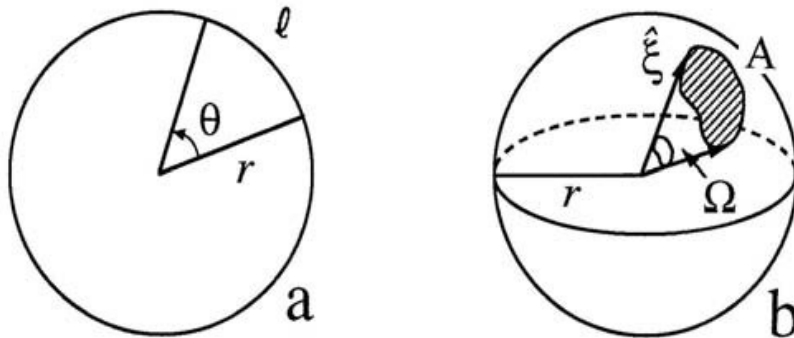
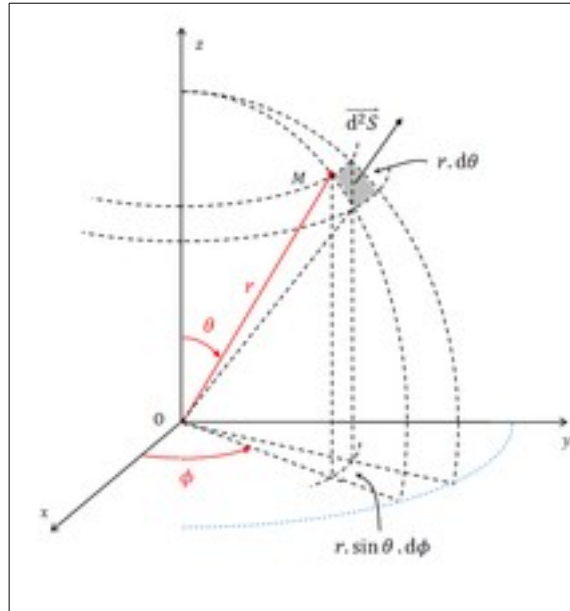


Calcul d'angle solide

(Courtesy, Mobley,
Light and Water,
1994, Fig 1.4)



$angle = \frac{(longueur\ de\ l'\ arc)}{(rayon)}$	$angle\ solide = \frac{(surface)}{(rayon^2)}$
$\theta = \frac{l}{r} (radian)$	$\Omega = \frac{A}{r^2} (stéradian)$



(Figure : Alasjourn ; Wikipedia)

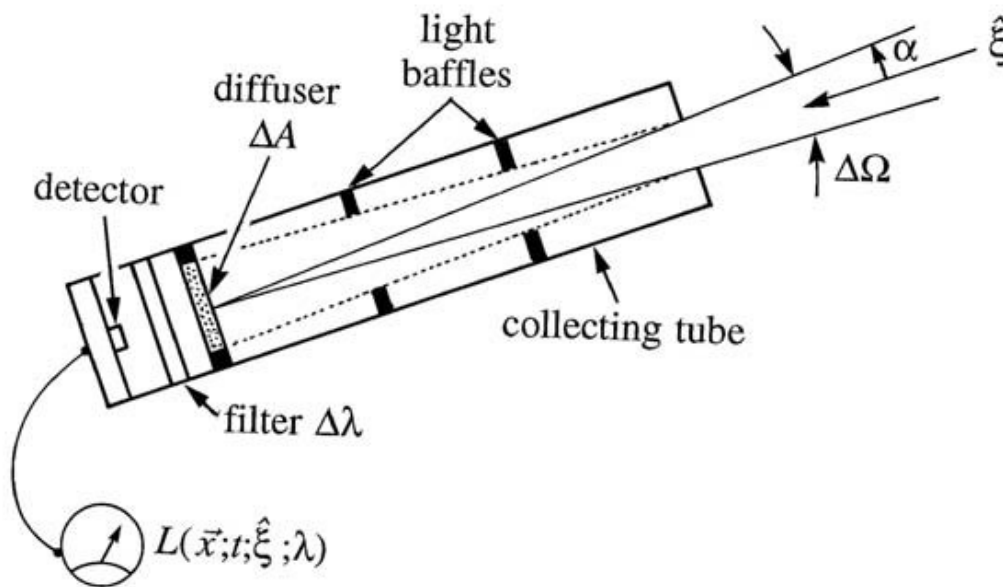
$$\text{element of solid angle } d\Omega = \frac{dA}{r^2}$$

$$\boxed{d\Omega = \frac{r \sin \theta d\phi r d\theta}{r^2} = \sin \theta d\theta d\phi}$$

L'angle solide qui intercepte la sphère entière vaut 4π sr.
Un hémisphère correspond donc à un angle solide de 2π sr

2) Mesures de la lumière

* La **luminance L** (en anglais : radiance) mesure une quantité d'énergie **spectrale** (par unité de longueur d'onde) arrivant dans une direction donnée, ou plus exactement dans un angle solide, et captée par une surface donnée dans un intervalle de temps fixé; d'où son unité de mesure : le J/s/m²/nm/sr.



(Courtesy, Mobley, Light and Water, 1994, Fig 1.5)

