

*CHAPITRE II : Effets de
l'atmosphère sur le rayonnement
solaire*

II.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 serre;
- Elle absorbe une grande partie du rayonnement ultraviolet du soleil, dangereux pour les yeux et la peau, grâce à l'ozone, gaz présent en proportion plus importante vers 25 km d'altitude;
- 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).

II.1.1. Atmosphère terrestre [33] :

L'atmosphère est divisée en plusieurs couches d'importance variable : leurs limites ont été fixées selon les discontinuités dans les variations de la température, en fonction de l'altitude. De bas en haut.

On peut distinguer quatre couches atmosphériques. En distinguant l'une de l'autre par le signe de la variation verticale de la température :

- la troposphère,
- la stratosphère,
- la mésosphère,
- la thermosphère.

Leurs limites respectives sont:

- la tropopause,
- la stratopause,
- la mésopause.

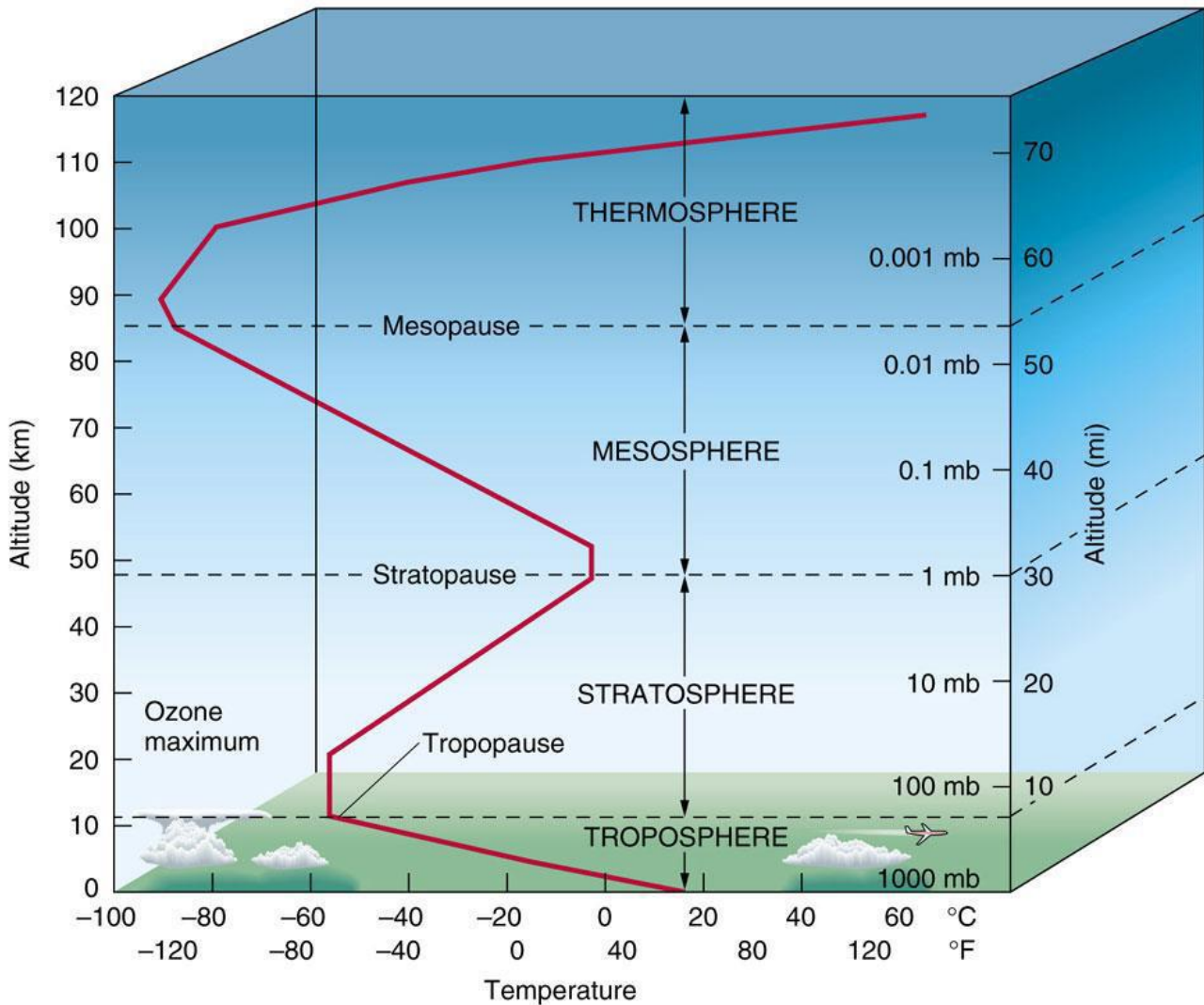


Fig II.1. Atmosphère terrestre

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.

