

Cours gisement solaire 3eme année

Energétique

Univ M'sila

Partie II

Etude de l'influence des constituants atmosphériques sur le rayonnement solaire

Avant d'arriver au niveau du sol, le rayonnement solaire subit des variations physiques en traversant l'atmosphère, il interagit avec les constituants gazeux et solides de la couche atmosphérique. Cette interaction se traduit par l'apparition de bandes d'absorption qui viennent se greffer sur le spectre du rayonnement solaire et par une atténuation causée par la diffusion atmosphérique. La modification du spectre qui en résulte, est alors due au processus d'absorption par l'ozone, la vapeur d'eau et les autres gaz tels que l'oxygène, le gaz carbonique et le méthane d'une part et, à la diffusion par les molécules d'air, les aérosols et les nuages d'autres part.

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

Structure et composition de l'atmosphère

L'atmosphère terrestre

L'atmosphère est la couche gazeuse qui entoure notre planète. Bien que très mince en comparaison au rayon terrestre, son rôle de filtre du rayonnement solaire est essentiel à la présence de la vie sur Terre. Elle est composée à 78.09 % d'azote, 20.95 % d'oxygène, 0.93 % d'argon et d'une variété de gaz en traces (voir tableau (1)).

Rôle de l'atmosphère

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

- Elle permet d'avoir une température moyenne de 10°C;
- Elle limite les écarts de température entre le jour et la nuit, et contribue au réchauffement de la terre en piégeant une partie du rayonnement solaire par effet de serre⁴;
- Elle absorbe une grande partie du rayonnement ultraviolet du soleil, dangereux pour les yeux et la peau, grâce à l'ozone, gaz présent en proportion plus importante vers 25 km d'altitude;
- Elle provoque la combustion d'un grand nombre de météorites sauf les très grosses.

La densité et la pression de l'atmosphère diminuent au fur et à mesure que l'altitude augmente et l'on observe que la moitié de la masse atmosphérique est située en dessous de 5 km, les 3/4 en dessous de 10 km. La limite avec le milieu interplanétaire n'est pas franche et l'on peut considérer que l'épaisseur géométrique de l'atmosphère supposée parfaitement homogène n'est que de 7,9 km. La température n'est pas constante non plus; elle ne varie pas uniformément (contrairement à la pression et à la densité).

L'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM) définit quatre zones successives qui caractérisent les phénomènes thermiques (c'est-à-dire les variations de température au sein de l'atmosphère): la troposphère (de la surface terrestre à une distance de 6 à 11-12 km selon la latitude), la stratosphère (jusqu'à 50 km d'altitude environ), la mésosphère (jusqu'à 70-85 km) et la thermosphère (couche extérieure)⁵.