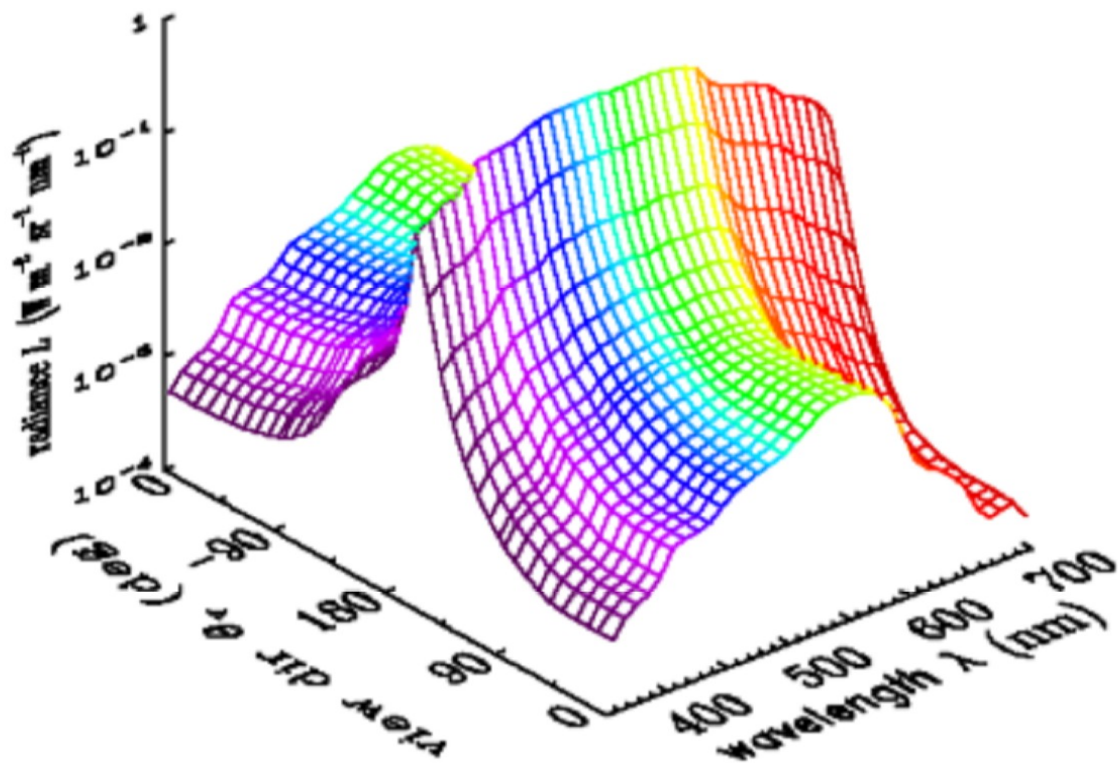
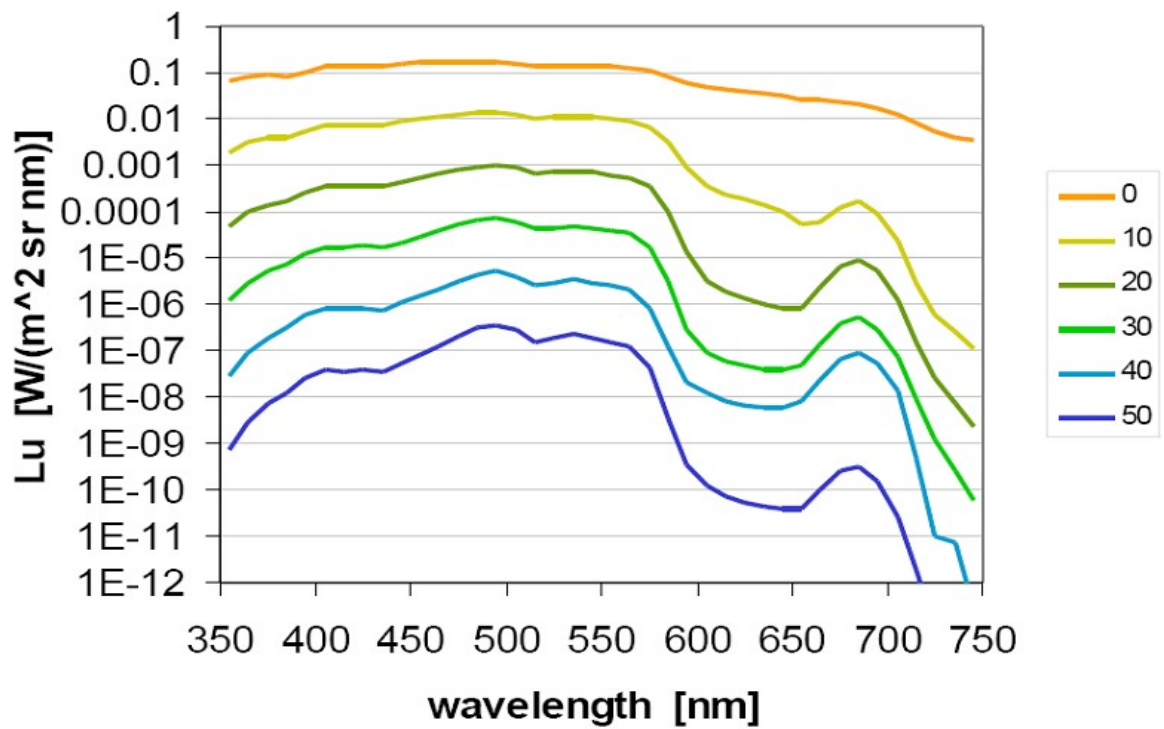
$$L(\vec{x}, t, \vec{\xi}, \lambda) = \frac{(\Delta Q)}{(\Delta t \Delta A \Delta \Omega \Delta \lambda)} (J s^{-1} m^{-2} sr^{-1} nm^{-1} = W m^{-2} sr^{-1} nm^{-1})$$

Rappel : 1 Watt = 1 J/s = 1 N.m/s et $\vec{x} = \overrightarrow{OM} = (x, y, z)$

La luminance (radiance) est difficile à représenter en graphe car elle contient beaucoup de variables. A un temps t, si on réduit la position à la position verticale, on a $L(z, \theta, \phi, \lambda)$.