II.2. Constituant gazeux de l'atmosphère terrestre

Constituant gazeux constante:

L'atmosphère pur et sèche contient environs (voir les proportions au chapitre I), cette constituant ne varie pas de façon remarquable avec le temps et reste fixe jusqu'à une altitude de 90 km, ou delà de cette altitude on assiste à la dissociation des molécules de O₂ et de N₂ sous l'action de rayonnement Ultraviolets (UV).

Constituant gazeux variable:

En plus de constituant gazeux constante, l'atmosphère contient des gazes dont la concentration varie, plus au moins rapidement avec le temps et dans l'espace, les principales gazes variables sont :

La vapeur d'eau (H₂O)

La concentration en vapeur d'eau varie rapidement avec le temps en fonction de l'humidité relative de l'air, on remarque que cette gaze est surtout localisée à basse altitude ($\pm 95\%$) au-dessous de 5 km.

L'ozone O₃

Présente des variations spacieux et temporelles, ca concentration maximal au printemps et aux pôles, et minimal en automne et à l'équateur, on remarque que O₃ est surtout localiser à la haute altitude (18 km environs) signalons que des variations de la concentration de CO₂ sont possible suivant les niveaux industriel du site.

II.3. Autre constituant de l'atmosphère

En plus des constituants gazeux, l'atmosphère peut contenir des particules liquides ou solides en sous pontions dans l'aire.

Les aérosols

Sont des particules solides ou liquides de régimes multiples (poussières sables, eau de mer, rejets volcaniques,...) occupent essentiellement la basse

atmosphérique, à l'exception de l'aérosol provenant de rejets volcaniques (nuages de fumer et gouttelette d'acide soufflerie) qui occupe (12 à 15 km), la nature et la concentration des aérosols varies dans l'espace et avec le temps.

Les nuages

Sont constitués de gouttelette d'eau et de cristaux de gaze voisine les un les autres. Il existe plusieurs type du nuage qu'ont classe généralement selon leur forme et leur altitude :

- Les nuages hauts
- Les nuages moyens
- Les nuages bas

II.4 Nombre de masse atmosphérique

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: $OM= OA/\sinh.....(II.1)$

$$m = \frac{p_m}{1013} \frac{1}{\sinh} \exp - \frac{z}{7.8}.....(II.2)$$

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

Où pm 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

Tableau II.1 : Correction d'altitude pour la masse d'air traversée

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	0,58	0,53

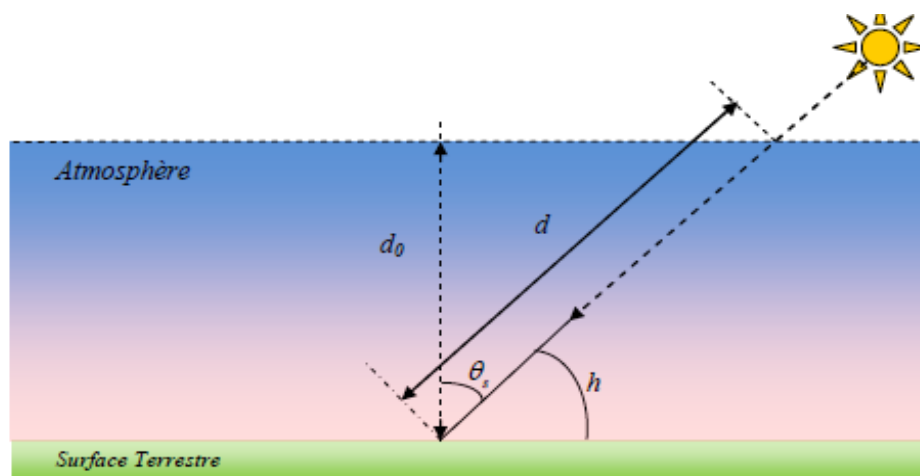


Fig II.2 Nombre de masse atmosphérique

II.5.Coefficients d'extinction

L'extinction (ou atténuation) atmosphérique résulte de la superposition de deux processus physiques distincts qui sont l'absorption et la diffusion. Ces processus s'appliquent aussi bien aux molécules qu'aux aérosols, brumes, brouillards et pluie.

