur une surface horizontale est alors, dans tous les cas :

$$I_{1h} = I_1 \cdot \sin h$$

1.1.1.4 Rayonnement diffus horizontal

Pour calculer l'irradiation diffuse dans un plan horizontal, la formule suivante est utilisée :

$$D_{1h} = I_0 \cdot T_{rd} \cdot F_d$$

où T_{rd} est la fonction de transmission diffuse au zénith,

$$T_{rd} = -1.5843 \cdot 10^{-2} + 3.0543 \cdot 10^{-2} \cdot T_L + 3.797 \cdot 10^{-4} \cdot T_L^2$$

et F_d la fonction de diffusion angulaire

$$F_d = A_0 + A_1 (\sinh) + A_2 (\sinh)^2, \text{ avec}$$

$$A_0 = 2.6463 \cdot 10^{-1} - 6.1581 \cdot 10^{-2} T_L + 3.1408 \cdot 10^{-3} \cdot T_L^2$$

$$A_1 = 2.0402 + 1.8945 \cdot 10^{-2} T_L - 1.1161 \cdot 10^{-3} \cdot T_L^2$$

$$A_2 = -1.3025 + 3.9231 \cdot 10^{-2} T_L + 8.5079 \cdot 10^{-3} \cdot T_L^2$$

$$\text{Et si } (A_0 \cdot T_{rd}) < 2 \cdot 10^{-3}, A_0 = 2 \cdot 10^{-3} / T_{rd}$$

1.1.1.5 Rayonnement global horizontal

Il est donné simplement par: $G_{1h} = I_{1h} + D_{1h}$

1.1.2 Rayonnement horizontal par ciel quelconque

L'irradiation du jour moyen ne peut évidemment correspondre à un ciel clair, sauf exceptions, pour un climat désertique, par exemple.

1.1.2.1 Rayonnement direct horizontal

La dispersion des éclairagements et les écarts entre valeurs mesurées et calculées sont très sensiblement réduits si l'on procède à une intégration sur des intervalles de temps de l'ordre de l'heure : on obtient alors des valeurs moyennes qui correspondent, avec une bonne précision, à celles déduites de relevés portant sur plusieurs journées identiques. On prend alors, pour le calcul de la hauteur du Soleil, l'heure correspondant au milieu de l'intervalle de temps considéré, et on suppose que les éclairagements calculés restent inchangés durant tout cet intervalle.

$$I_h = K \cdot I_{1h}$$

$$K = \sigma / (1 + c (1 - \sigma))$$

Le rapport K est donc une fonction de la fraction solaire σ et d'un paramètre c compris entre 0 et 2, déterminé expérimentalement, en fonction du type de nuages et du régime des passages nuageux.

L'étude statistique des variations de K en fonction de σ pour les intervalles horaires de chaque journée, montre que, en France Nord, c varie de 0,3 en hiver à 1 en été, et dans le Sud de 0,5 l'hiver à 1,2 l'été ; en l'absence de connaissance du climat du site, on prendra $c = 1$ en toutes saisons.

Lorsque l'on possède la mesure I_h , c est déduit directement pour la station météo, et c 'est cette valeur qui est ensuite utilisée pour le site étudié.

$$c = \frac{\text{nbjoursmois} \cdot I_0 \cdot \sigma \cdot \sum_{i=0}^{23} [\sin(h_i) \cdot \exp(-0,8662 \cdot \delta_i \cdot m_i \cdot T_L)]}{I_h} - 1$$

$$c = \frac{\quad}{1 - \sigma}$$

1.1.2.2 Rayonnement diffus horizontal

Il est obtenu par différence entre le rayonnement global et le rayonnement direct.

1.1.2.3 Rayonnement global horizontal

G_h est directement donné par le coefficient de clarté : $G_h = K_T \cdot I_0 \cdot \sin(h)$

Le rayonnement global horizontal est lui aussi corrigé de l'altitude : on calcule pour cela la variation qui se produit sur le global par ciel clair et on l'applique au global par ciel réel. Ainsi, le direct et le diffus augmentent tous les deux avec l'altitude, mais la proportion de diffus diminue contrairement à celle du direct qui augmente

Avertissement : les corrections d'altitude n'ont d'effet qu'au travers du nombre d'air-mass, et du trouble de Link et non de la fraction solaire. Il faut donc être vigilant lorsque la différence d'altitude est telle que la fraction solaire du site étudié risque d'être très différente de celle du site météo (plafond nuageux bas en certaines saisons).

1.1.3 Rayonnement sur une surface inclinée (ciel quelconque)

1.1.3.1 Rayonnement direct

La composante directe dans un plan d'inclinaison quelconque i et d'orientation quelconque γ pour une hauteur h et un azimut a du soleil est:

$$I_{di} = I_1 (\sin h \cdot \cos i + \cos h \cdot \cos(\gamma - a) \cdot \sin i)$$

1.1.3.2 Rayonnement diffus

La composante du diffus dans un plan d'inclinaison quelconque i est donné par :

$$D = D^* + \frac{1 - \cos i}{2} \cdot \alpha \cdot G_h$$

Où α représente l'albédo

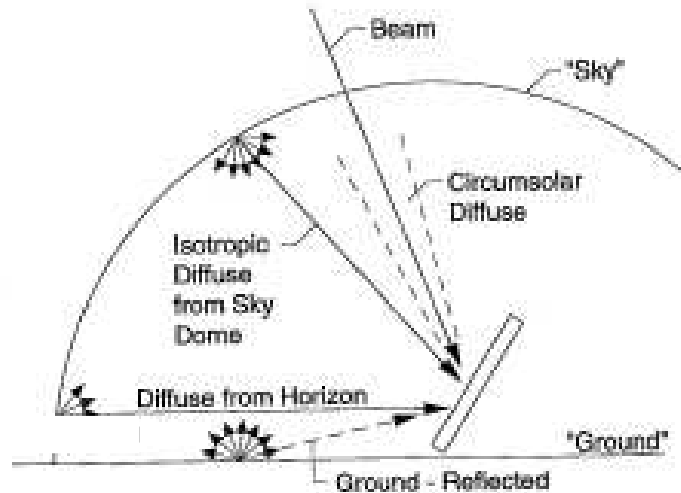


Figure 42 : Les différentes composantes du rayonnement diffus sur une surface inclinée : direct, diffus circum-solaire, diffus de la voûte céleste, albedo du sol.

Le rayonnement diffus peut être décomposé en trois parties : une partie isotrope, une partie qui correspond au halo diffus autour du soleil et une partie qui correspond au rayonnement proche de l’horizon.