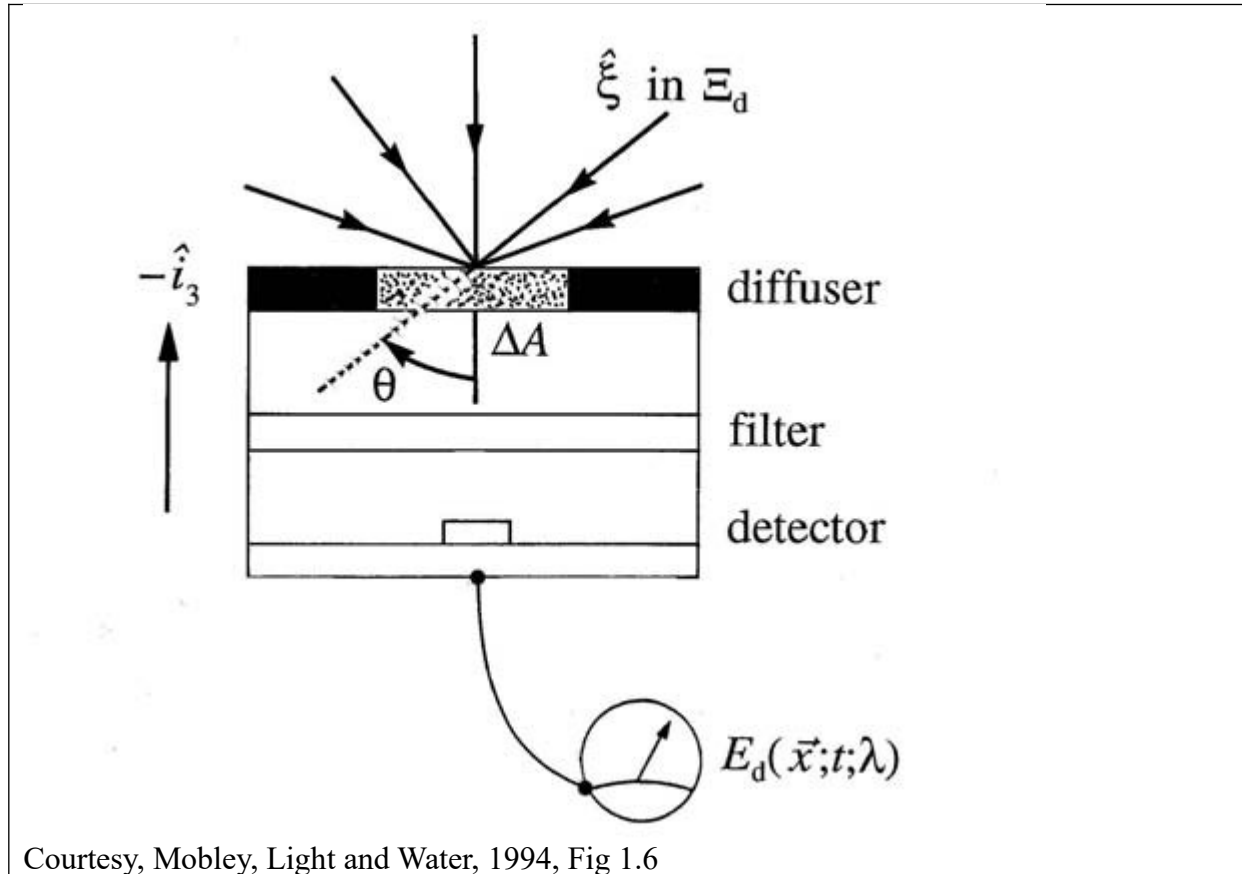
Exemple Page suivante haut: $L_u(z, \theta, \phi, \lambda)$ en fonction de la longueur d'onde λ , à différentes profondeurs (0, 10, 20, 30, 40 et 50 m), pour un angle de nadir de $\theta = 180^\circ$ (ie c'est de la lumière montante $\theta = 180^\circ$; qui arrive du bas en ligne droite avec un détecteur pointé vers le bas $\theta_{inst} = 0^\circ$) et ϕ dans le plan du soleil.

Page suivante bas: La luminance dans le plan du soleil ϕ en fonction de « view dir » = θ_{inst} ; quand $\theta_{inst} = 180^\circ$ (en regardant le zénith), la lumière vient du haut ; quand $\theta_{inst} = 90^\circ$ cela revient à regarder l'horizon ; quand $\theta_{inst} = 0^\circ$ cela revient à regarder vers le nadir.



la profondeur $Z = 5m$, dans le plan du soleil, en faisant varier « view dir »= θ_{inst}

* **L'éclairement descendant E_d** ou ascendant E_u (en anglais : downwelling ou upwelling irradiance) est défini comme la quantité spectrale -i.e. à une longueur d'onde donnée- d'énergie venant d'une hémisphère tournée vers le bas (haut) et mesurée pendant un intervalle de temps donné. L'unité de l'éclairement est le $J/s/m^2/nm$ ou le $W/m^2/nm$.



Courtesy, Mobley, Light and Water, 1994, Fig 1.6

$$E_d(\vec{x}, t, \lambda) = \frac{(\Delta Q)}{(\Delta t \Delta A \Delta \lambda)} (J s^{-1} m^{-2} nm^{-1} = W m^{-2} nm^{-1})$$

Le capteur mesurant l'éclairement est souvent appelé « capteur cosinus » à cause de la formule ci-dessous :

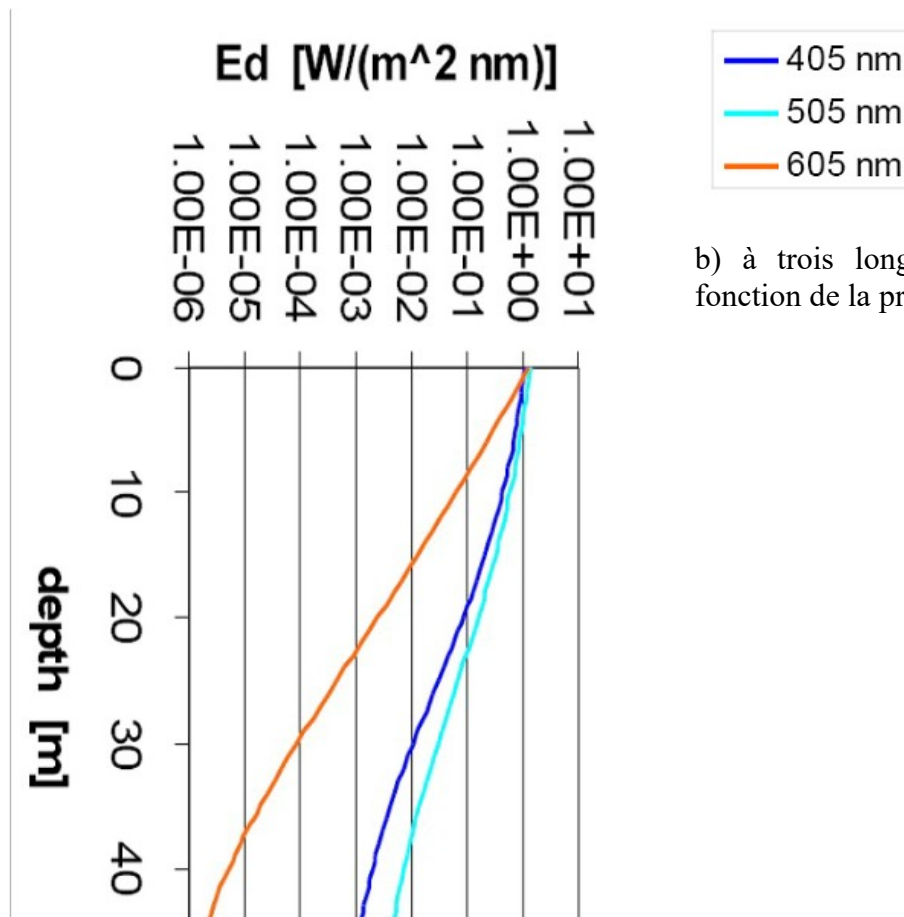
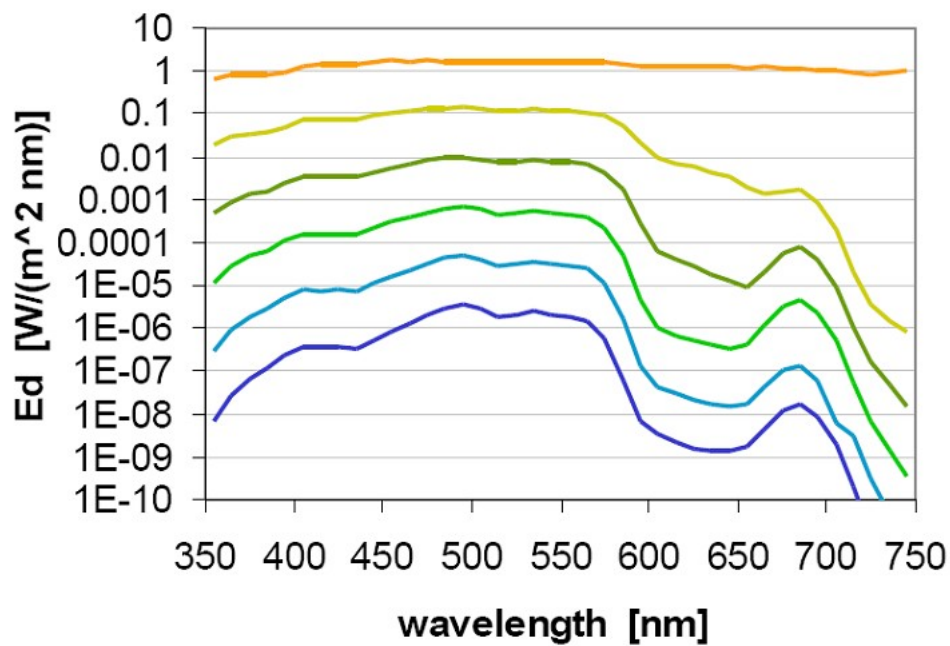
$$E_d(\vec{x}, t, \lambda) = \int_{\xi \in \Xi_d} L(\vec{x}, t, \vec{\xi}, \lambda) |\cos \theta| d\Omega(\xi)$$