L'extinction est la somme de :

l'absorption et la diffusion moléculaires ;

l'absorption et la diffusion des aérosols ;

l'extinction par la pluie et la neige.

II.6. La diffusion moléculaire

La diffusion se produit lors de l'interaction entre le rayonnement incident et les particules ou les grosses molécules de gaz présentes dans l'atmosphère. Les particules dévient le rayonnement de sa trajectoire initiale. Le niveau de diffusion dépend de plusieurs facteurs comme la longueur d'onde, la densité de particules et de molécules, et l'épaisseur de l'atmosphère que le rayonnement doit franchir. Il existe trois types de diffusion : la diffusion de Rayleigh , la diffusion de Mie et la diffusion non-sélective [34] .

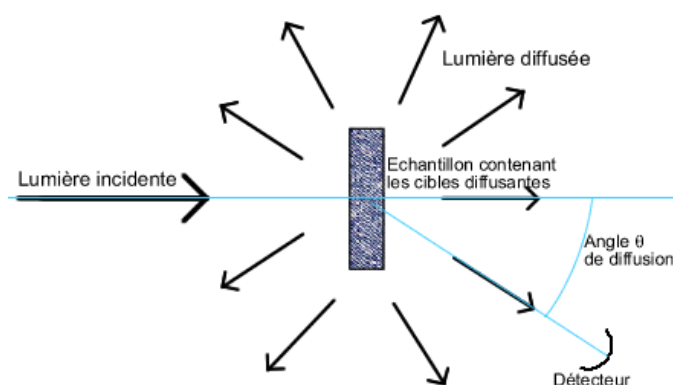


Fig II.3 : L'énergie réfléchiée par l'atmosphère vers l'espace est diffusée par les molécules ou par des particules en suspension (gouttelettes d'eau ou aérosols)

II.6.1. La diffusion de Rayleigh

se produit lorsque la taille des particules est inférieure à la longueur d'onde du rayonnement. Celles-ci peuvent être soit des particules de poussière ou des molécules d'azote ou d'oxygène. La diffusion de Rayleigh disperse et dévie de façon plus importante les courtes longueurs d'onde que les grandes longueurs d'onde. Cette forme de diffusion est prédominante dans les couches supérieures de l'atmosphère. Ce phénomène explique pourquoi nous percevons un ciel bleu durant la journée. Comme la lumière du Soleil traverse l'atmosphère, les courtes longueurs d'onde (correspondant au bleu) du spectre visible sont dispersées et déviées de façon plus importante que les grandes longueurs d'onde. Au coucher et au lever du Soleil, le rayonnement doit parcourir une plus grande distance à travers l'atmosphère qu'au milieu de la journée. La diffusion des courtes longueurs d'onde est plus importante. Ce

phénomène permet à une plus grande proportion de grandes longueurs d'onde de pénétrer l'atmosphère.

II.6.2. La diffusion de Mie

La diffusion de Mie lorsque les particules sont presque aussi grandes que la longueur d'onde du rayonnement. Ce type de diffusion est souvent produit par la poussière, le pollen, la fumée et l'eau. Ce genre de diffusion affecte les plus grandes longueurs d'onde et se produit surtout dans les couches inférieures de l'atmosphère où les grosses particules sont plus abondantes. Ce processus domine quand le ciel est ennuagé [34].

Le troisième type de diffusion est celui de la diffusion non-sélective. Ce genre de diffusion se produit lorsque les particules (les gouttes d'eau et les grosses particules de poussière) sont beaucoup plus grosses que la longueur d'onde du rayonnement. Nous appelons ce genre de diffusion "non-sélective", car toutes les longueurs d'onde sont dispersées.

Les gouttes d'eau de l'atmosphère dispersent le bleu, le vert, et le rouge de façon presque égale, ce qui produit un rayonnement blanc (lumière bleue + verte + rouge = lumière blanche). C'est pourquoi le brouillard et les nuages nous paraissent blancs.