Plusieurs modèles permettent de donner D^* ; ARCHELIOS en comprend deux : le modèle de Perez et le modèle HD (Hay et Davies)

Le modèle de Perez¹³

Le premier terme de l’addition précédente (diffus hors albedo) doit alors être remplacé par :

$$D^* = D_h \cdot (1 - F_1) \frac{1 + \cos i}{2} + D_h \cdot F_1 \cdot a / b + D_h \cdot F_2 \cdot \sin \beta$$

où F1 et F2 sont des coefficients exprimant respectivement le degré d’anisotropie autour du soleil et d’anisotropie à l’horizon et au zénith. Ils s’obtiennent à partir des paramètres de clarté et de brillance du ciel. Ils ont été obtenus à partir de mesures.

$$a = \max (0, \cos \theta) \text{ et } b = \max (0.087, \cos Z)$$

Détail du calcul des coefficients F_1 et F_2

Ils sont calculés à partir de l’indice de clarté ϵ et de la brillance du ciel Δ .

$$F_1 = F_{11} + F_{12} \cdot \Delta + F_{13} \cdot Z$$

$$F_2 = F_{21} + F_{22} \cdot \Delta + F_{23} \cdot Z$$

où Z est l’angle zénithal du soleil, c’est-à-dire $90-h$

Les coefficients F_{ij} dépendent de ϵ

¹³ d’après Perez (1990)

$$\text{Indice de clarté du ciel } \varepsilon = \frac{\frac{D_h + I}{D_h} + 1,041.Z^3}{1 + 1,041.Z^3}$$

Ce coefficient ε est ensuite discrétisé entre des valeurs allant de 1 à 8

ε	Limite basse	Limite haute
1 (Couvert)	1	1.065
2	1.065	1.230
3	1.230	1.500
4	1.500	1.950
5	1.950	2.800
6	2.800	4.500
7	4.500	6.200
8 (Clair)	6.200	...

A chaque valeur de ε correspondent six coefficients permettant de calculer F_1 et F_2

ε	F_{11}	F_{12}	F_{13}	F_{21}	F_{22}	F_{23}
1	-0.008	0.568	-0.062	-0.060	0.072	-0.022
2	0.130	0.683	-0.151	-0.019	0.066	-0.02
3	0.330	0.487	-0.221	0.055	-0.064	-0.029
4	0.568	0.187	-0.295	0.109	-0.152	-0.014
5	0.873	-0.392	-0.362	0.226	-0.462	0.001
6	1.132	-1.237	-0.412	0.288	-0.823	0.056
7	1.060	-1.600	-0.359	0.264	-1.127	0.131
8	0.678	-0.327	-0.250	0.156	-1.377	0.251

Brillance du ciel Δ

$$\Delta = \frac{D_h \cdot m}{I_0}$$

Le modèle de Hay et Davies (1980)

Il permet, lui aussi de prendre en compte la composante circumsolaire du diffus¹⁴

$$D^* = \frac{I_h}{G_{0h}} \cdot \frac{\cos \theta}{\cos Z} D_h + \left(1 - \frac{I_h}{G_{0h}}\right) \cdot \left(\frac{1 + \cos i}{2}\right) D_h$$

1.1.4 Effet des masques

1.1.4.1 Définition

Un masque, tout comme la position du soleil, se définit par un ensemble de couples (hauteur ; azimut). On détermine donc pour chaque heure, l'azimut du soleil, et on en déduit la hauteur de masque correspondant.

¹⁴ Une évolution de ce modèle, le modèle HDKR lui prend en compte la composante due à l'horizon les jours de ciel clair.

$$D^* = \frac{I_h}{G_{0h}} \frac{\cos \theta}{\cos Z} D_h + \left(1 - \frac{I_h}{G_{0h}}\right) \left(\frac{1 + \cos i}{2}\right) \left[1 + \sqrt{\frac{B_h}{G_h}} \cdot \sin^3\left(\frac{i}{2}\right)\right] \cdot D_h$$

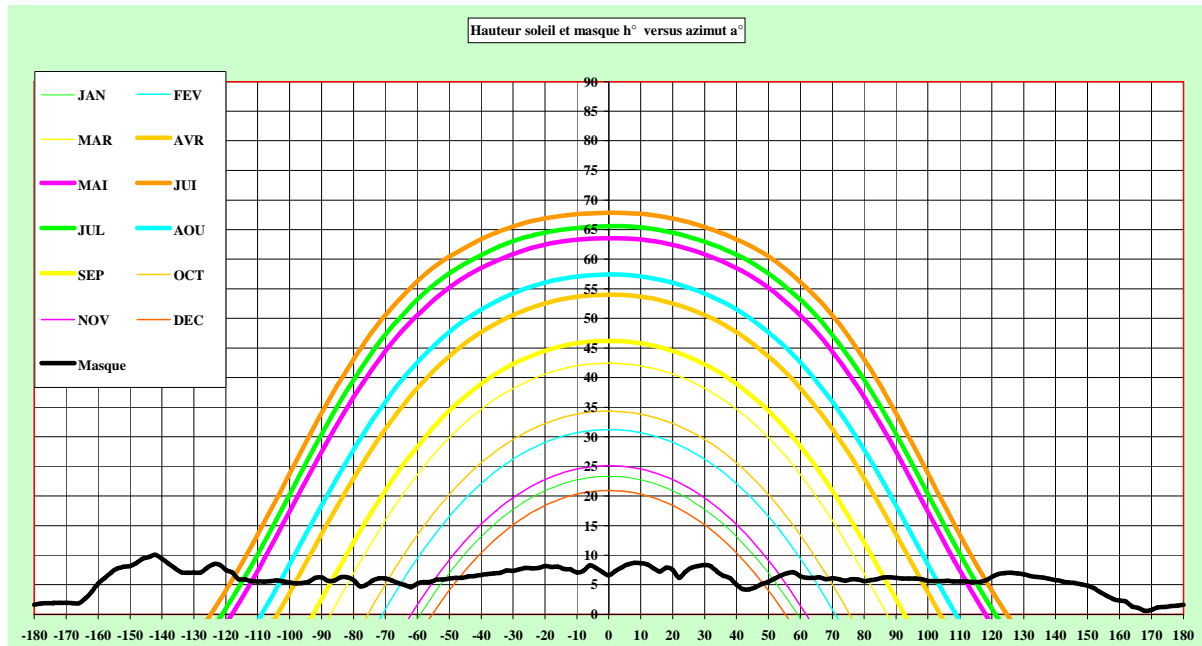


Figure 43 : graphique hauteur/azimut de la course du soleil pour les 12 mois de l'année et du masque lointain

1.1.4.2 Rayonnement direct horizontal corrigé

A chaque heure, si la hauteur du soleil est supérieure à la hauteur du masque, la valeur originelle I_h est conservée, elle est nulle sinon.

1.1.4.3 Rayonnement diffus horizontal corrigé

D_h est affecté d'un coefficient correspondant à la portion de ciel masquée :

$$1 - \cos\left(\frac{\pi}{2} - h_{moyen}\right)$$

1.1.4.4 Rayonnement global horizontal corrigé

Il correspond simplement à la somme du direct et du diffus horizontaux corrigés.

1.1.4.5 Rayonnement direct corrigé

La correction est identique à celle du rayonnement direct horizontal.

1.1.4.6 Rayonnement diffus

- Diffus circum-solaire

La correction est identique à celle du rayonnement direct.

- Diffus isotrope

La correction se fait comme pour le rayonnement diffus horizontal.

- Diffus de l'horizon

Cette composante est inchangée.

- Diffus dû à l'albédo

Il doit être lui aussi corrigé du masque, et ce, par une seconde correction du global horizontal, afin de prendre en compte l'albédo provenant du masque.

$$D_{albedo} = \frac{1 - \cos i}{2} \rho \cdot G_{hc} \cdot \frac{1}{1 - \rho_m \cdot \cos\left(\frac{\pi}{2} - h_{moyen}\right)}$$

Par défaut, $\rho_m = \rho$.

Système de suivi ¹⁵

Suivi équatorial

La rotation du module se fait selon un axe horizontal Est-Ouest.