car la surface vue par le rayon allant dans la direction θ est, non pas A , mais $A |\cos \theta|$.

$$E_d(\vec{x}, t, \lambda) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L(\vec{x}, t, \theta, \phi, \lambda) |\cos \theta| \sin \theta d\theta d\phi$$

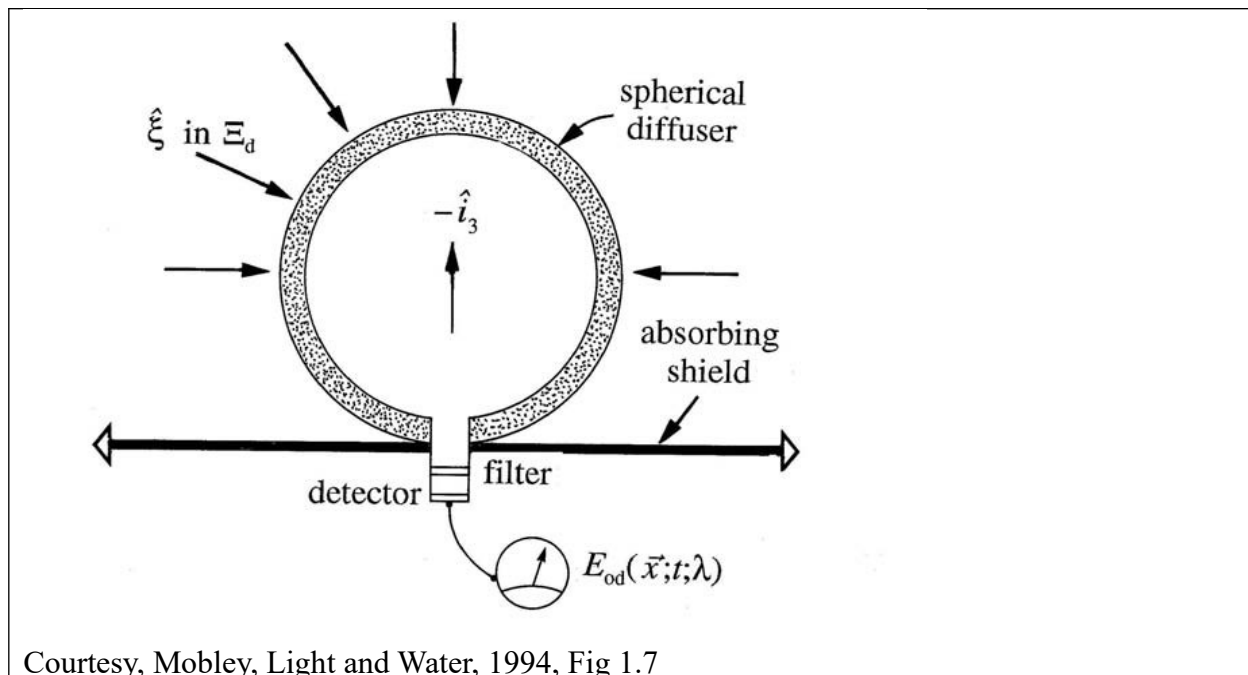
E_d est plus facile à représenter graphiquement que L , étant donné qu'il dépend de moins de variables. A un temps donné, on peut simplifier et mesurer $E_d(z, \lambda)$.

Voici E_d : a) en fonction de la longueur d'onde λ , à différentes profondeurs (0, 10, 20, 30, 40 et 50 m) ;



b) à trois longueurs d'onde et en fonction de la profondeur.

* **L'éclairement scalaire spectral** (en anglais, spectral scalar irradiance) correspond à l'éclairement vu dans toutes les directions, mesuré par une sphère (donc ne faisant pas intervenir de terme en cosinus).



On peut avoir Eo, Eod et Eou.

Les formules sont données ci-dessous pour l'éclairement scalaire spectral descendant.

$$E_{od}(\vec{x}, t, \lambda) = \frac{(\Delta Q)}{(\Delta t \Delta A \Delta \lambda)} (J S^{-1} m^{-2} nm^{-1} = W m^{-2} nm^{-1})$$

soit encore :

$$E_{od}(\vec{x}, t, \lambda) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L(\vec{x}, t, \theta, \phi, \lambda) \sin \theta d\theta d\phi$$

On note l'absence du cosinus.