La structure de l'atmosphère

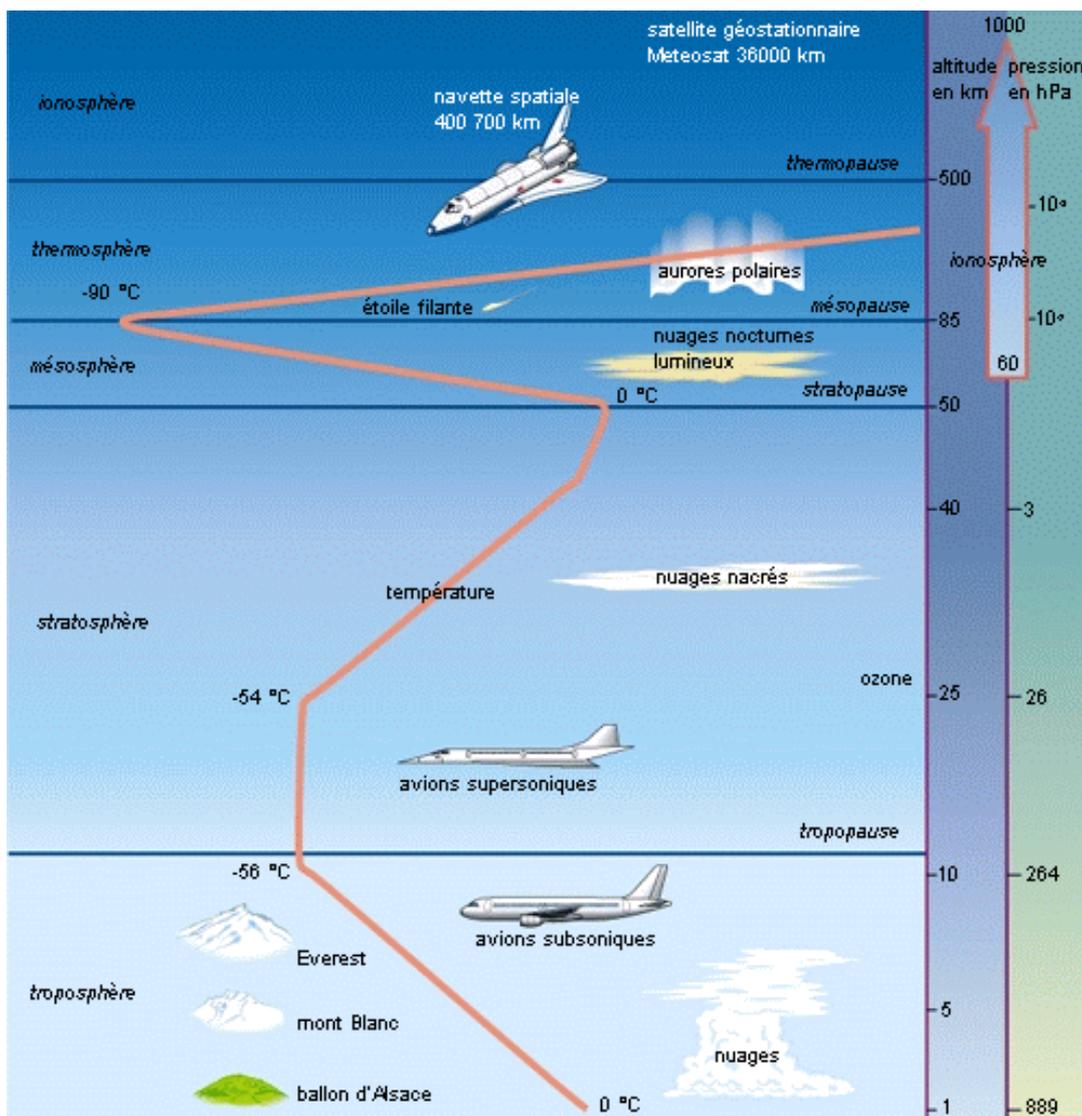


Figure : La structure de l'atmosphère

La troposphère :

Est la couche de l'atmosphère terrestre située au plus proche de la surface du globe jusqu'à une altitude d'environ 8 à 15 kilomètres, selon la latitude et la saison. Elle est plus épaisse à l'équateur qu'aux pôles. En moyenne, la température diminue avec l'altitude, à peu près de 6,4 °C tous les 1000 mètres.

Cette couche atmosphérique représente environ 80 % de la masse totale de l'atmosphère. C'est dans cette couche que circule normalement l'aviation commerciale. On y trouve la plupart des phénomènes météorologiques. C'est donc dans cette couche que le cycle de l'eau peut se développer, on y trouve une masse importante de vapeur d'eau (H₂O).

La stratosphère :

C'est la couche atmosphérique au-dessus de la troposphère, dans la stratosphère on trouve la couche d'ozone. Sa formation il y a 3 milliards d'années, a permis le développement de la vie sur notre planète. Car elle filtre une partie des rayons ultraviolets du soleil qui sont extrêmement nocifs pour tout être vivant. Cette absorption provoque un dégagement d'énergie sous forme de chaleur.

Tropopause :

Zone atmosphérique de transition entre la troposphère et la stratosphère. (L'altitude moyenne de la tropopause terrestre est de 6 km aux pôles et de 17 km à l'équateur.)

La mésosphère

La mésosphère correspond à la troisième couche de l'atmosphère. Elle se situe entre 50 et environ 80 kilomètres d'altitude, au-dessus de la stratosphère. Elle est séparée de la stratosphère par la **stratopause** et de la couche supérieure (la thermosphère) par la **mésopause**. Température de la mésosphère Avec une température minimale d'environ -100 °C, la mésosphère est la couche la plus froide de l'atmosphère.