L'inclinaison du module est en permanence maintenue égale à la hauteur du soleil, tandis que l'orientation est égale à 0° si l'azimut du soleil est comprise entre -90° et 90° et 180° sinon.

Rotation autour d'un axe horizontal Nord-Sud

L'inclinaison est donnée par : $\tan \beta = \tan Z \cdot |\cos(\gamma - a)|$ et $\gamma = 90^\circ$ si $a > 0$ et -90° si $a \leq 0$

Suivi azimutal

L'orientation du module est en permanence maintenue égale à l'azimut du soleil.

Suivi deux axes

L'inclinaison et l'orientation du module sont en permanence maintenues égales aux hauteur et azimut du soleil.

¹⁵ Tracking en anglais

Bibliographie

- [1] Fundamental of statistical and thermal physics, Frederick Reif, Mac Graw Hill, 1965.
- [2] Solar electricity, an economic approach to solar energy, W. Palz, Butterworths, UNESCO, 1978.
- [3] Le gisement solaire: évaluation de la ressource énergétique, Ch. Perrin de Brichambault, Ch. Vauge, Technique et Documentation, Lavoisier, Paris, 1982.
- [4] Les photopiles solaires: du matériau au dispositif; du dispositif aux applications. A. Laugier, et J. A. Roger, Technique et documentation, Lavoisier, Paris, 1981.
- [5] Le rayonnement solaire, R. Bernard, G. Menguy, M. Schwartz, Technique et documentation, Lavoisier, Paris, 1979.
- [6] L'énergie solaire dans le bâtiment, Ch. Chauliaguet, P.Baratçabal, et J. P. Batellier, Eyrolles, Paris 1981.
- [7] Solar energy engineering, PM. Tekaekara, Ed. A.A.M. Sayigh, Academic Press, New-York.
- [8] Duffie, J. A. and Beckman, W. A., *Solar Engineering of Thermal Processes*, 3rd Edition, John Wiley & Sons, USA, 2006
- [9] Erbs, D.G., S.A. Klein, and J.A. Duffie, *Solar Energy*, **28**, 293 (1982). "Estimation of the Diffuse Radiation Fraction of Hourly, Daily, and Monthly-Average Global Radiation."
- [10] Hay, J.E. and J.A. Davies, in *Proceedings of the First Canadians Solar Radiation Data Workshop* (J.E. Hay and T.K. won, eds.), Ministry of Supply and Services, Toronto, Canada, p.59 (1980). "Calculation of the Solar Radiation Incident on an Inclined Surface."
- [11] Iqbal, M., *An Introduction to Solar Radiation*, Academic, Toronto (1983)
- [12] Jantsch M., Schmidt H., Schmid J., in *11th E.C. photovoltaic solar energy conference Proceedings*, Montreux, Switzerland p.1590, Oct 92. "Results of the concerted action on power conditioning and control."
- [13] Kasten F. and Young A.T. *Appl. Opt.* **28** (22), 4735-4738 (1989). "Revised optical air mass tables and approximation formula."
- [14] Klein, S.A. *Solar Energy*, **19** 325 (1977). "Calculation of Monthly Average Insolation on Tilted Surfaces."
- [15] Perez, R., Ineichen P., Seals R., Michalsky J. and Stewart R., *Solar Energy*, **44**, 271 (1990). "Modeling daylight availability and irradiance components from direct and global irradiance."
- [16] Rigollier, C., Bauer, O., Wald, L., *Solar Energy* **68** (1), 33–48 (2000). "On the clear sky model of the ESRA—European Solar Radiation Atlas—with respect to the Heliosat method."

[17] Spencer, J.W., *Search*, **2** (5), 172 (1971). “Fourier Series Representation of the Position of the Sun.”

[18] Alain Ricaud, *Cahiers de chimie*, PPUR, Lausanne, 1997, Photopiles solaires.

Transferts énergétiques

L'absorption du rayonnement solaire se traduit par un certain échauffement de surface du récepteur, dont les pertes thermiques vers l'atmosphère, à la fois par convection et rayonnement propre, augmentent jusqu'à un éventuel équilibre où ces pertes compensent exactement l'apport dû au rayonnement.

En plus du rayonnement solaire incident, il est nécessaire de tenir compte du rayonnement de grandes longueurs d'onde, le rayonnement terrestre, provenant aussi bien du sol que des parois environnantes et le rayonnement de l'atmosphère, qui modifie sensiblement le bilan énergétique à la surface du récepteur.

Ce chapitre est destiné à donner quelques ordres de grandeur et méthodes d'estimation du bilan de rayonnement et du bilan énergétique d'un corps exposé aux rayonnements solaire et terrestre. Il permet de définir les notions qui sont utilisées dans le cours sur le réchauffement de l'atmosphère.

1 Rayonnement

1.1 Corps noir

Comme un corps parfaitement absorbant pour toutes les longueurs d'onde, le corps noir a les propriétés suivantes :

- Le corps noir, parfaitement absorbant, est également un émetteur parfait.
- Son émission propre est uniquement fonction de la température absolue, et la formule de Stefan indique que :

$$E = \sigma T^4$$

E est un flux énergétique par unité de surface s'exprimant en W/m². avec σ constante de Stefan exprimée en W/m². K⁴ .:

$$\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2 \cdot \text{K}^4.$$

On retiendra également une autre expression très commode de la constante de Stefan pour les calculs des températures d'équilibre:

$$E = (T/64.5)^4$$

- La loi de Lambert indique que sa luminance est indépendante de la direction.
- La répartition spectrale du rayonnement émis est définie par les lois de Wien et de Planck: la longueur d'onde λ_{\max} du maximum d'émission est liée à la température par la relation :

$$\lambda_{\max} = 2898 / T$$

avec λ en μm et T en K.

99% de la puissance émise par un corps noir l'est dans l'intervalle $0.5 \lambda_{\max} - 10 \lambda_{\max}$

Le rayonnement du Soleil correspond à l'émission d'un corps noir à 5760 K : maximum d'émission vers 0,5 μm , domaine spectral entre 0,25 et 5 μm . Selon l'origine du rayonnement solaire, provenant de couches plus ou moins profondes de la photosphère, la température d'émission varie légèrement pour les diverses longueurs d'onde émises par le Soleil.

1.2 Rayonnement terrestre

Dans le cas de la Terre, les températures d'émission sont seulement de l'ordre de **240 à 320 K**: la longueur d'onde des maxima est ainsi voisine de 10 μm , alors que le domaine spectral couvert s'étend de **5 à 100 μm** . Il s'agit là du rayonnement terrestre.

La plupart des corps naturels ne sont pas des corps noirs, ni dans le domaine du rayonnement solaire (puisque leur albedo n'est pas nul), ni dans celui du rayonnement terrestre (puisque leur absorption n'est pas totale pour toutes les longueurs d'onde de 5 à 100 μm). On peut cependant les considérer comme des **corps gris**, c'est-à-dire très voisins du corps noir (absorption **indépendante de la longueur d'onde**, dans le domaine spectral envisagé) et les caractériser par leur émittance, c'est-à-dire le rapport entre leur émission et celle qu'aurait un corps noir à la même température. Les corps solides ou liquides naturels ont une émittance voisine de l'unité (entre 0,92 et 0,97): leur émission est donc très proche (95 %) de celle d'un corps noir à la même température.

Il en est de même pour les nuages suffisamment denses, pour lesquels l'accumulation de gouttelettes de toutes dimensions entraîne une émittance proche de l'unité.