* La mesure du **PAR (Photosynthetically Available Radiation)** est un nombre de photons, de longueur d'onde comprise entre 400 et 700 nm (c'est donc une quantité non spectrale), reçus par une surface donnée, pendant un intervalle de temps donné, et venant de toutes les directions (unité : photons/s/m² ou Einstein/s/m²; avec 1 Einstein = 1 Na photons = 6,023 10²³ photons ; Na étant le nombre d'Avogadro).

$$PAR = \int_{400}^{700} E_o \frac{\lambda}{hc} d\lambda \quad \text{Souvent donnée en unité de } \mu\text{Einst } m^{-2} s^{-1}$$

Attention PAR n'est pas une mesure spectrale. Ce n'est pas non plus une mesure d'énergie. L'instrument « PAR » est d'ailleurs appelé un quantamètre et non un radiomètre. Il faut se méfier des valeurs de PAR fournies en Watt. Elles s'appuient sur une hypothèse de composition de l'eau, et donc de distribution de l'absorption des photons.

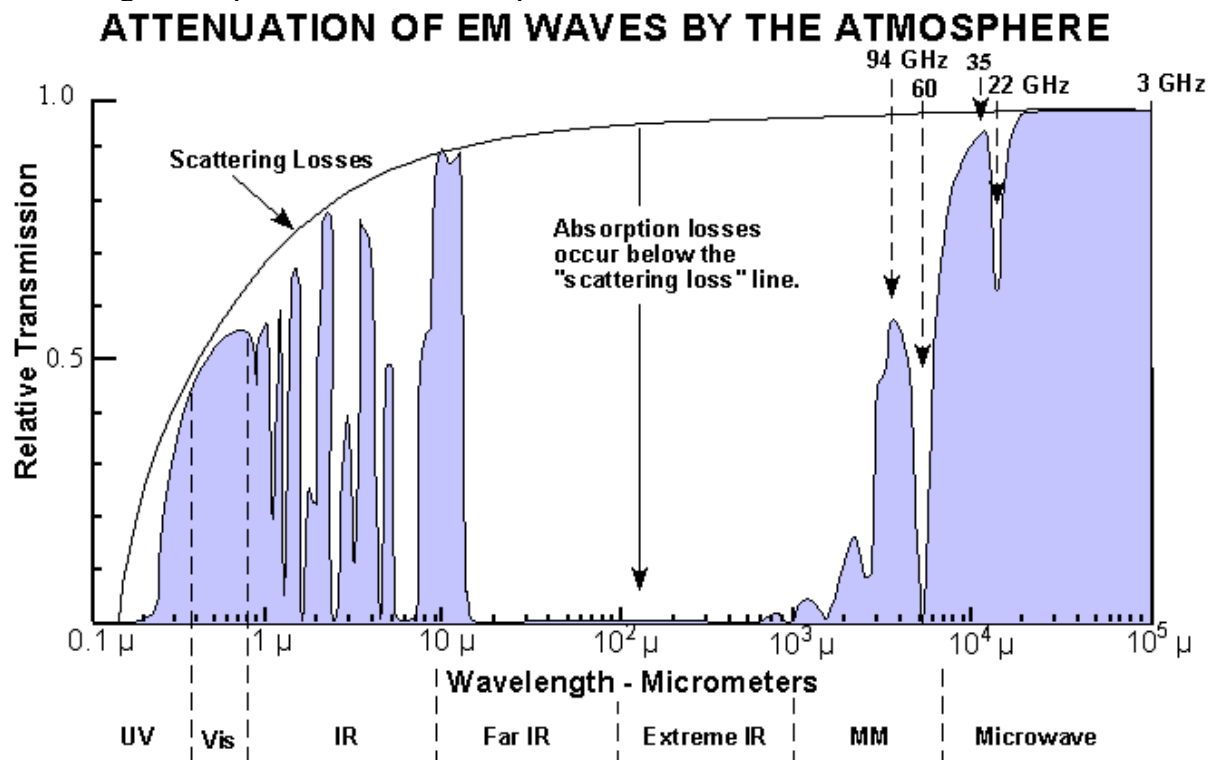
Elle dérive généralement de l'article Morel et Smith, 1974 (Limnol, 19 (4), Relation between total quanta and total energy for aquatic photosynthesis); ou le facteur de conversion Quanta/Energy est $1 \text{ Watt} \approx 2,5 \cdot 10^{18} \text{ quanta s}^{-1} \approx 2,5 \cdot 10^{18} \text{ photons s}^{-1} \approx 4,2 \mu \text{ Einst s}^{-1}$. Cette relation peut ne pas être adaptée à des milieux côtiers non oligotrophes.

Rappel : $1 \text{ Watt} = 1 \text{ J/s} = 1 \text{ N.m/s} = 1 \text{ kg.m}^2/\text{s}^3$

3) Radiation solaire

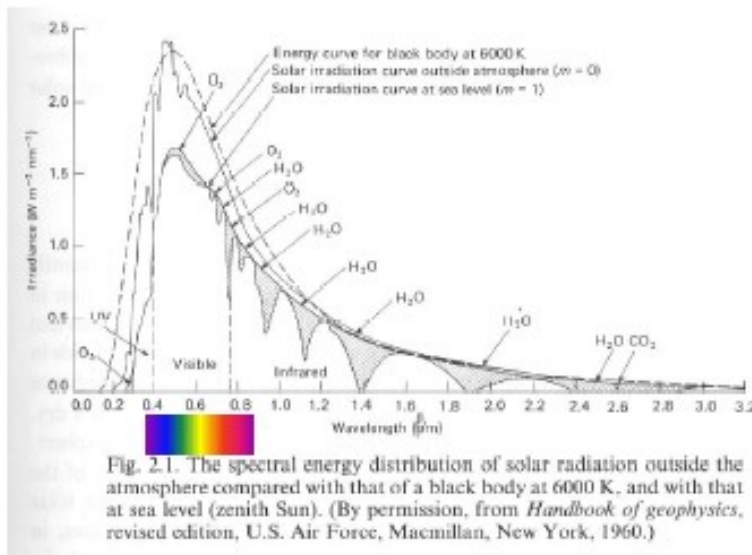
A la surface de la terre, la lumière qui nous parvient du soleil ne contient pas toutes les ondes EM issues du soleil. Certaines sont absorbées par l'atmosphère du soleil (raies de Fraunhofer, $\Delta \lambda < 0.1 \text{ nm}$), d'autres par l'atmosphère terrestre.