La thermosphère

C'est la couche la plus haute. Dans cette couche, la température augmente avec l'altitude et peut atteindre environ 100 degrés Celsius. La thermosphère atteint des milliers de kilomètres d'altitude et disparaît graduellement dans l'espace. La partie inférieure de la thermosphère réfléchit les ondes courtes (ondes radio), elle s'appelle l'ionosphère.

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.

Gaz constituants de l'air sec	Pourcentages en volume
Azote (N ₂)	78,09
Dioxygène (O ₂)	20,95
Argon (A)	0,93
Dioxyde de carbone (CO ₂)	0,035
Néon (Ne)	1,8 10 ⁻³
Hélium (He)	5,24 10 ⁻⁴
Krypton (Kr)	1,0 10 ⁻⁴
Hydrogène (H ₂)	5,0 10 ⁻⁵
Xénon (Xe)	8,0 10 ⁻⁶
Ozone (O ₃)	1,0 10 ⁻⁶
Radon (Rn)	6,0 10 ⁻¹⁸

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.

L'absorption par les différents gaz

Rôle de l'eau:

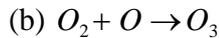
La troposphère contient la quasi totalité de la vapeur d'eau. La couche qui s'élève jusqu'à 2000m d'altitude contient déjà 50 % de la quantité totale de vapeur d'eau. On appelle hauteur d'eau condensable, la hauteur d'eau liquide qui serait recueillie par cm² si toute la vapeur était condensée. On l'exprime 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.

Rôle de l'ozone:

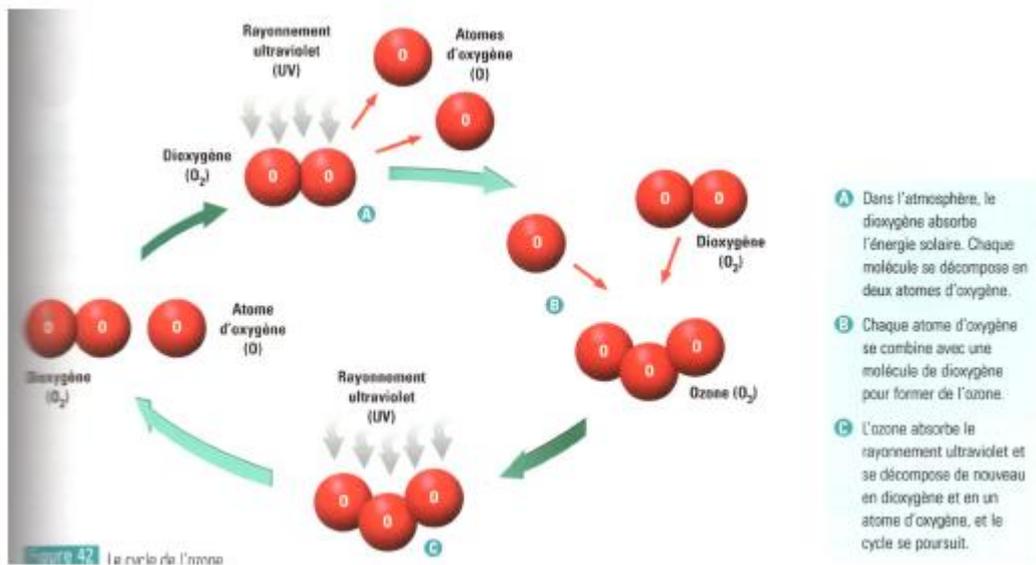
L'ozone stratosphérique est constamment renouvelé; il est produit en deux étapes:



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



Arrivant au sol le rayonnement filtré produit de l'oxygène O_2 par photosynthèse sur les végétaux. Le CO_2 est absorbé le jour par les végétaux et restitué la nuit. Les mêmes végétaux, en se dégradant, restituent à l'atmosphère du méthane CH_4 et de l'hémioxyde d'azote N_2O qui eux-mêmes entrent dans le fragile équilibre de l'ozone stratosphérique.



Oxygène (O_2) : Il absorbe des bandes étroites du spectre visible (vers 0.69 et 0.76 μm).