Un autre phénomène entre en jeu lorsque le rayonnement électromagnétique interagit avec l'atmosphère : c'est l'absorption. L'absorption survient lorsque les grosses molécules de l'atmosphère (ozone, bioxyde de carbone et vapeur d'eau) absorbent l'énergie de diverses longueurs d'onde.

L'ozone absorbe les rayons ultraviolets qui sont néfastes aux êtres vivants. Sans cette couche de protection dans l'atmosphère, notre peau brûlerait lorsqu'elle est exposée au Soleil.

Vous avez peut-être entendu dire que le bioxyde de carbone est un gaz qui contribue à l'effet de serre. Ce gaz absorbe beaucoup de rayonnement dans la

portion infrarouge thermique du spectre et emprisonne la chaleur dans l'atmosphère.

La vapeur d'eau dans l'atmosphère absorbe une bonne partie du rayonnement infrarouge de grandes longueurs d'onde et des hyperfréquences de petites longueurs d'onde qui entrent dans l'atmosphère (entre $22\mu\text{m}$ et 1 m). La présence d'eau dans la partie inférieure de l'atmosphère varie grandement d'un endroit à l'autre et d'un moment à l'autre de l'année. Par exemple, une masse d'air au-dessus d'un désert contient très peu de vapeur d'eau pouvant absorber de l'énergie, tandis qu'une masse d'air au-dessus des tropiques contient une forte concentration de vapeur d'eau.

Parce que ces gaz et ces particules absorbent l'énergie électromagnétique dans des régions spécifiques du spectre, ils influencent le choix de longueurs d'onde utilisées en télédétection.

Les régions du spectre qui ne sont pas influencées de façon importante par l'absorption atmosphérique, et qui sont donc utiles pour la télédétection, sont appelées les fenêtres atmosphériques. En comparant les caractéristiques des deux sources d'énergie les plus communes (le Soleil et la Terre) avec les fenêtres atmosphériques disponibles, nous pouvons identifier les longueurs d'onde les plus utiles pour la télédétection.

La portion visible du spectre correspond à une fenêtre et au niveau maximal d'énergie solaire. Notez aussi que l'énergie thermique émise par la Terre correspond à une fenêtre située à près de 10 mm dans la partie de l'infrarouge thermique du spectre. Dans la partie des hyperfréquences, il existe une grande fenêtre qui correspond aux longueurs d'onde de plus de 1 mm .

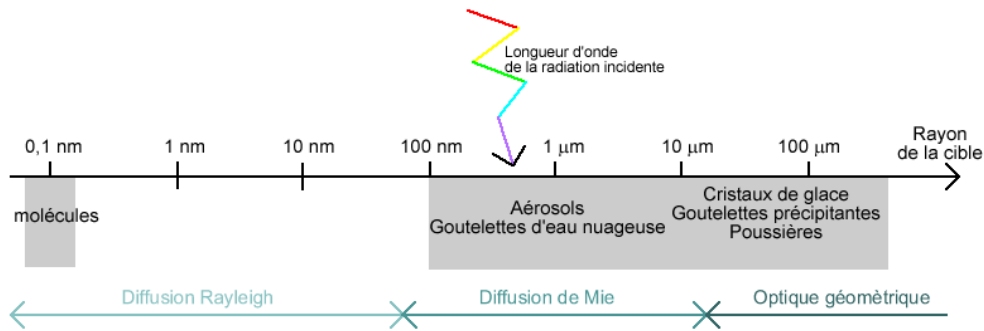


Fig II.4. Différents types de diffusion

La loi d’atténuation de rayonnement solaire à travers l’atmosphère

La loi d’atténuation de rayonnement solaire à travers l’atmosphère peut s’écrit sous la forme :

$$I_{\lambda}(m) = I_{0\lambda} \tau (\lambda, m) \dots\dots\dots(II.3)$$

$I_{\lambda}(m)$: l’éclairement monochromatique reçu au sol pour une masse d’air (m) donnée,

$I_{0\lambda}$: l’éclairement à la limite de l’atmosphère,

$\tau (\lambda, m)$: coefficient de transmission monochromatique,

II.6.3. Diffusion moléculaires.