Le spectre de transmission des EM dans l'atmosphère (Figure ci-dessous) montre que, dans le visible, les pertes résultent principalement de la diffusion Rayleigh, alors que dans l'infrarouge, elles proviennent de l'absorption.



Dans le visible 50% de l'énergie est transmise.

La courbe de radiation provenant du soleil a été fournie dans le paragraphe 3 du premier chapitre. Elle est à nouveau montrée ci-dessous avec les courbes de radiation solaire arrivant au sommet de l'atmosphère terrestre et celle arrivant à la surface de l'océan.



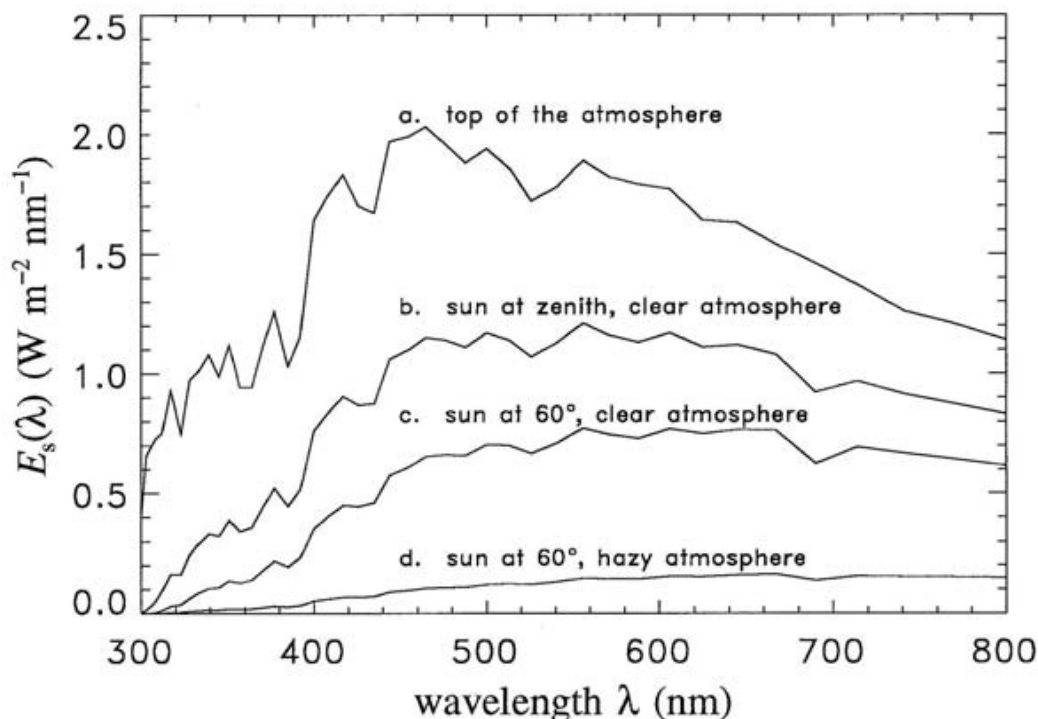
Attention aux courbes à gauche, les valeurs sont moyennées tous les

$$\Delta \lambda = 2 \text{ nm}$$

ce qui produit un lissage des raies de Fraunhofer.

L'axe des abscisses s'étend de 0 à 3,2 μm .

Différentes courbes d'énergie solaire sont montrées ci-dessous uniquement sur la bande de longueur d'onde de 300 à 800 nm.



(Courtesy, Mobley, Light and Water, 1994, Fig 1.2)

On intègre parfois l'éclairement sur toutes les longueurs d'onde pour obtenir une valeur en W/m^2 . La valeur acceptée de E_s depuis 2008 est de : $1\,360,8 \pm 0,5 \text{ W/m}^2$. La précision s'est nettement améliorée surtout grâce aux mesures satellitales car, par exemple, elle était évaluée à $1367 \text{ W/m}^2 \pm 50 \text{ W/m}^2$ en 1983 [Frolich]. Pour la valeur de la constante, voir la

OPB 305 Optique Marine et Biogéochimie (A. Petrenko)	M2 Sc de la Mer - Océanographie Physique & Biogéochimique	A. Petrenko Chapitre 2
--	---	---------------------------

méthode de calcul dans l'encart ci-dessous.

Note 1: La constante solaire exprime la quantité d'énergie solaire que recevrait une surface de 1 m² située à une distance de 1 ua (distance moyenne Terre-Soleil), exposée perpendiculairement aux rayons du Soleil, en l'absence d'atmosphère. Pour la Terre, c'est donc la densité de flux énergétique au sommet de l'atmosphère.

$$F = 1\,360,8 \pm 0,5 \text{ W/m}^2.$$

L'énergie reçue par la Terre correspond à $F \cdot S_{\text{disque}}$ (S_{disque} =la surface du grand disque équatorial/méridional). Cette énergie est dissipée sur l'ensemble de la surface terrestre, soit sur quatre fois cette surface ($4 \cdot S_{\text{disque}}$). Le rayonnement solaire incident moyen sur la surface totale est donc:

$$\bar{F} = \frac{F \cdot S_{\text{disque}}}{4 \cdot S_{\text{disque}}} = \frac{F}{4} \simeq 340 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \quad \text{Cette valeur moyenne est prise en compte dans le bilan radiatif terrestre.}$$

Note 2 Pour obtenir F, on utilise la loi de Stefan-Boltzmann avec le Soleil un corps noir à une température T de 5 780 K environ. Il émet un flux d'énergie de surface F_s :

$$F_s = \sigma T^4 = 6,45 \cdot 10^7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$$

À une distance R, en posant la conservation de l'énergie rayonnée à travers l'espace, il vient que :

$$4 \pi R_s^2 F_s = 4 \pi R^2 F \quad \text{donc} \quad F = F_s \left(\frac{R_s}{R} \right)^2 \quad \text{où } R_s \text{ est le rayon solaire, égal à } 695\,600 \text{ km.}$$

L'application numérique donne :

$$F = \left(\frac{5535}{R} \right)^2 \quad \text{où } R \text{ s'exprime en millions de kilomètres et } F \text{ en watt par mètre carré.}$$

Pour la Terre, ou $R = 1 \text{ ua} = 150 \text{ millions de kilomètres}$, on obtient : $F = 1\,362 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$

(adapté de https://fr.wikipedia.org/wiki/Constante_solaire)

La répartition en fonction de la longueur d'onde est la suivante (Mobley p9 et références) :