Gaz carbonique (CO_2) : Il absorbe des une partie de l'infrarouge lointain ($\lambda > 2\mu m$).

Le Tableau 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.

λ (μm)	.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_2O						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 .

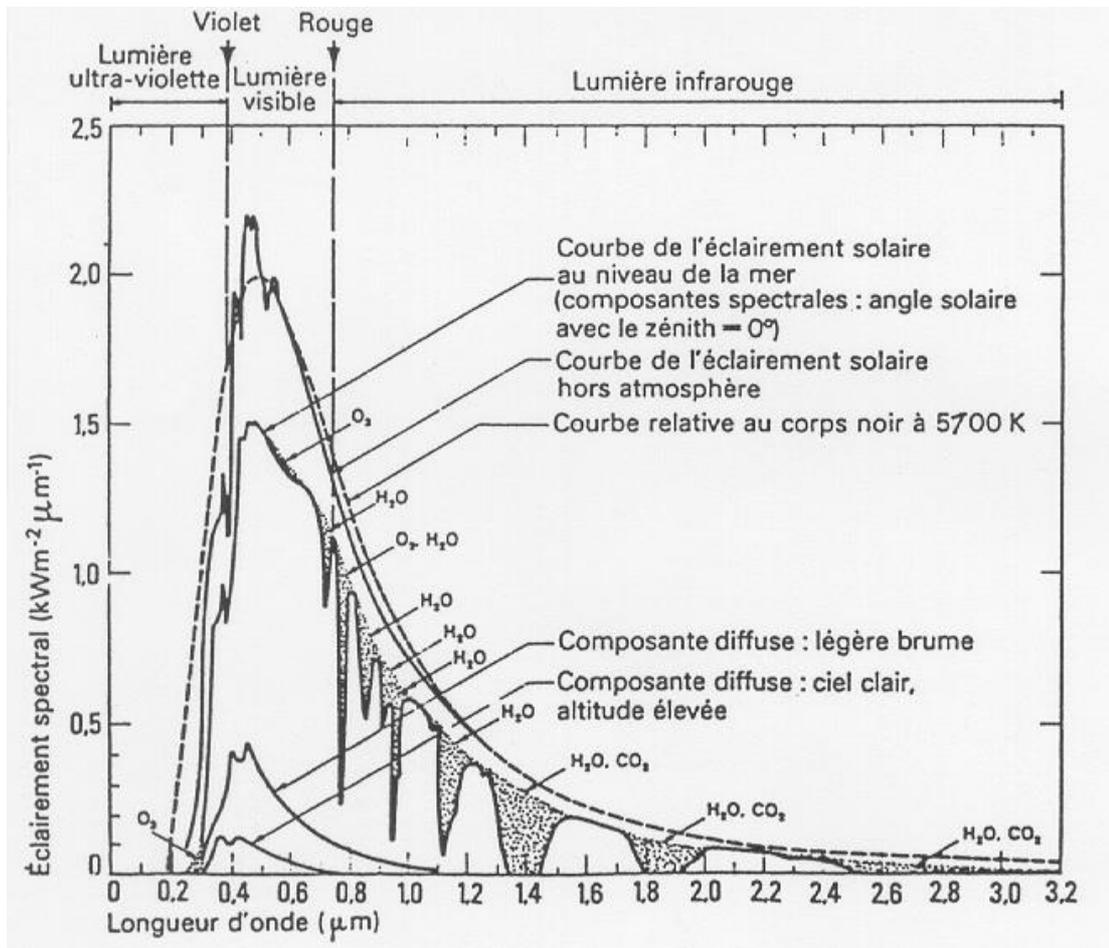
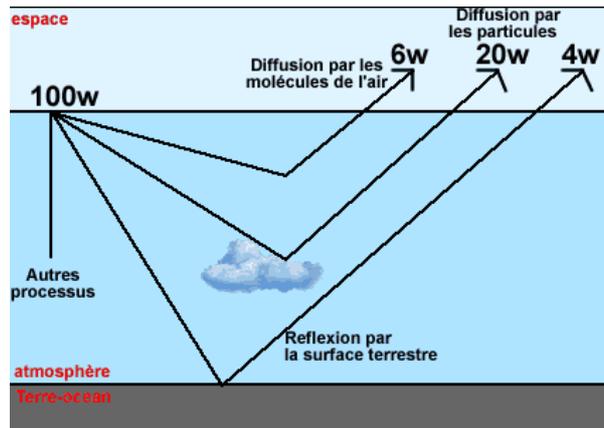