Seuls certains matériaux métalliques soigneusement polis, ou des cristaux de dimensions suffisantes, peuvent avoir une émittance réduite. Pour les gaz, par contre, plus ou moins transparents à un rayonnement terrestre, on relève des émittances très variables, d'autant plus faibles que le volume émetteur sera plus réduit: on montre que, pour une bande spectrale donnée, l'émittance du volume correspond à son absorptance, c'est à dire à la fraction d'un rayonnement incident semblable qui serait absorbée au sein de ce volume lors de sa traversée.

1.3 Rayonnement atmosphérique

On a vu au Chapitre 3 que le **gaz carbonique et la vapeur d'eau** absorbent assez fortement certaines longueurs d'onde du rayonnement terrestre: ils apparaissent donc aussi fortement émetteurs pour ces longueurs d'onde particulières.

Mais les mécanismes de transfert de rayonnement sont complexes : entre un volume émetteur et le corps récepteur, les diverses couches atmosphériques entreposées jouent simultanément des rôles d'émission et d'absorption, rendant difficiles, même pour une atmosphère à température homogène, les calculs du rayonnement parvenant jusqu'au récepteur.

Quelques calculs simples, appuyés sur des mesures, montrent cependant que **la plus grande part du rayonnement atmosphérique est déterminée par les températures et humidités des basses couches : 90 % proviennent en moyenne des 600 premiers mètres de l'atmosphère** (sauf cas d'air sec, ou de couverture nuageuse en altitude).

Grossièrement, on peut estimer que, sous réserve d'une décroissance normale de la température et de la tension de vapeur avec l'altitude, le rayonnement atmosphérique par ciel clair est fortement corrélé à la température de l'air et à la tension de vapeur d'eau au sol. Ceci revient à donner à l'atmosphère claire **une émittance d'autant plus élevée que l'humidité absolue est forte**. On peut supposer que l'atmosphère émet comme un corps noir, et lui attribuer alors une température apparente d'émission correspondant au rayonnement atmosphérique reçu au sol.

Cette simplification rend bien compte, physiquement, des échanges d'énergie par rayonnement entre deux parois horizontales - le sol et un "plafond" - émettant comme des corps noirs portés chacun à une température bien définie.

Ainsi, la température d'émission du "plafond" atmosphérique constitué par un ciel sans nuages, dans le cas d'une atmosphère moyenne (sans inversion), peut être déduite de la température de l'air T° mesurée, en lui soustrayant la quantité ΔT , principalement liée à la tension moyenne de vapeur d'eau au sol par la correspondance valable aux faibles altitudes :

$$\Delta T = 36 \cdot t^{-0.23} \text{ avec } t \text{ en mbar (Tableau 9)}$$

La présence de nuages entraîne une émission supplémentaire, de l'ordre de 40 à 90 W/m² pour un ciel complètement couvert, selon l'altitude et la température de base de la couche nuageuse. Par ciel partiellement nuageux, on peut estimer cet **apport supplémentaire dû aux nuages par le produit obtenu en multipliant 70 W/m² par la fraction de ciel couvert** par les nuages (Tableau 9).

Finalement, dans des conditions moyennes, le rayonnement terrestre provenant de l'atmosphère peut être aisément estimé, en connaissant les valeurs de l'émission du corps noir selon sa température, comme déjà indiqué au paragraphe précédent.

Température ambiante	Ta (°C)	20			
Nébulosité totale	N (%)	30% fraction du ciel couverte de nuages			
tension de vapeur	t (mbar)	4	8	16	32
hauteur d'eau condensable	w (cm)	0,68	1,36	2,72	5,44
Effet de l'humidité	ΔT °C	26	22	19	16
Température ambiante	Ta (°C)	20	20	20	20
Température d'émission	Tatm (°K)	267	271	274	277
Emission liée aux nuages	W /m ²	21	21	21	21
Flux énergétique atmosphérique	E atm (W /m ²)	315	333	347	361

Tableau 9 : Calcul de la température d'émission du plafond atmosphérique

L'application de cette méthode d'estimation simplifiée se justifie surtout pour des valeurs moyennes (température, tension de vapeur, nébulosité) portant sur des périodes de plusieurs jours (pentades, décades).

Si le récepteur n'est pas horizontal, le rayonnement terrestre incident augmente généralement avec l'inclinaison : au rayonnement atmosphérique doit être ajouté celui du sol, comme déjà exposé à propos du rayonnement solaire diffus.

Pour une façade verticale, ΔT est voisin de 0°C

2 Bilan ¹⁶

2.1 Bilan radiatif total

2.1.1 NUIT

Etudions maintenant le cas du sol durant la nuit. Il reçoit et absorbe le rayonnement atmosphérique, mais émet lui-même vers l'atmosphère comme un corps presque noir, selon sa température de surface.

En début de nuit, les pertes du sol plus chaud que l'air, par rayonnement vers l'atmosphère, ne sont pas compensées par le rayonnement atmosphérique, et le sol se refroidit, diminuant alors son émission, et refroidissant l'air à son contact: ce refroidissement se poursuit jusqu'à ce que ses pertes par rayonnement (bilan radiatif nocturne) ne soient compensées que par les apports convectifs à la surface du sol et par la conduction thermique.

En l'absence de convection (vent, turbulence) et de conduction, la température limite du sol en surface ne peut pas différer de la température de l'air d'une valeur supérieure à ΔT calculé plus haut. Ces circonstances exceptionnelles se rencontrent souvent dans les déserts, ou en montagne en altitude, par nuit parfaitement calme et claire, grâce à la stratification au sol de l'air froid et à la faible conductivité thermique du sable sec ou de la neige. En règle générale, cette valeur-limite n'est jamais atteinte, même dans de telles circonstances, dans les régions où les phénomènes de condensation (rosée) limitent rapidement le refroidissement à la valeur du point de rosée.

2.1.2 JOUR

Si on considère maintenant le cas du jour, lorsque le rayonnement solaire parvient au sol, un albédo de 0,2 peut être retenu comme valeur moyenne des régions cultivées: le gain énergétique du sol est ainsi de 80 % des valeurs citées. Le bilan du rayonnement solaire au sol est donc égal à : $(1 - \alpha) G$, α étant l'albédo, soit $0,8.G$.

Pour une journée de 24 heures, comprenant le jour et la nuit, le gain en rayonnement solaire reste inchangé, et il est de l'ordre de 1 à 6 kWh / m² par jour selon les latitudes et les saisons.

Mais le rayonnement terrestre émanant de l'atmosphère représente également, à l'échelle de 24 heures, une irradiation importante.

De plus, l'absorptance du sol (de même que son émittance) étant voisine de 1 (comprise entre 0,92 et 0,98), on peut en calculer les valeurs quotidiennes par jour de ciel clair (en kWh/m²), selon la température moyenne de surface du sol (considérée comme égale à la température moyenne de l'air, en première approximation) et la tension de vapeur évaluée selon l'humidité relative moyenne H (Tableau 10 : Diagramme de l'air humide).

Dans le cas de ciel nuageux, il faut rajouter une irradiation atmosphérique quotidienne 1,68 N (kWh/m²), N étant la fraction moyenne de ciel couverte par les nuages (moyenne sur 24 heures). On rajoutera 0,84 kWh/m² pour le cas de ciel partiellement nuageux (N=4/8).

