

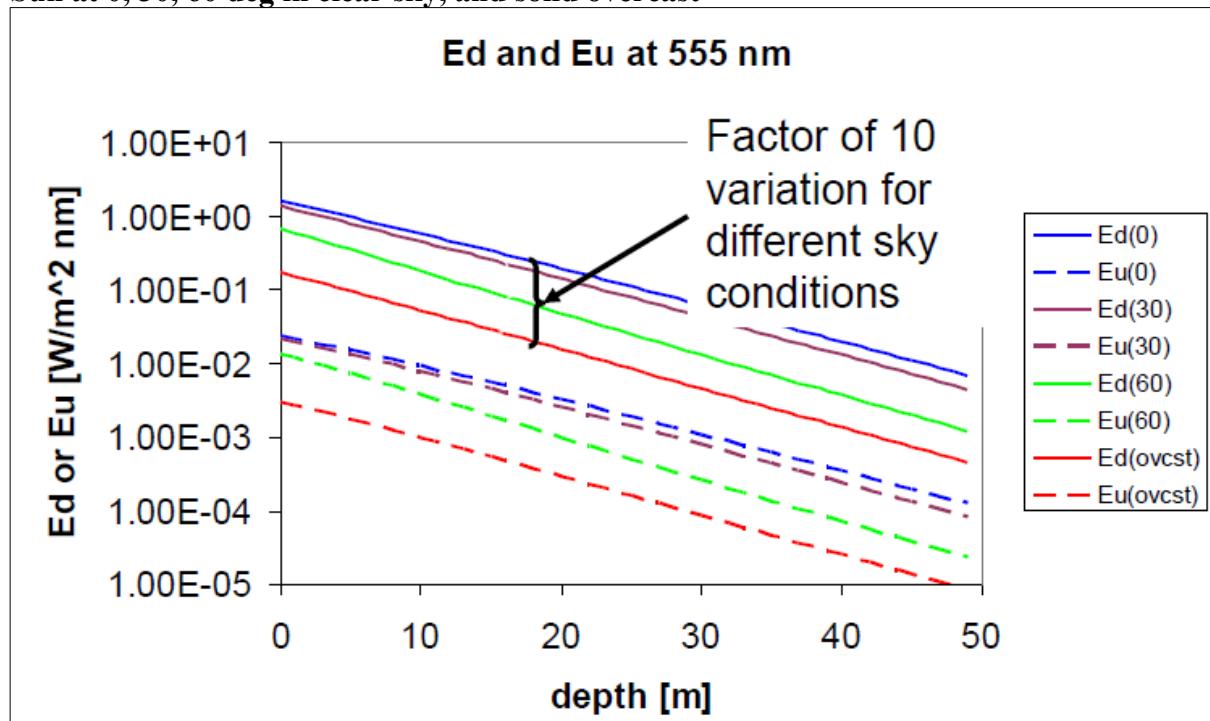
Chapitre V AOPs

AOP = Propriété Apparente Optique

1) AOPs dans l'eau marine

Il est pratique de définir les **propriétés** d'un milieu pour pouvoir étudier les variations de celles-ci au cours de longues périodes de temps ou comparer le site à d'autres sites d'étude. Il a donc été tenté une même démarche pour la lumière que pour les IOPs. Mais la lumière décroît généralement très vite au fur et à mesure que l'on s'enfonce dans l'eau et n'est donc pas un paramètre stable.

HydroLight runs: Chl = 1.0 mg Chl/m³, etc
Sun at 0, 30, 60 deg in clear sky, and solid overcast



Ed et Eu dépendent de L et des IOPs de l'eau, mais en plus elles dépendent fortement des conditions extérieures et ne sont pas du tout utiles pour caractériser une masse d'eau (ce ne sont pas des AOPs !)