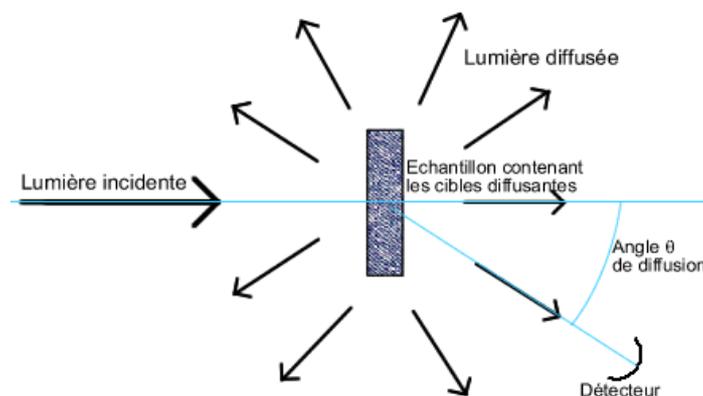
Figure 9 : Le corps noir à 5700 °K et les spectres solaires AM0 et AM1 (d'après W. Palz, Solar Electricity, UNESCO, Butterworths, 1978).

Diffusion du rayonnement solaire

L'albédo planétaire qui est de 30% est majoritairement dû à l'atmosphère puisque seuls 4% de l'énergie solaire incidente est réfléchiée par la surface terrestre (soit une contribution d'un peu plus de 10% à l'albédo planétaire).



Répartition de l'albédo planétaire pour une puissance solaire incidente de 100 watts

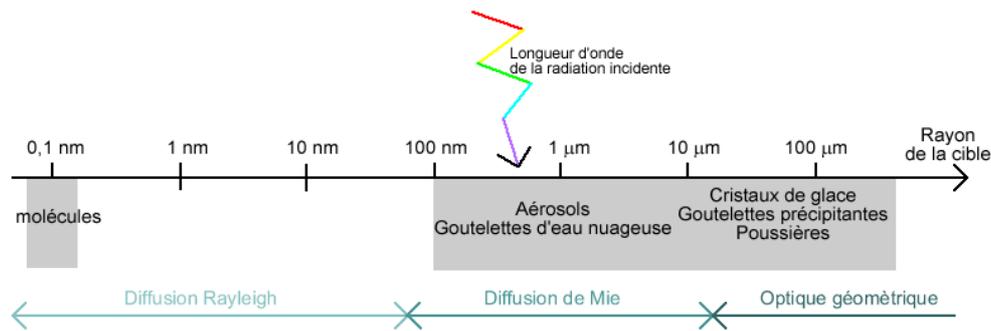


L'énergie réfléchiée par l'atmosphère vers l'espace est diffusée par les molécules ou par des particules en suspension (gouttelettes d'eau ou aérosols)

On rappelle que lors de la diffusion, il n'y a pas de changement de longueur d'onde de l'onde diffusée par rapport à l'onde incidente. L'émission de la lumière diffusée se fait dans toutes les directions, mais pas avec la même intensité.

On distingue différents types de diffusion selon la taille relative des cibles par rapport à la longueur d'onde de la radiation incidente. Comme nous le verrons dans la partie suivante, les radiations solaires situées dans l'Ultraviolet sont absorbées dans la haute atmosphère si bien que l'on considère principalement les radiations visibles.

- La **diffusion Rayleigh** est la diffusion par les molécules. Taille de la cible : 10 nm (nanomètres, 10^{-9} m). Sa contribution à l'albédo planétaire est de 20 %.
- La diffusion par les particules les plus grosses (taille très grande devant la longueur d'onde), par exemple les gouttes nuageuses de quelques microns ou les cristaux de glace de quelques dizaines de microns, peut être expliquée par les lois de l'**optique géométrique**. La diffusion par les particules plus petites dont la taille est de l'ordre de la longueur d'onde est plus délicate à étudier. On parle de **diffusion de Mie**.