L'échauffement du sol en surface se traduit par une émission propre, uniquement fonction de la température de surface et de l'émittance.

¹⁶ Les chapitres 1 et 2 font de larges emprunts à l'ouvrage de référence en français : « Le Gisement Solaire : Evaluation de la Ressource Energétique » de Christian Perrin de Brichambaut et Christian Vauge, Lavoisier Technique et Documentation, Paris 1982.

t (mbar)	Humidité relative									
T air (°C)	10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%	100%
0	2,9	4,7	7,1	8,8	10,6	12,9	14,7	17,6	20,0	22,4
10	4,7	8,8	13,5	17,6	22,4	27,1	31,2	35,9	40,6	44,1
20	8,8	17,6	26,5	34,7	43,5	51,8	61,8	70,6	79,4	87,1
30	16,5	32,4	48,8	64,7	80,6	97,1	114,7	133,5		
40	29,4	58,8	88,2	114,7	141,2					

Tableau 10 : Diagramme de l'air humide

Avec l'hypothèse d'une température moyenne de surface égale à la température moyenne de l'air, on obtient les émissions quotidiennes (en kWh/m²) suivantes :

T air (°C)	Emission du sol	Emission de l'atmosphère									
	Q sol (kWh /m ²)	Q atm (kWh /m ²)		Humidité relative							
		10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%	100%
0	7,1	4,6	4,8	5,0	5,1	5,2	5,3	5,3	5,4	5,4	5,5
10	8,2	5,4	5,7	5,9	6,0	6,1	6,1	6,2	6,3	6,3	6,4
20	9,5	6,3	6,6	6,8	6,9	7,0	7,1	7,2	7,3	7,3	7,4
30	10,8	7,3	7,6	7,9	8,0	8,1	8,2	8,3	8,4		
40	12,3	8,5	8,8	9,1	9,2	9,3					

Tableau 11 : Emission du sol comparée à l'émission de l'atmosphère pour différentes valeurs de l'humidité relative

Finalement, comme le montre les Tableau 12 et Tableau 13, on peut dresser un bilan du rayonnement terrestre pour 24 heures à la surface du sol :

Ciel clair	Bilan	Q net (kWh /m ²)		Humidité relative								
T air (°C)		10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%	100%	
0		2,5	2,3	2,1	2,0	1,9	1,9	1,8	1,8	1,7	1,7	
10		2,8	2,6	2,4	2,3	2,2	2,1	2,0	2,0	1,9	1,9	
20		3,1	2,9	2,6	2,5	2,4	2,3	2,3	2,2	2,1	2,1	
30		3,5	3,2	2,9	2,8	2,7	2,6	2,5	2,4			
40		3,9	3,5	3,2	3,1	3,0						

Tableau 12 : Bilan du rayonnement terrestre pour 24 heures à la surface du sol, (cas de ciel clair)

Ciel nuageux	Bilan	Q net (kWh /m ²)		Humidité relative								
T air (°C)		10%	20%	30%	40%	50%	60%	70%	80%	90%	100%	
0		1,7	1,5	1,3	1,2	1,2	1,1	1,0	1,0	0,9	0,9	
10		2,0	1,8	1,6	1,5	1,4	1,3	1,3	1,2	1,1	1,1	
20		2,4	2,1	1,9	1,7	1,6	1,5	1,5	1,4	1,3	1,3	
30		2,7	2,4	2,1	2,0	1,9	1,8	1,7	1,6			
40		3,1	2,7	2,5	2,3	2,2						

Tableau 13 : Bilan du rayonnement terrestre pour 24 heures à la surface du sol, (cas de ciel nuageux)

Ainsi, et sauf aux grandes latitudes durant l'hiver, **le bilan radiatif total du sol est le plus souvent positif**, même pour un ciel nuageux, par suite de la prédominance des apports solaires diurnes sur les pertes terrestres quotidiennes.

Dans le cas d'une surface non horizontale, on doit également tenir compte de l'intervention de ce rayonnement terrestre pour estimer son bilan radiatif total.

L'émission propre de cette surface est indépendante de son inclinaison : elle n'est liée qu'à sa température de surface. Par contre, le rayonnement terrestre incident provient aussi bien de l'atmosphère que du sol ou des obstacles avoisinants, comme nous l'avons déjà exposé pour le rayonnement solaire diffus.

A l'échelle d'une journée moyenne, le bilan de rayonnement terrestre pour une surface inclinée varie fortement selon les températures de surface du sol (albédo du sol, teneur en eau, couverture végétale, etc.) mais il diminue sensiblement et régulièrement en valeur absolue lorsque l'inclinaison augmente, en approchant de 0 pour une surface verticale.

Là encore, la température de surface du récepteur joue un rôle important et les nombreux facteurs (albédo, orientation, isolation, etc.) qui interviennent pour en déterminer la variation diurne rendent délicate l'appréciation moyenne du bilan radiatif total d'un récepteur incliné, même par intégration approximative sur une journée moyenne.

Bien entendu, si ces **remarques sont justifiées pour un capteur solaire thermique plan**, surtout dans le cas d'un fonctionnement à basse température (chauffe-eau, chauffage de l'habitat), elles apparaissent parfaitement **inutiles pour les photopiles**, insensibles au rayonnement terrestre, et souvent négligeables lorsque le vent n'est pas faible.

2.2 Bilan énergétique

Le gain d'énergie du sol, surtout effectué durant le jour, se traduit par le cycle diurne de la température du sol, mais devrait entraîner un accroissement régulier de cette température si seuls les échanges par rayonnement intervenaient.

En fait d'autres phénomènes physiques permettent les transferts de chaleur entre le sol et l'atmosphère :

- conduction dans le sol
- convection sol-atmosphère
- évaporation, évapotranspiration.

La conduction se traduit par un transport de chaleur dans le sol, tantôt vers la surface (la nuit), tantôt en profondeur (le jour), d'autant plus facilement que le sol est plus humide et sans couvert végétal (sol nu). **Une variation de 1°C de la température du sol, sur une épaisseur de 0,20 m, correspond environ à 0,28 kWh/m².**

La convection se manifeste par les échanges thermiques entre la surface du sol et l'atmosphère, dirigés tantôt vers l'atmosphère (le jour) et alors facilités par la thermoconvection, tantôt vers le sol et alors diminués par la stratification. Le vent accroît ces échanges, de même que les turbulences dues à la rugosité du sol. **Une variation de 10°C de la température d'une couche d'air de 10 m d'épaisseur correspond approximativement à 0,04 kWh/m² (chaleur sensible).**

L'évaporation de l'eau contenue dans le sol entraîne l'alimentation de l'atmosphère en vapeur d'eau, alors que le phénomène inverse (condensation au sol sous forme de rosée) reste freiné par le refroidissement des basses couches. **Les énergies mises en jeu sont grandes : 0,7 kWh/m² pour l'évaporation d'une lame de 1 mm d'eau (chaleur latente).**

Ainsi, les diverses composantes des transferts énergétiques entre le sol et l'atmosphère, laissent apparaître une nette **prédominance des échanges d'abord par rayonnement et secondairement par évaporation** (ou par évapotranspiration à partir des plantes), complétés par la conduction dans le sol et par la convection sol-atmosphère

Tous ces phénomènes dépendent surtout de la température de surface du sol et de celle de l'air à son contact: ce sont ainsi des phénomènes d'interface, cependant liés aux conditions atmosphériques en altitude (nuages, température et humidité), mais aussi au vent au voisinage du sol, qui intervient directement sur la vitesse d'évaporation et sur les températures de surface.