L’effet de diffusion est écrie par le coefficient d’extinction $ar(\lambda)$ qui donnée par la formule de Rayleigh :

$$ar(\lambda) = 32 \pi^3 / (n - 1)^2 2 \cdot \lambda^{-4} \dots\dots\dots(II.4)$$

N : nombre de molécule par unité de volume (la densité)

n: l’indice de réfraction du gaz

La relation qui lié le coefficient de transmission et le coefficient d’extinction, appellé épaisseur optique intégrale est :

$$\tau(\lambda, m) = \exp(-a(\lambda), m) \dots \dots \dots (II.5)$$

m : La masse d'air atmosphérique

Pour un ciel clair et pur, le coefficient de transmission global de l'atmosphère est donné par la formule empirique suivante: $\tau_{atm} = 0,5 (e^{-0,65m} + e^{-0,095 m})$

Diffusion par les aérosols.

Ce phénomène se présente lorsque la taille des particules est sensiblement égale à la longueur d'onde $\lambda(r = \lambda)$, donc selon les dimensions de l'aérosol, la loi d'extinction par diffusion correspond à un exposant de λ compris entre 0 et +4, les coefficients d'extinction correspondants c'écrit donc :

$$\alpha_a \lambda = C \lambda^{-\alpha} \dots \dots \dots (II. 6) \quad 0 < \alpha < 4$$

C : est un coefficient de proportionnalité.

Pour couvrir le domaine de la diffusion par tous aérosols,, ANGSTROM (1929) a proposé une formule empirique un coefficient d'extinction moyen par les aérosols :

$$\alpha_a (\lambda) = \beta \cdot \lambda^{-1.3} \dots \dots \dots (II. 7)$$

β coefficient de trouble monochromatique

β_A est appelé coefficient de trouble d'ANGSTROM, ou coefficient de trouble atmosphérique, caractérise la quantité d'air sol contenue dans la colonne verticale d'atmosphère, au-dessus de lieu d'observation, il varie entre 0.02 (ciel très pur) est 0.25 (ciel pollué), aussi apprécier par la couleur de ciel:

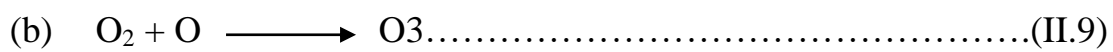
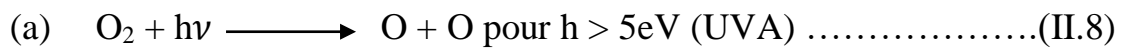
- Plus profond bleu : $\beta_A = 0.02$
- Bleu moyen $\beta_A = 0.08$
- Bleu laiteux $\beta_A = 0.2$

Absorption par les gazes atmosphérique

Les gazes constituent l'atmosphère, ainsi que la vapeur d'eau, modifié le rayonnement solaire par absorption.

- **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'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 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.

- **Rôle de vapeur d'eau**

La quantité de vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère est caractérisée par l'épaisseur d'eau condensable W est donnée par l'expression suivante :

$$W = 0.17 \cdot 10^{-5} P_{SVS} \varphi \dots \dots \dots (II.11)$$

W : exprimé en cm

P_{SVS} : la pression de vapeur d'eau saturante à la température T ($^{\circ}C$) en pascals,

$$P_{SVS} = 611 \exp(T / (0,059 T + 13,706)) \dots \dots \dots (II.12)$$

ϕ : Humidité relative, est égale au rapport de la pression partielle de vapeur d'eau sur la pression de la vapeur saturante P_{SVS} .

Le coefficient d'absorption solaire est calculé par la formule empirique suivante:

$$\alpha_m = 0,3 (m.W)^{0,3} \dots\dots\dots(\text{II.13})$$

m : masse atmosphérique

- **Rôle de l'oxygène (O₂) :**

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

- **Rôle de gaz carbonique (CO₂) :**

Il absorbe des une partie de l'infrarouge lointain ($\lambda > 2\mu\text{m}$).

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.

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

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 ₂ O						0.2	0.2	0.5	0.6		1.0			1.0

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 0.2μ à 0.7μ). L'oxygène a deux bandes étroites de faible atténuation dans le visible à 0.69 et 0.76μ . 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 1.5μ .