Différents types de diffusion

La diffusion Rayleigh

La diffusion Rayleigh désigne la diffusion de la lumière solaire (dans notre cas d'étude) par les atomes ou molécules de l'atmosphère. Étudions un modèle simple constitué par un atome d'hydrogène (1 noyau et un électron) soumis à une radiation électromagnétique de longueur d'onde visible ($0,6 \mu\text{m}$ (micromètre, 10^{-6}m) par exemple). En l'absence de radiation, le nuage électronique est centré sur le noyau. Mais en présence de radiation, le nuage électronique est déformé et son barycentre ne coïncide plus avec le noyau. Dans ces conditions, il y a apparition d'un dipôle électrique qui oscille proportionnellement à la distance noyau - barycentre des charges négatives.

Pour aller plus loin. La taille de l'atome est très faible devant la longueur d'onde de la radiation si bien que les variations spatiales du champ électromagnétique peuvent être négligées à l'échelle du nuage électronique. L'atome est alors soumis à la force magnétique et la force électrique. La première est négligeable devant la seconde. D'autre part, le noyau étant beaucoup plus lourd que l'électron, son déplacement est négligeable devant celui de l'électron. On peut donc dessiner le comportement du nuage électronique soumis à une radiation incidente :

Cette formule nous montre que :

- La puissance dépend fortement de la longueur d'onde incidente. Ainsi, le bleu est 16 fois plus diffusé que le rouge. On voit aussi que la diffusion de Rayleigh peut être négligée dans l'étude de la diffusion du rayonnement thermique émis par la Terre car ce dernier est situé dans l'infrarouge. La puissance diffusée est donc très faible.
- La puissance n'est pas émise avec la même puissance dans toutes les directions. Dans la direction du dipôle, la puissance est même nulle.

La diffusion de Mie

La diffusion de Mie désigne la diffusion par des particules dont la rayon oscille entre 0.1 et 10 fois la longueur d'onde. Cette théorie est complexe et des résultats quantitatifs ne sont obtenus qu'avec des particules sphériques. On note que la puissance diffusée est maximale lorsque la longueur d'onde est proche du rayon de la particule. Enfin, contrairement à la théorie de Rayleigh, la puissance rétro-diffusée est plus grande que la puissance diffusée dans la direction de l'onde incidente.

La diffusion selon l'optique géométrique

Lorsque la taille des particules cibles est très grande devant la longueur d'onde, les lois de l'optique géométrique sont applicables. On étudie par exemple la diffusion à travers une goutte d'eau précipitant (menant par exemple à un arc en ciel) en appliquant les lois de Snells-Descartes au passage de dioptries sphériques séparant l'air et l'eau, deux milieux d'indices différents.

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:

Type	Absorption	Diffusion
Gaz atmosphérique	Faible	forte en λ^{-4}
Vapeur d'eau	sensible pour $>0.65\mu$	négligeable
Ozone	forte $< 0.3 \mu$	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

Spectres de référence

A chaque longueur d'onde est associé un photon d'énergie $E = h\nu = hc/\lambda$

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 : $E(\text{eV}) = 1.24 / \lambda(\mu\text{m})$

Le groupe de Physique du Solide du CNRS a établi des modèles d'irradiance spectrale pour n'importe quelles conditions.

Le Tableau indique les valeurs de la constante solaire en fonction du nombre d'air masse.