Par contre il a été observé que la lumière décroît généralement de façon exponentielle avec la profondeur ; ce qui est équivalent à ce que la pente de cette exponentielle soit constante. Du coup la pente du logarithme de la lumière (pentes de $\ln(PAR)$, $\ln(Ed)$ ou $\ln(Eu)$) est une propriété optique (unité : m^{-1}). Cependant, elle ne dépend pas que du milieu, elle dépend évidemment de la lumière elle-même. Du coup cette propriété est, non pas inhérente, mais « apparente »; c'est une AOP : Propriété Optique Apparente.

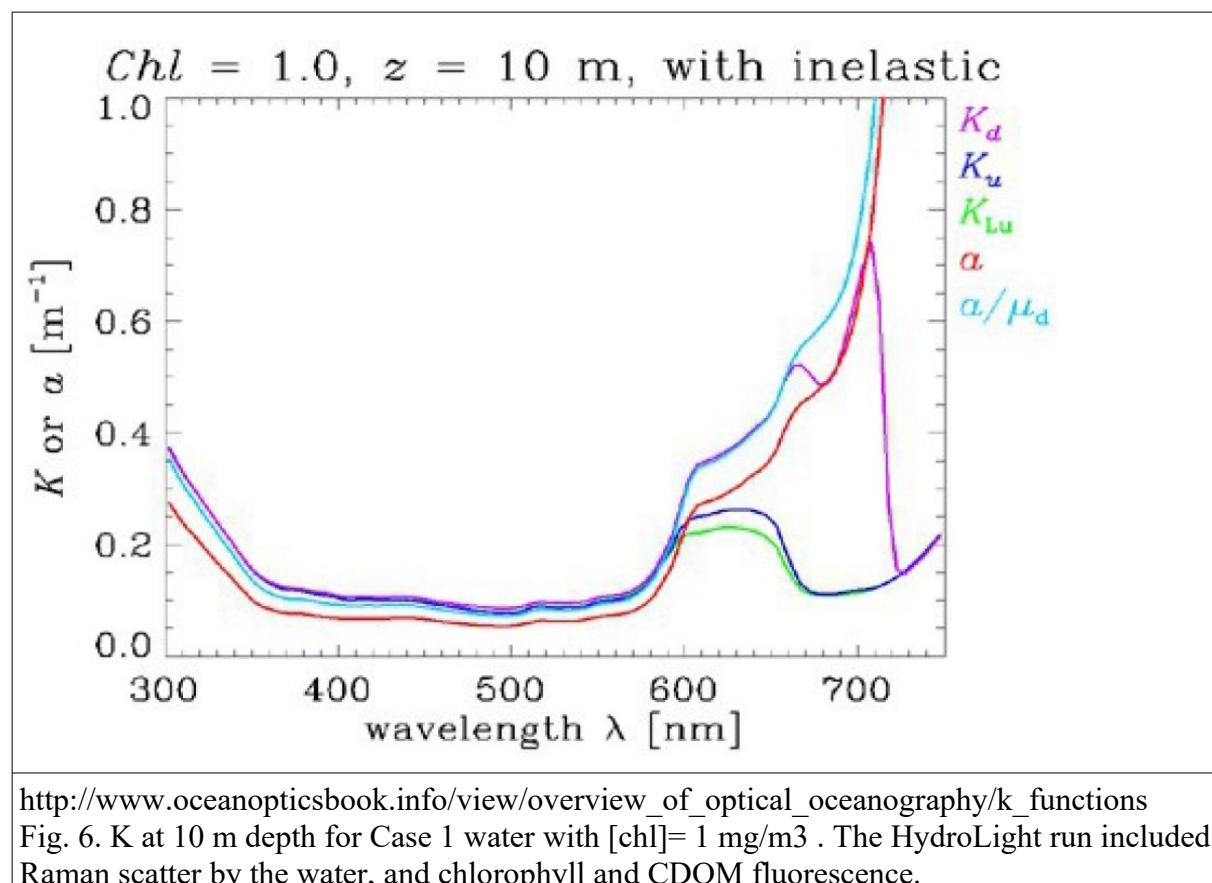
Le **coefficent d'atténuation diffuse spectrale K en m^{-1}** (à ne pas confondre avec le coefficient d'atténuation c) est donc défini pour l'éclairement descendant par :

$$K_d(z) = \frac{-d(\ln E_d(z))}{dz}$$

$$\text{soit aussi } K_d(z) = \frac{-1}{E_d(z)} \frac{d(E_d(z))}{dz}$$

Ce coefficient d'atténuation diffuse spectrale dépend évidemment de la longueur d'onde. Il peut aussi être défini pour Eu, PAR etc.