Diverses méthodes d'approche de ces composantes peuvent être utilisées selon les climats et les microclimats, mais aussi selon les dimensions de la surface considérée et les intervalles de temps utilisés. Rappelons seulement que les formules citées n'ont qu'un sens statistique et ne couvrent ainsi que des durées de quelques jours consécutifs, effaçant les accidents parasites (inversion en altitude, manque d'alimentation en eau, etc.).

Par ailleurs, les incidences des variations diurnes de la température de l'air comme du sol apparaissent non négligeables, et les approximations effectuées (linéarisation, appréciation des valeurs moyennes, etc.) doivent être sévèrement critiquées, sinon même corrigées, avant d'introduire ces estimations dans les formules,

Pour un récepteur autre que le sol, les problèmes diffèrent : la conduction est réduite par les isolations habituelles, l'évaporation n'a guère à être prise en compte et, pratiquement, seuls les échanges par convection et rayonnement (solaire et terrestre) entrent en jeu, essentiellement liés au rayonnement solaire incident et à la réflectance du récepteur pour le rayonnement solaire d'une part, aux températures de surface atteintes et aux conditions climatologiques (température de l'air, nébulosité, humidité), d'autre part.

L'appréciation du bilan énergétique complet et de ses variations, diurnes et annuelles, est cependant nécessaire pour appréhender les énergies éventuellement prélevables par un capteur solaire, mais elle reste toujours délicate et ne peut guère être réalisée que par voie statistique à des échelles de temps et d'espace suffisantes. C'est dans ce sens que les mesures météorologiques habituelles, éventuellement complétées de données satellitaires détaillées, apparaissent indispensables pour préciser les possibilités des systèmes solaires sur de vastes régions.

Le Tableau 14 donne le bilan radiatif annuel moyen pour l'ensemble du globe terrestre.

Bilan des échanges énergétiques moyens	kWh/m².an	SOL	ATM	ESPACE
Rayonnement solaire	0,2 à 4 μm			
Incident à la limite de l'atmosphère	3 058			
diffusé par les molécules d'air vers l'espace				250
absorbé par les gaz			(194)	
diffusé par les nuages vers l'espace				806
absorbé par les nuages			(334)	
Parvenant au sol	1 474			
direct	917			
diffus	557			
diffusé par le sol vers l'espace				140
absorbé au sol		(1 334)		
Rayonnement terrestre	4 à 80 μm			
Emis par l'atmosphère			-4 420	
vers l'espace				1 528
vers le sol		(2 892)		
Emis par le sol		-3 503		
dans l'espace				334
dans l'atmosphère			(3 169)	
Transferts sol-atmosphère		(-723)		
Par évaporation			(500)	
Par convection			(223)	
BILAN		0	0	3 058

Tableau 14: Valeurs moyennes annuelles des échanges énergétiques entre le sol l'atmosphère et l'espace.

3 Effet de serre

3.1 Etude statique d'un capteur plan

L'effet de serre est souvent mis à profit pour la conversion thermique à basse température du rayonnement solaire. On désigne normalement par "effet de serre", l'ensemble des modifications apportées à l'équilibre énergétique et thermique d'un corps récepteur (sol, par exemple) par la mise en place d'un couvercle de verre, transparent au rayonnement solaire et opaque au rayonnement terrestre.

La présence de la vitre a alors pour effet d'absorber totalement le rayonnement (terrestre) émis par le récepteur, et d'être le siège d'une émission (corps noir) par ses deux faces, en fonction de sa température propre.

Si la température de la vitre est identique à celle du récepteur, ce dernier verra ses pertes par rayonnement exactement compensées par l'émission de la vitre: seuls subsisteront les échanges par convection interne entre le récepteur et la vitre.

Si, à l'inverse, la température de la vitre est égale à celle de l'air, le récepteur ne verra ses pertes par rayonnement que partiellement compensées par l'émission de la vitre, cependant plus élevée que celle du ciel correspondant à l'absence de vitre. Il y a donc réduction sensible des pertes finales par rayonnement propre (terrestre).

Les cas réels se situent entre ces deux extrêmes, et la présence d'une vitre se traduit essentiellement par deux modifications concernant le récepteur :

- réduction des pertes par rayonnement (terrestre)
- réduction des pertes par convection.

L'effet de serre est assez généralement associé à la seule notion de modification des échanges radiatifs entre le récepteur et l'atmosphère, bien que son efficacité vis-à-vis des pertes par convection soit le plus souvent comparable.

Envisageons un capteur thermique à une vitre où I_0 est le flux incident.

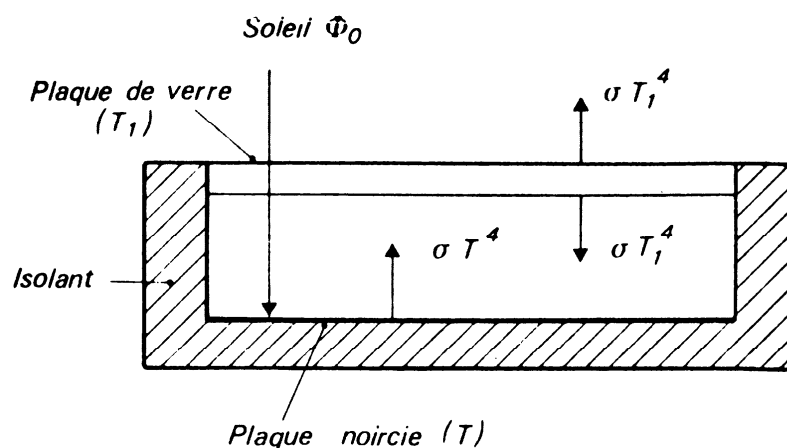


Figure 44 : Effet de serre à une vitre

Si T_e est la température d'équilibre de la plaque noircie pour une puissance incidente I_0 , les mesures de la température de la plaque à l'équilibre conduisent à la constance du rapport :

$$I_0 / T_e^4 = \sigma_e$$

σ_e désignant la **constante statique** de l'insolateur. En général, pour un système à une vitre, $\sigma_e = 0.5 \sigma$ où σ est la constante de Stefan vue plus haut.

L'effet de serre sera d'autant plus efficace que la constante mesurée σ_e est inférieure à la constante de Stefan. A l'équilibre thermique, la loi de Stefan reste valable pour définir la température du récepteur à condition de remplacer σ par σ_e .

On aura : un flux réfléchi: $r \cdot I_0$

un flux transmis : $t \cdot I_0$
 et un flux absorbé : $a \cdot I_0$
 avec la condition $r + t + a = 1$

L'effet de serre utilise une propriété particulière du verre :

- Pour $0.3 \mu < \lambda < 3.0 \mu$, $r = 0$, $t = 1$, ce qui implique que le verre est complètement transparent dans cette gamme de longueur d'onde (spectre solaire sans les UV)
- Pour $3 \mu < \lambda < 30 \mu$, spectre d'un corps noir à la température ordinaire, $r = 0$, $t = 0$, $a = 1$ ce qui implique que le verre absorbe entièrement le rayonnement IR ; il le réémet comme un corps noir à une température relativement peu élevée.