m	0	1	1.5	2	3	4	5
E(W/m ²)	1353	931	834	755	610	530	430

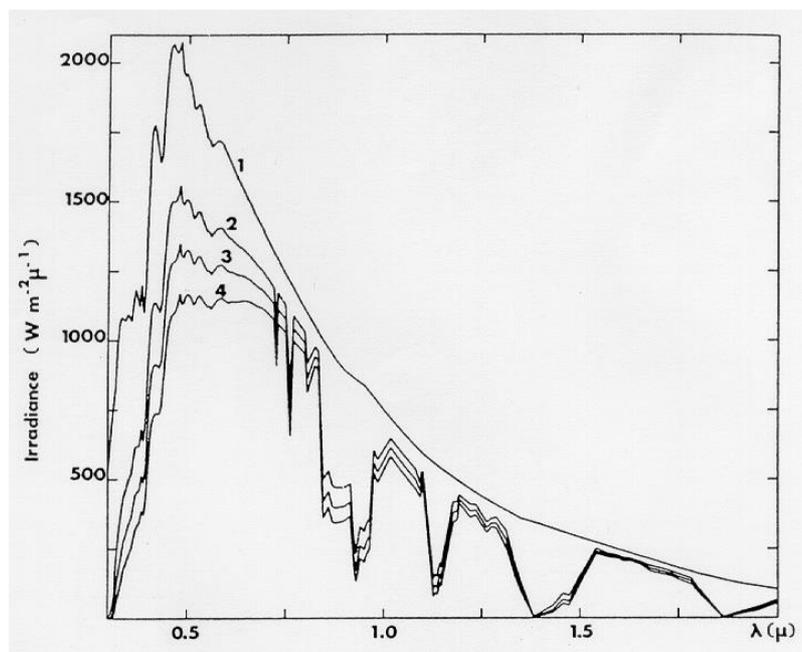
Valeur de la constante solaire en fonction de l'épaisseur m d'atmosphère traversée

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.



Irradiance spectrale pour une atmosphère peu polluée de type méditerranéen ($n=1.3$, $\beta=0.04$, $\tau=2$ cm) (1) AM0, (2) AM1, (3) AM1.5, (4) AM2.

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 TWh ⁴). 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).

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.

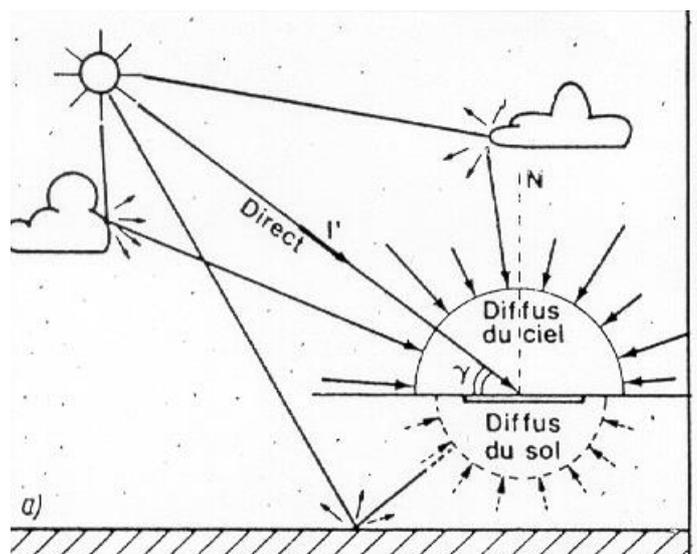


Figure 12 : Composantes de l'éclairement global d'une surface horizontale.

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 , 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.

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:

$$OM = OA / \sin h$$

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:

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

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

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

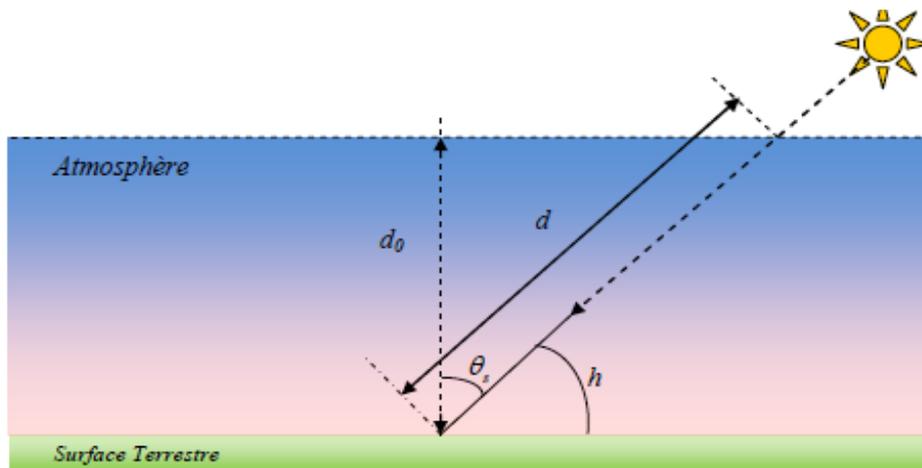


Figure. I.11: Masse d'air optique (atmosphérique). L'angle zénithal θ_z est le complémentaire de la hauteur solaire h

Repérage et mesures d'ensoleillement

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.