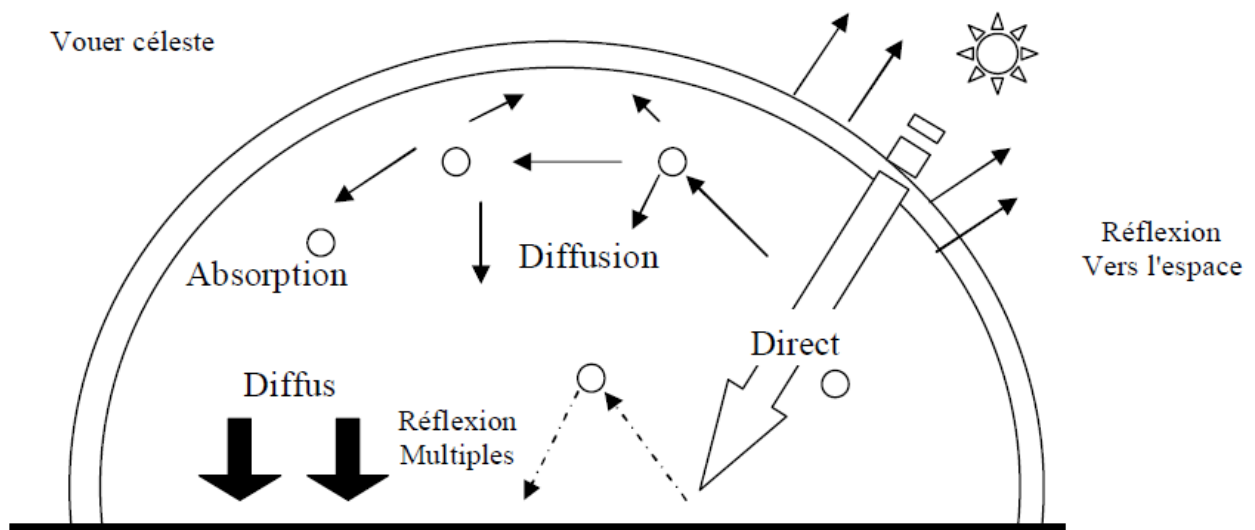


Fig II.5 Schéma de diffusion et d'absorption dans l'atmosphère [9]