A travers la vitre, la plaque noircie est soumise au rayonnement visible d'intensité :

$$I = I_0 \cdot (1-r)^2 \text{ avec } I_0 = \sigma_e T_e^4$$

Dont une proportion ε est absorbée sous forme de chaleur et réémise dans l'IR :

$$P = \varepsilon I_0 \cdot (1-r)^2$$

D'autre part, la plaque noircie est aussi soumise au rayonnement IR de la vitre qui se trouve à la température T_v et dont le pouvoir émissif est $\varepsilon_v = 0.96$,

$$\varepsilon_v \sigma T_v^4$$

A l'équilibre thermique, la puissance émise par la plaque noircie est égale à la puissance reçue :

$$\varepsilon \sigma T_e^4 = \varepsilon I_0 \cdot (1-r)^2 + \varepsilon_v \sigma T_v^4$$

De même, l'équilibre de la plaque de verre s'écrit (émission vers l'atmosphère et émission vers la plaque s'ajoutant) :

$$\varepsilon \sigma T_e^4 = \varepsilon_v \sigma T_v^4 + \varepsilon_v \sigma T_v^4$$

Des deux équations d'équilibre, on déduit :

$$\varepsilon \sigma T_e^4 = \varepsilon I_0 \cdot (1-r)^2 + \varepsilon_v \sigma T_v^4 = 2 \cdot \varepsilon_v \sigma T_v^4$$

$$\text{Soit : } T_v^4 = 0.5 \cdot \varepsilon / \varepsilon_v T_e^4$$

$$\text{Et : } I_0 = \varepsilon_v \sigma T_e^4 / 2 \varepsilon (1-r)^2 = \sigma_e T_e^4$$

résultat qui ne tient pas compte d'un terme correcteur η lié à la forme de l'insolateur et aux échanges thermiques parasites.

$$I_0 = \varepsilon_v \sigma T_e^4 / 2 \eta \varepsilon (1-r)^2 = \sigma_e T_e^4$$

L'effet de serre peut être accru en multipliant le nombre de vitres, et la formule devient :

$$T_e^4 = (n+1) T_v^4$$

$$I_0 = \varepsilon_v \sigma T_e^4 / \eta \varepsilon (n+1) (1-r)^{2n} = \sigma_e T_e^4$$

mais simultanément, le rayonnement solaire parvenant au récepteur est réduit: chaque traversée de vitrage se traduit par une extinction du rayonnement incident de l'ordre de 10% (8 % par réflexion, 1 à 7 % par absorption selon la nature et l'épaisseur du verre).

D'autre part, la multiplication du nombre de vitrages, ménageant entre eux des lames d'air de quelques cm, éloigne la plaque noircie de l'air captatrice extérieure ce qui réduit l'apport énergétique journalier par effet de masque de quelques 5% supplémentaires.

Ainsi, l'effet de serre n'accroît aucunement l'énergie solaire disponible sur le récepteur : au contraire, celle-ci diminue. La puissance transmise est :

$$P = \eta \varepsilon I_0 \cdot (1-r)^2$$

Si $n = 2$ et $T_e = 127^\circ\text{C}$, la température T_v de la vitre extérieure en milieu isolé, sans émission de l'environnement, est de 31°C . A Bamako, la température diurne ambiante durant l'insolation étant au moins égale à cette dernière, les fuites thermiques vers l'avant par rayonnement seront limitées à :

$$\Delta Q_r = \sigma [T_{v2}^4 - (T_a - \Delta T)^4]$$

$$\text{où } \Delta T = 20^\circ\text{C}$$

$(T_a - \Delta T)$ étant la température apparente de la voûte céleste (voir plus haut).

Si $T_{v2} = T_a = 27^\circ\text{C}$, on trouve $\Delta Q_r = 85 \text{ W/m}^2$ soit environ 10% de l'énergie incidente.

Donc $\eta = 0.9$ et nous pouvons calculer la **constante statique** de l'insolateur à deux vitres :

$$\sigma_e = \varepsilon_v \sigma / 2 \eta \varepsilon (1-r)^4$$

en faisant l'hypothèse que $\varepsilon = \varepsilon_v$, on trouve :

$$\sigma_e = 2.45 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2 \cdot \text{K}^4$$

Le principal résultat de l'effet de serre est d'accroître la température limite d'équilibre du récepteur et de pouvoir utiliser pratiquement une moindre quantité d'énergie, mais à plus haute température.

Ainsi, l'effet de serre permet de mieux "piéger" l'énergie solaire incidente. Mais il intervient également la nuit, en réduisant les pertes du récepteur dans le domaine du rayonnement terrestre (ainsi que les pertes par convection).

La vitesse de refroidissement du récepteur se trouve alors diminuée et, bien que les températures limites soient identiques pour le récepteur nu ou sous vitrage, les températures minimales atteintes en fin de nuit, sous serre, sont sensiblement moins basses qu'à la surface d'un sol non protégé (gelées de printemps).

Il faut également noter que **cette double action (anti-rayonnement, anti-convection) du verre peut également être utilisée avec des matériaux** plastiques (polyéthylène, polyfluorovynyle, etc.) transparents au rayonnement solaire, sous réserve que leur pouvoir absorbant ou réflecteur pour le rayonnement terrestre soit élevé.

Les fluoropolymères ayant en outre la propriété d'être transparents aux UV, ils sont de plus en plus utilisés dans les serres pour obtenir des légumes ayant meilleur goût.

Quelques exemples matérialiseront mieux l'effet de serre.

Prenons un capteur solaire plan sans vitre de 1 m² par exemple, exposé à un rayonnement solaire global de 800 W/m², pour une température de l'air de 10°C, (vent de 3 m/s, tension de vapeur 12 hPa, nébulosité 3/8).

Le rayonnement atmosphérique incident est d'environ :

$$315 + 26 = 341 \text{ W./ m}^2$$

Négligeons d'abord la convection (pas de vent). La température limite d'équilibre du récepteur (supposé corps noir pour les rayonnements solaire et terrestre) se traduira par une émission :

$$M = 800 + 341 = 1\ 141 \text{ W./m}^2$$

A cette valeur de l'émission correspond une température d'équilibre de la plaque de **103°C**.

Plaçons maintenant un couvercle de verre, et supposons d'abord la convection nulle, à l'intérieur du capteur comme à l'extérieur (pas d'air). L'ensemble du capteur (récepteur + vitre) absorbera environ : 800-60 (réflexion) = 740 W./m² (rayonnement solaire) dans la plaque plus 341 W/m² (rayonnement atmosphérique), dans la vitre soit 1 081 W/m² qui devront être compensés, à l'équilibre, par l'émission de la vitre.

La température d'équilibre de la vitre sera donc de 99°C environ et en faisant

$$T_e^4 = I_0 / \sigma_e = I_0 \cdot (2 \eta \varepsilon (1-r)^2) / \varepsilon_v \sigma$$

On trouve pour la température d'équilibre de la plaque **149°C**.

Tout se passe comme si la plaque noircie était en équilibre thermique sous l'action d'un réflecteur dont le facteur de concentration serait de :

$$2 \eta \varepsilon (1-r)^2$$

En tenant compte de la convection, externe (liée au vent) et interne, les températures limites du récepteur deviennent respectivement 47°C sans vitre ou 104°C avec vitre.