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.

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.

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.

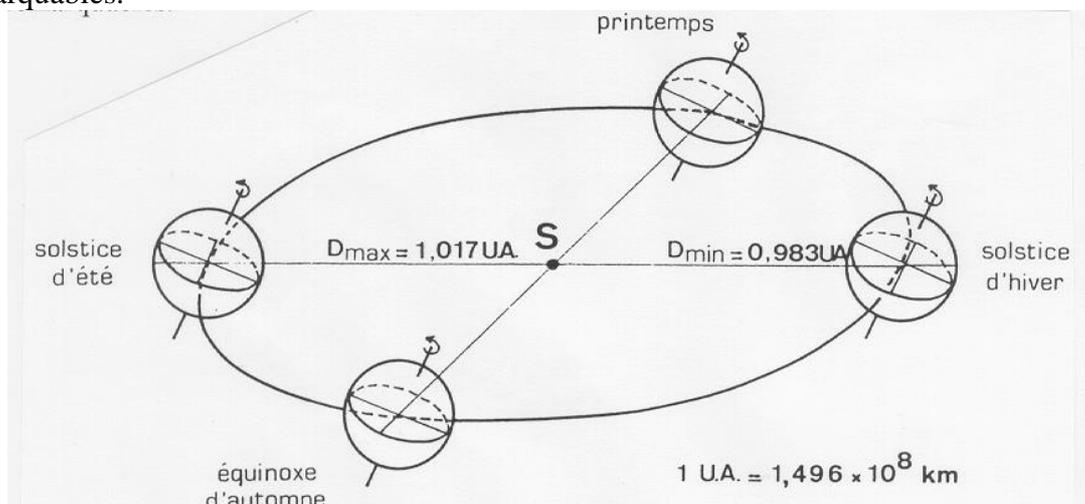


Figure : Mouvement de rotation de la Terre

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 sinusoïdale, 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.

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, $\omega = 15(\text{TSV} - 12)$ où TSV est le temps solaire vrai exprimé en heures.

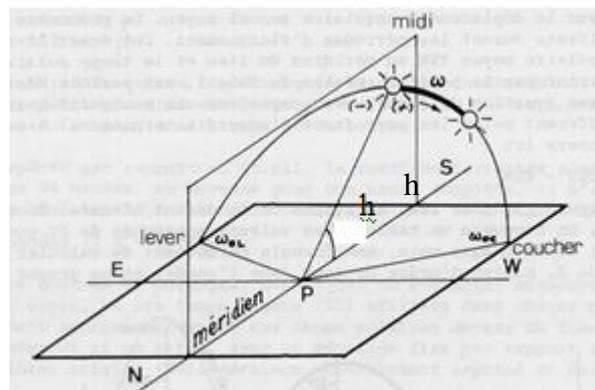


Figure : angle horaire ω du soleil

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).

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

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

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.

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:

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

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

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

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

-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 $\omega = AH$.

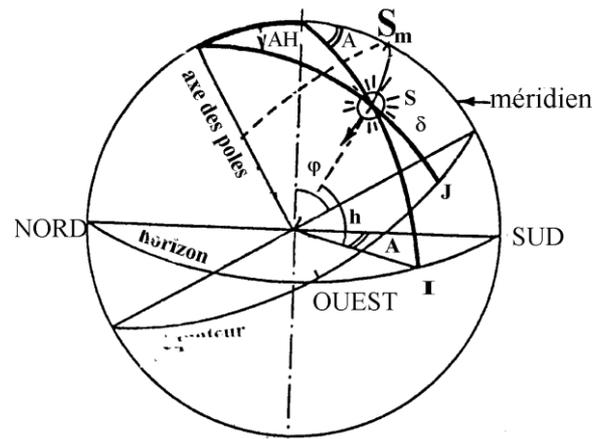


Figure 19 : Repérage du soleil dans le ciel