Lambda (nm)	< 350 nm	350 à 400	400 à 700	700 à 1000	> 1000 nm	Total
Distribution (%)	4.5	4,2	38.2	22.6	30.5	100
Energie (W/m ²)	62	57	522	309	417	1367

OPB 305 Optique Marine et Biogéochimie (A. Petrenko)	M2 Sc de la Mer - Océanographie Physique & Biogéochimique	A. Petrenko Chapitre 2
--	---	---------------------------

Pour donner la gamme des éclairagements auquel l'œil est sensible (400 à 700 nm), après la traversée de l'atmosphère, les valeurs de l'éclairement sont de l'ordre :

$E = 500 \text{ W/m}^2$	clair ; soleil au zénith
$E = 450 \text{ W/m}^2$	clair ; soleil à 60° du zénith
$E = 300 \text{ W/m}^2$	couvert ; soleil à 60° du zénith
$E = 100 \text{ W/m}^2$	couvert ; soleil à l'horizon
$E = 10^{-3} \text{ W/m}^2$	clair ; pleine lune
$E = 3 \cdot 10^{-6} \text{ W/m}^2$	clair ; étoiles

Le **rayonnement solaire** qui arrive à la surface dépend de la **latitude** et de la teneur en **vapeur d'eau** de l'atmosphère

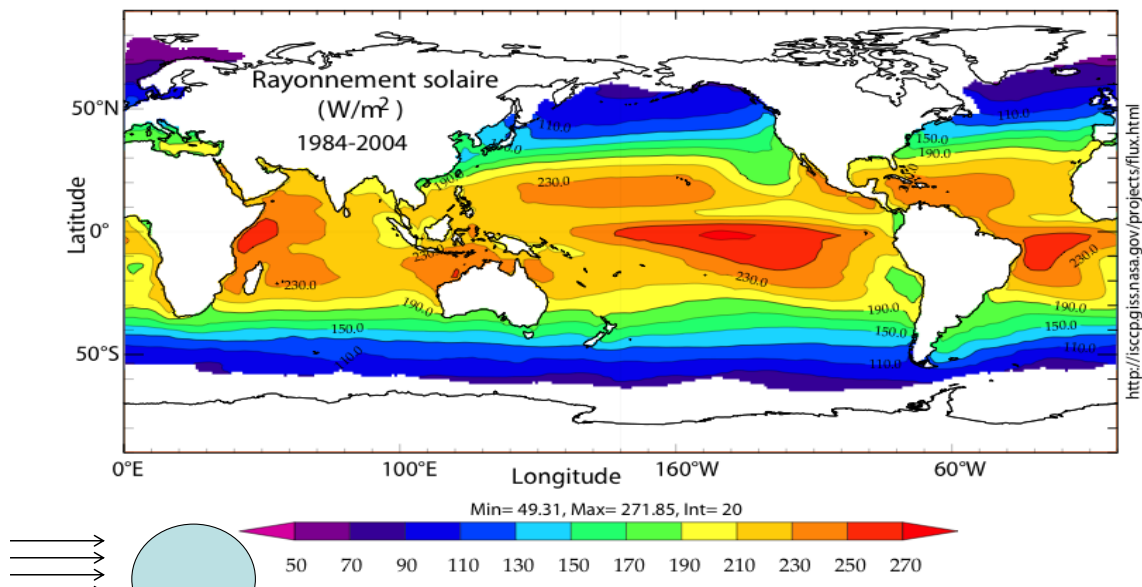


Figure Remerciement M. Fieux L'océan planétaire, Fig 1.8 (données extraites de Campbell G.G., Vonder Haar T.H.: *Climatology of radiation budget measurements from satellites*. Colorado State University: Department. of Atmospheric Sciences, Atmospheric Science Paper n° 323, 1980, 74 p)

OPB 305 Optique Marine et Biogéochimie (A. Petrenko)	M2 Sc de la Mer - Océanographie Physique & Biogéochimique	A. Petrenko Chapitre 2
--	---	---------------------------

4) Propriétés optiques de l'eau

Une propriété est, par définition, une qualité particulière du milieu considéré, ici l'eau de mer. Des paramètres suffisamment stables pour être considérés comme caractéristiques du milieu marin peuvent donc être appelés des propriétés. De plus, si ces propriétés ne dépendent pas de la lumière mais seulement du milieu, où plus exactement des composantes du milieu, elles sont dites « **inhérentes** ». Si des propriétés dépendent du milieu, mais aussi de la lumière, elles sont appelées propriétés optiques **apparentes**. Ces définitions ont été introduites par Preisendorfer en 1976.

Les acronymes suivants, même si ils sont anglais, sont utilisés couramment dans le milieu océanographique français :

IOP = propriété optique inhérente (Inherent Optical Property)

AOP = propriété optique apparente (Apparent Optical Property)

a) IOPs dans l'eau

Absorption

Quand un flux de lumière $\Phi_o(\lambda)$ rencontre un volume d'eau, une fraction $\Phi_a(\lambda)$ est absorbée à l'intérieur du volume, une partie $\Phi_b(\lambda)$ est diffusée tout autour et une autre est transmise $\Phi_t(\lambda)$ (figure). L'absorptance est définie comme $A = \frac{\Phi_a(\lambda)}{\Phi_o(\lambda)}$.

Attention pour les biogéochimistes : Cette absorptance n'est pas à confondre avec l'absorbance ou densité optique mesurée par les spectrophotomètres (en laboratoire), qui s'écrit $D(\lambda) = \log_{10} \frac{\Phi_o(\lambda)}{(\Phi_b(\lambda) + \Phi_t(\lambda))} = -\log_{10}(1 - A(\lambda))$ [Kirk, 1983, 1994].

Si un faisceau de rayons lumineux monochromatiques traverse une longueur l de ce volume, on définit le **coefficient d'absorption**, $a(\lambda)$, unité m^{-1} , comme la limite de A/l pour l tendant vers 0 :

$$a(\lambda) = \lim_{l \rightarrow 0} \left(\frac{1}{l} \frac{\Phi_a(\lambda)}{\Phi_o(\lambda)} \right)$$

Respectivement, le **coefficient de diffusion**, $b(\lambda)$, unité m^{-1} , est défini de la même façon en remplaçant $\Phi_a(\lambda)$ par $\Phi_b(\lambda)$.