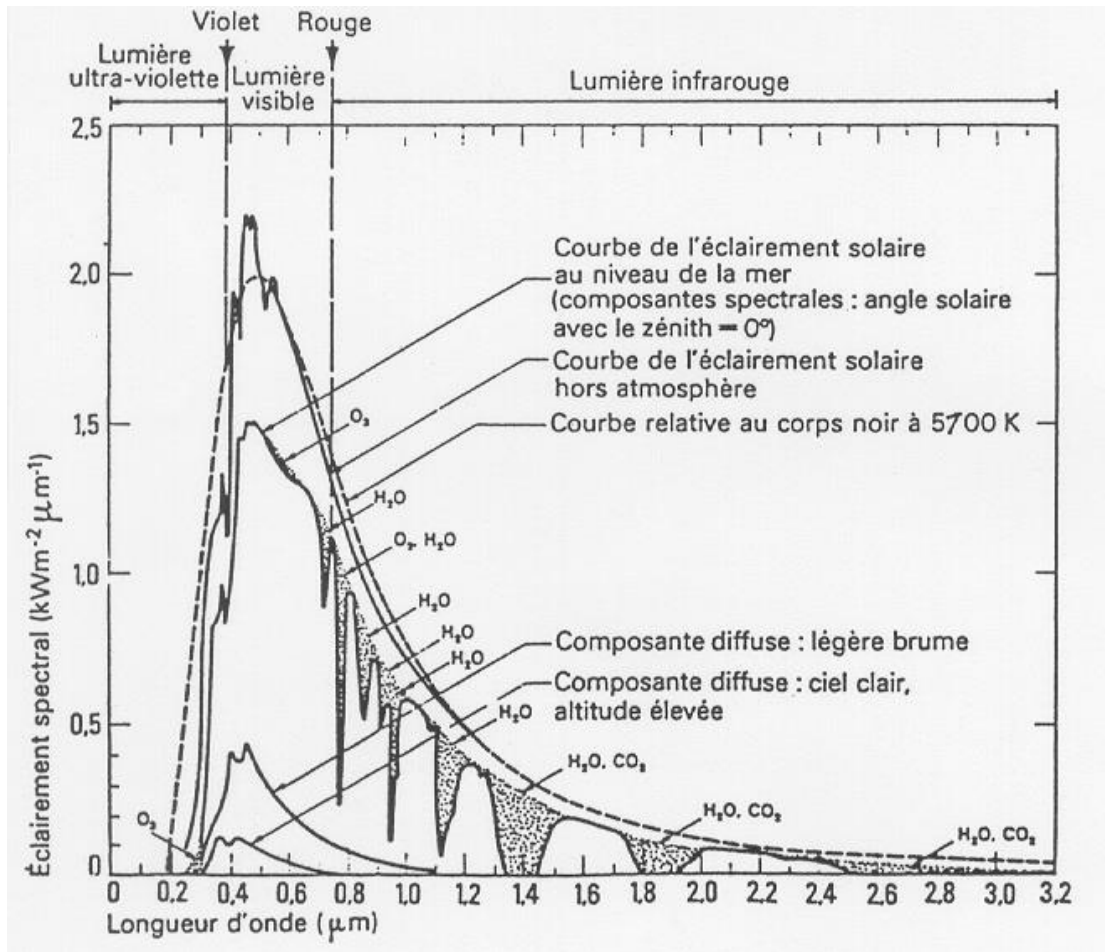


Fig II.6 : Le corps noir à 5700 °K et les spectres solaires AM0 et AM1 [35]

Effets des aérosols

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 b a varié 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 [36-37].

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 s qui est une grandeur mesurable dès qu'on connaît les durées d'insolation enregistrées par l'héliographe.

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

Tableau 5 : Les principales sources d'absorption et de diffusion [21].

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

II.7.Facteur de trouble de Link

Le calcul des moyennes décadaires ou mensuelles conduit à des relations fonctionnelles entre les valeurs moyennes du trouble de Link TL, du coefficient de trouble d'Angström β_a et de la tension de vapeur d'eau t , telle que [21]:

$$TL = 1,6 + 16 \beta_a + 0,5 \ln t \dots \dots \dots (II.14)$$

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:

$$w \text{ (cm)} = 0,17 t \dots \dots \dots (II.15)$$

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 [21]:

$$TL = 2,2 + 0,5 \ln t \dots \dots \dots (II.16)$$

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

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

$TL = 3,9 \pm 0,4$ 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 :

Tableau II.3: Facteur de trouble de Link [21]

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

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 TL 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 :

$$TL = (24 / \ln V) - 2,4 \dots \dots \dots (II.17)$$

Spectres de référence

A chaque longueur d'onde est associé un photon d'énergie :

$$E = hn = hc/\lambda \dots \dots \dots (II.18)$$

où h est la constante de Planck, c est la vitesse de la lumière, n la fréquence et l 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 :

$$E (eV) = 1.24/\lambda(\mu m) \dots \dots \dots (II.19)$$

Le groupe de Physique du Solide du CNRS a établi des modèles d'irradiance spectrale pour n'importe quelles conditions. Le Tableau précédent indique les valeurs de la constante solaire en fonction du

nombre d'air masse. La Figure donne les irradiances spectrales correspondantes.

Tableau II.4 : Valeur de la constante solaire en fonction de l'épaisseur m d'atmosphère traversée

m	0	1	1.5	2	3	4	5
$E(\text{W}/\text{m}^2)$	1353	931	834	755	610	530	430

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/m^2 dans une atmosphère polluée à 876 W / m^2 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.