Dans ce même cas, on ne pourrait pas chauffer de l'eau à 55°C sans vitre (elle se refroidirait en passant dans le capteur: - 220 W/m² alors que l'on récupère environ 450 W/m² sous forme d'eau chaude sanitaire 60°C avec une vitre.

L'effet de serre d'un vitrage apparaît ainsi comme particulièrement utile chaque fois que les échanges par rayonnement prévalent sur les autres pertes, c'est-à-dire lorsque des températures relativement élevées sont recherchées au récepteur.

Les effets d'anticonvection interne, annexes mais non négligeables, prennent toute leur importance dans les mêmes conditions, et surtout si des vents moyens ou forts accroissent les pertes convectives externes.

Les applications à l'habitat, selon les climats et les saisons, découlent directement de ces réflexions et devraient orienter rationnellement l'étude des fenêtres et ouvertures. Bien entendu, la conception des serres horticoles est aussi directement liée à ces considérations.

3.2 Refroidissement nocturne

On désigne souvent par *rayonnement net* le bilan radiatif total au sol, ou plus exactement sur une surface horizontale située au voisinage du sol et dont la température reste voisine de celle de l'air. Cette notion est valable de jour comme de nuit et correspond à l'addition algébrique des bilans radiatifs solaire et terrestre. En revanche, la nuit, le rayonnement solaire est inexistant et ce "rayonnement net" n'est autre que le "rayonnement nocturne", c'est-à-dire le bilan du rayonnement terrestre sur la surface horizontale considérée.

- *Dans le cas de ciel couvert de nuages bas*, le bilan radiatif nocturne reste généralement très proche de 0 : les pertes thermiques correspondantes du sol sont donc réduites et le refroidissement nocturne est alors négligeable.
- *Dans le cas de ciel clair, sans nuages*, les pertes radiatives deviennent au contraire importantes (**température apparente du ciel de l'ordre de 20°C inférieure à celle de l'air**) et le refroidissement se produit jusqu'à une température d'équilibre telle que ces pertes par rayonnement (nocturne) soient compensées par des apports thermiques produits aussi bien par conduction (à partir des couches inférieures du sol) que par convection (vent) ou changement d'état (condensations).

Mais ce bilan radiatif, presque toujours négatif (sauf rares exceptions), diminue progressivement en valeur absolue lorsque la température baisse au cours de la nuit, entraînant une décroissance de la vitesse de refroidissement du sol et des basses couches de l'atmosphère. Simultanément, une inversion de température se développe dans ces basses couches, engendrant une température apparente d'émission du ciel moins basse que celle estimée précédemment à partir de la température de l'air au niveau du sol.

Pour fixer quelques ordres de grandeur, prenons le cas d'un bassin disposé au sol, bien isolé, et contenant une mince couche d'eau de 1 cm d'épaisseur et supposons que le ciel soit clair, l'atmosphère peu humide ($t = 6$ hPa) et le vent très faible. La température de l'air en début de nuit est supposée identique à celle de la lame d'eau et égale à 10°C.

Supposons que la durée de la nuit soit de 12 heures (équinoxes). En début de nuit, le rayonnement émis par la lame d'eau est d'environ 360 W/m² alors que le rayonnement atmosphérique incident correspond approximativement à l'émission d'un corps noir à :

$$10 - 24 = - 14^{\circ}\text{C},$$

soit 225 W/m² : la perte radiative est ainsi de 105 W/m². Au bout d'une heure, en supposant que les échanges thermiques parasites sont nuls et que la lame d'eau se refroidit uniformément dans toute son épaisseur, la perte est de 105 Wh/m² ce qui correspond à un refroidissement de 9°C. La température de l'eau atteint donc 1°C et, par la suite, lorsque cette température devient inférieure à 0°C, l'eau se congèle à la température constante de 0°C. L'émission de la couche de glace n'est plus alors que de 315 W/m² alors que l'émission atmosphérique a légèrement baissé, en étant de l'ordre de 235 W/m².

Le bilan radiatif n'est plus que de -85W/m^2 , correspondant à la formation de 1 mm environ de glace par heure. Mais les échanges par convection réduisent sensiblement ce bilan, alors que la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique se produit également pour transférer des calories à la pellicule de glace en formation, tendant à la faire fondre (pour une tension de vapeur de 6 hPa la condensation se produit à 0°C).

Ces valeurs correspondent à des limites, que l'on peut aisément diviser par 2, même dans les meilleures conditions de vent faible, ce qui implique cependant la formation de plusieurs millimètres de glace durant la nuit, tout au moins dans un bac très bien isolé. C'est là une méthode de production de glace dans les pays chauds et secs, surtout en altitude, l'été, permettant le stockage de frigories durant la nuit. On peut également utiliser une méthode similaire, toute la journée, dans un climat désertique d'altitude (sec et pur), en orientant l'ouverture d'une boîte bien isolée vers le ciel, suffisamment loin du Soleil pour que le rayonnement solaire incident, de jour, reste réduit au rayonnement diffus du ciel de faible valeur, diminuant la valeur absolue du bilan radiatif précédent mais sans en changer le signe.

Il ne faut pas oublier, par ailleurs, qu'un écart de température de l'ordre de 24°C entre l'air et la surface exposée apparaît être un maximum absolu dans le cas considéré. Cette limite peut évidemment être accrue, en altitude et dans des climats très secs, en atteignant éventuellement 40°C à condition de rendre négligeables les échanges parasites par conduction (isolation thermique), convection (pas de ventilation) et changement d'état (pas de condensation).

Il faut également noter que, à mesure de la baisse de température du corps émetteur, l'énergie utilisée pour le refroidissement se réduit rapidement : dans le cas considéré, si la couche de glace superficielle atteint -10°C , le bilan radiatif n'est plus que de -30W/m^2 et devient rapidement négligeable au-delà, sauf si la température de l'air au sol diminue elle-même sensiblement durant la nuit, malgré l'effet des condensations (brouillards de rayonnement) et des apports de chaleur dus au sol (d'autant plus faibles que le sol est plus sec).

Toutes les évaluations des possibilités de climatisation nocturne doivent tenir compte de ces phénomènes pour ne pas généraliser abusivement des valeurs de puissances frigorifiques exagérées, qui ne se rencontrent qu'en début de nuit, et seulement dans des conditions de ciel clair, pur et sec. ces considérations justifient également l'importance de l'isolation thermique poussée des toitures et terrasses, permettant de réduire les pertes thermiques malgré de forts écarts de température la couche superficielle de la toiture et l'air extérieur ($\delta T = 10$ à 20°C par nuit claire et sans vent, l'hiver), lui-même beaucoup plus froid que l'air intérieur ($\delta T = 20$ à 30°C).

C'est là aussi l'explication d'un paradoxe apparent, souvent rencontré sur les toitures ou sur les façades verticales orientées vers le Nord ou l'Ouest, la nuit ou en début de matinée claire, lorsque le rayonnement solaire diffus est faible: la température superficielle de la façade, qui dicte les pertes thermiques du bâtiment par conduction à travers la paroi, est inférieure à celle de l'air ; celui-ci, bien que plus froid que l'air intérieur du logement, réchauffe la paroi et diminue ainsi les pertes thermiques, et ceci d'autant plus que le vent augmente (convection accrue). C'est là l'effet inverse des conséquences habituelles du vent, durant l'hiver, lorsque la température de l'air est sensiblement plus faible que la température interne (19°C environ) et que celle de la paroi, où le refroidissement croît avec la force du vent.