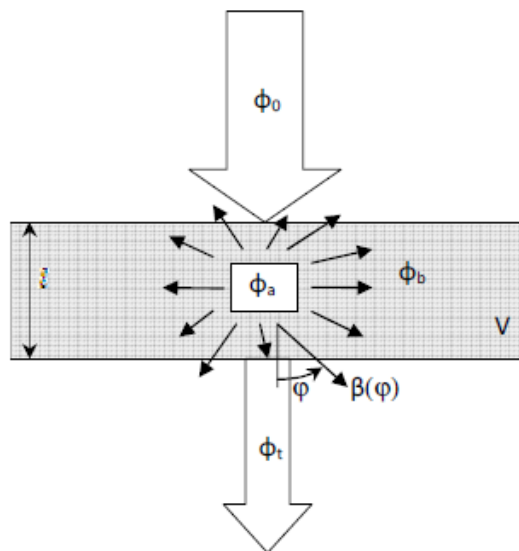


Figure 1-1 : D'après Morel (2008). Un faisceau monochromatique de rayons lumineux d'intensité ϕ_0 traverse un volume V d'eau de mer de longueur l. Une partie de la lumière est absorbée (ϕ_a), une autre diffusée (ϕ_b) et une autre transmise (ϕ_t). La partie diffusée est la somme des diffusions $\beta(\varphi)$ à chaque angle φ .

Rappel - Pour la plupart des substances, le taux d'absorption varie avec la longueur d'onde de la lumière incidente, menant à l'apparence de couleur dans les pigments qui absorbent certaines longueurs d'onde mais pas d'autres. Par exemple, avec une lumière blanche incidente, un objet qui absorbe les longueurs d'onde dans le bleu, vert et jaune, apparaîtra de couleur rouge. Un matériau de couleur noire absorbe ainsi toutes les longueurs d'onde (converties en chaleur), alors qu'un matériau de couleur blanche les réfléchit.

Suppléments :

- Des chercheurs du Rensselaer Polytechnic Institute ont créé un matériau à partir de nanotubes de carbone pouvant absorber 99,955 % de la lumière (Janvier 2008).

<http://www.rpi.edu/about/inside/issue/v2n2/darkest.html>

- Autre recherche sur l'« invisibilité » (vulgarisée dans article le Monde 13 août 2011, « Une 'sphère d'invisibilité' pourrait dompter la lumière ») par Ulf Leonhard, élève de Stephen Hawking, et Janos Perczel dans le New Journal of Physics (9 août 11) – Théorie : un métamatériau d'indice de réfraction négatif pourrait dévier la lumière sans que cela se voit (mais avec des photons plus rapides que la lumière...) ; dans la 'pratique' ils travaillent sur le concept de lentille en « œil de poisson » (inventé par Maxwell) dans laquelle l'indice de réfraction varierait et qui créerait un endroit invisible (effet // conséquence de la projection - ex Mercator- d'une mappemonde sur un plan permettrait de se débarrasser du pôle ou la lumière devrait devenir infinie !...).

OPB 305 Optique Marine et Biogéochimie (A. Petrenko)	M2 Sc de la Mer - Océanographie Physique & Biogéochimique	A. Petrenko Chapitre 2
--	---	---------------------------

Diffusion

Comme indiqué précédemment, le **coefficient de diffusion**, $b(\lambda)$, unité m^{-1} , est défini par :

$$b(\lambda) = \lim_{l \rightarrow 0} \left(\frac{1}{l} \frac{\Phi_b(\lambda)}{\Phi_o(\lambda)} \right)$$

Du fait de la diffusion, un volume élémentaire observé depuis une distance suffisamment éloignée peut être considéré comme un point source éclairant dans toutes les directions. Le champ lumineux diffusé dans la direction (α, ψ) ou ψ est l'angle polaire à la direction de propagation (i_3) et α est l'angle azimutal, est caractérisée par l'**indicatrice de diffusion, ou coefficient angulaire de diffusion**, $\beta(\lambda, \alpha, \psi)$ en $m^{-1} sr^{-1}$, notée en anglais la « volume scattering function » (VSF). C'est généralement l'acronyme VSF qui est couramment utilisé.

On simplifie cette VSF en faisant l'hypothèse d'une symétrie de la diffusion autour de l'axe de propagation de la lumière (donc on peut intégrer suivant α entre 0 et 2π et cela donne un facteur constant de 2π).

Le coefficient de diffusion b peut s'écrire facilement en fonction de la VSF :

$$b(\lambda) = 2\pi \int_0^\pi \beta(\lambda, \psi) \sin \psi d\psi$$

Cette intégrale peut être décomposée en deux, le **coefficient de diffusion avant (forward scattering)** :

$$b_f(\lambda) = 2\pi \int_0^{\pi/2} \beta(\lambda, \psi) \sin \psi d\psi$$

et le **coefficient de diffusion arrière (backscattering)** :

$$b_b(\lambda) = 2\pi \int_{\pi/2}^\pi \beta(\lambda, \psi) \sin \psi d\psi$$

Il existe une **fonction de phase de diffusion volumique spectrale**, notée :

$$\beta'(\lambda, \psi) = \frac{\beta(\lambda, \psi)}{b(\lambda)} \text{ en } sr^{-1}.$$

C'est l'équivalent de la VSF normalisée donc elle est telle que son intégration sur la sphère complète donne l'unité.

Atténuation

La somme des deux quantités $a(\lambda)$ et $b(\lambda)$ est le coefficient d'atténuation $c(\lambda)$ en m^{-1} :

$$c(\lambda) = a(\lambda) + b(\lambda)$$

OPB 305 Optique Marine et Biogéochimie (A. Petrenko)	M2 Sc de la Mer - Océanographie Physique & Biogéochimique	A. Petrenko Chapitre 2
--	---	---------------------------

BILAN sur les IOPs

L'absorption a et la diffusion b font partie des propriétés inhérentes optiques (IOPs) du milieu. Plus rigoureusement, c'est l'indicatrice de diffusion $\beta(\lambda, \psi)$ qui est une IOP ; b , produit dérivé, est aussi considéré comme une IOP, ainsi que la VSF et $\beta'(\lambda, \psi)$.

De même, l'atténuation étant la somme de a et b , elle est aussi une IOP.

Les autres IOPs incluent l'indice de réfraction m (et n) ainsi qu'une propriété appelée **albedo** (strictement : albedo de diffusion simple spectrale) $\omega(\lambda) = \frac{b(\lambda)}{c(\lambda)}$. Elle est aussi nommée probabilité de survie du photon car elle représente la probabilité qu'un photon soit diffusé plutôt qu'absorbé.

Les IOPs sont additives, c'est-à-dire qu'il est possible de décomposer, par exemple, le coefficient (total) d'absorption ou de diffusion en la somme des absorptions ou des diffusions propres à chaque constituant du milieu (Hypothèse de linéarité).