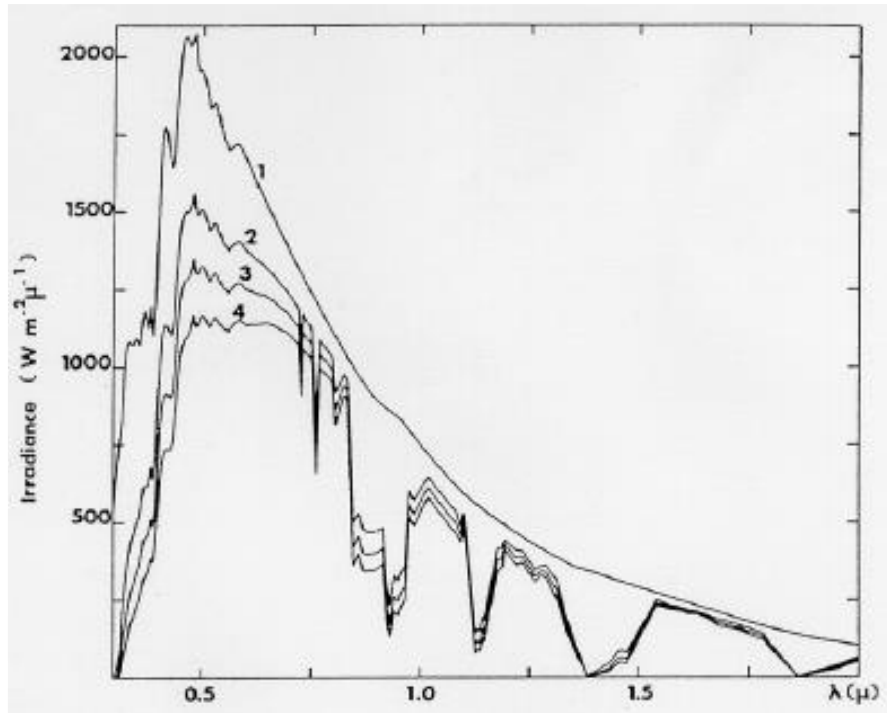


Fig II.9: Irradiance spectrale pour une atmosphère peu polluée de type méditerranéen ($n = 1.3$, $b = 0.04$, $v = 2$ cm) (1) AM0, (2) AM1, (3) AM1.5, (4) AM2. [21]

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: $w = 1.42$ cm
- hauteur réduite d'ozone: $v = 0.34$ cm
- trouble atmosphérique: $TL = 2.7$ à 5

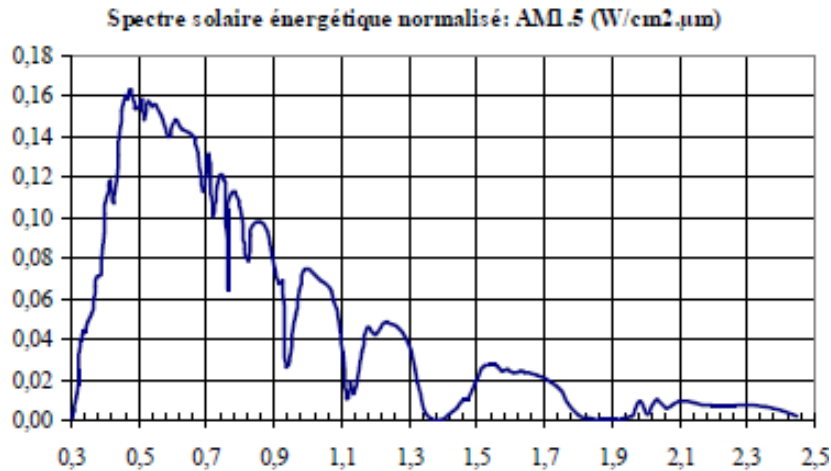


Fig II.10 : Spectre solaire énergétique normalisé à 100 mW /cm²: AM1.5 [38]

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, pèchent de façon plus grave encore.

II.8. 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).

II.9. 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.

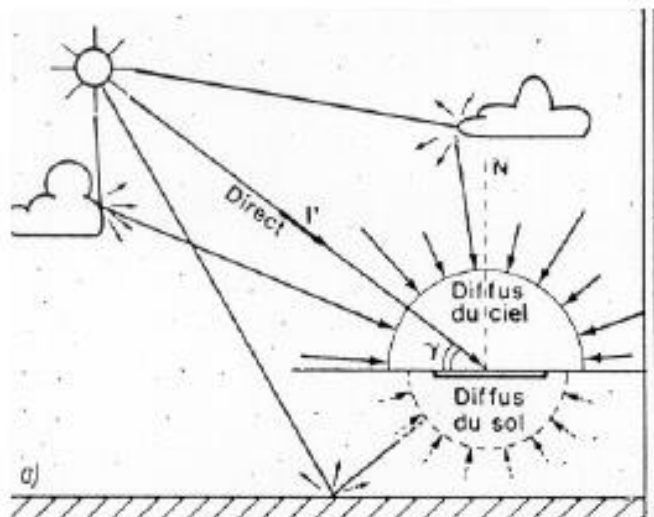


Fig II.12 : Composantes de l'éclairage global d'une surface horizontale.

II.10.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.

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

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 a 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.



Fig II 12 : l'Albédomètre