Attention à la deuxième définition qui ne doit pas être utilisée sans réflexion sur la valeur de E_d au dénominateur (à quelle profondeur le choisir ? si on fait le calcul de cette façon, les erreurs grandissent si la dérivée est calculée sur des profondeurs distantes).



http://www.oceanopticsbook.info/view/overview_of_optical_oceanography/k_functions
Fig. 6. K at 10 m depth for Case 1 water with $[\text{chl}] = 1 \text{ mg/m}^3$. The HydroLight run included Raman scatter by the water, and chlorophyll and CDOM fluorescence.

Epaisseur optique

A peu près 90% de la lumière qui quitte la surface de l'eau provient d'une couche d'épaisseur $1/K_d$, appelée l' « **épaisseur optique** » (Gordon & Mc Cluney, 1975 ; Gordon & Morel, 1983). En télédétection, cette épaisseur z_{opt} (ou z_{pd} pour « penetration depth ») a une forte importance. Plus il y a de phytoplancton ou de matières en suspension, plus K_d est grand et plus l'épaisseur optique, soit l'épaisseur d'eau « vue » par les satellites est petite.

Exercice Calculer l'éclairement descendant en bas de la couche optique $E_d(z_{opt})$ en fonction de l'éclairement de surface. Énoncer la relation entre cet éclairement et l'éclairement en bas de la zone euphotique, ainsi que la relation entre z_{eu} et z_{opt} .

Kpar coefficient d'atténuation diffuse du PAR en m^{-1}

Si on fait le calcul de la couche optique en utilisant PAR au lieu de Ed, cela donne :

$$K_{par}(z) = \frac{-d(\ln(PAR(z)))}{dz} = \frac{-1}{PAR(z)} \frac{d(PAR(z))}{dz}$$

Note Le Kd est spectral. Le Kpar n'est évidemment pas spectral !

Kpar peut être représenté en fonction de la concentration en pigments dans le milieu:

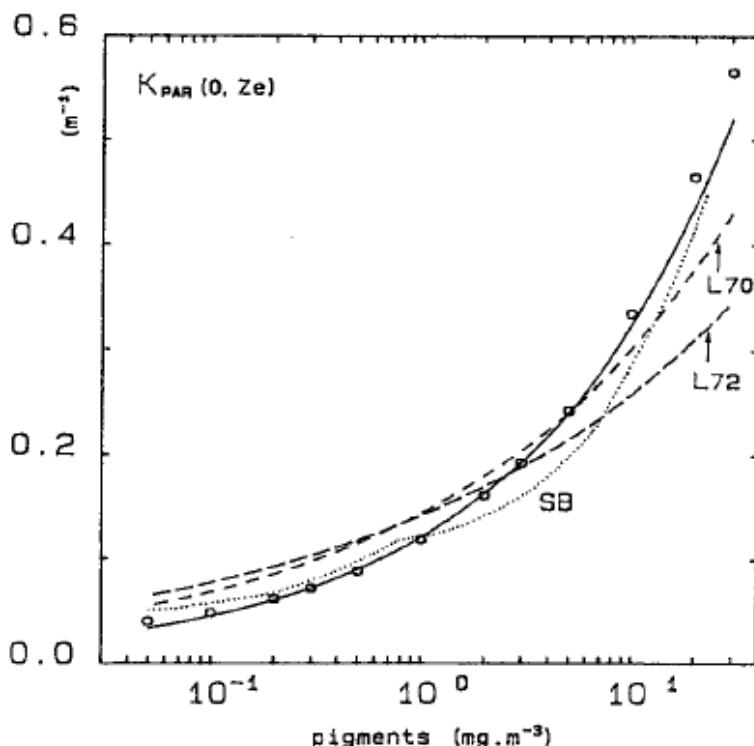


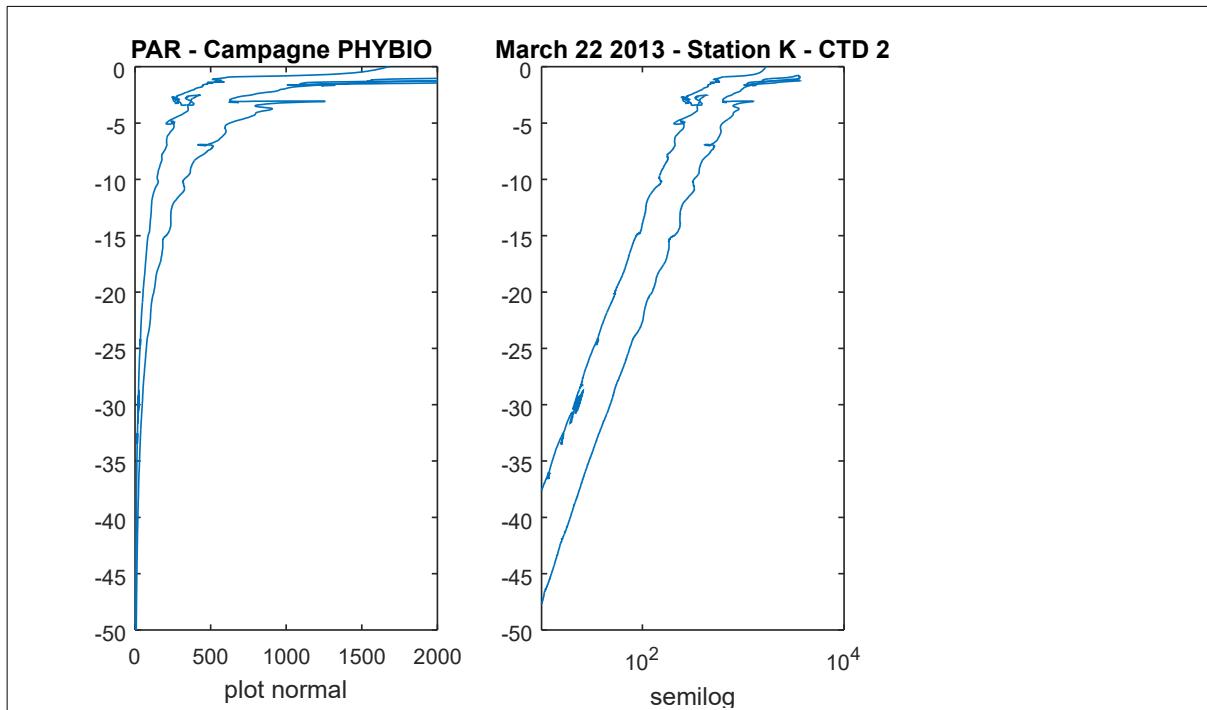
Fig. 3a. Attenuation coefficient for downwelling photosynthetic available radiation, K_{PAR} , as a function of the mean pigment concentration within the euphotic layer; solid curve according to (5), curves labeled SB from Smith and Baker [1978] and L70 and L72 derived from the data of Lorenzen [1970, 1972]. The circles correspond to the products of the spectral model (see text and equations (11) and (4)).

Figure extraite de : Morel, A. (1988). Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case 1 water), Journal of Geophysical Research, 93, 10,749-10,768.

On peut tester avec les exemples des figures suivantes, quelle est l'interprétation ?

Cas 1 Même station K (CTD 2) de PHYBIO 22 mars 2013 ;

Les conditions d'ensoleillement peuvent changer et que le milieu reste le même. Dans ce cas, même si le Ed ou PAR de surface sont très différents, les courbes en plot semilog sont parallèles, ie elles ont la même pente ; ce qui signifie que le Kd ou Kpar est identique. Exemple avec le PAR ci-dessous.



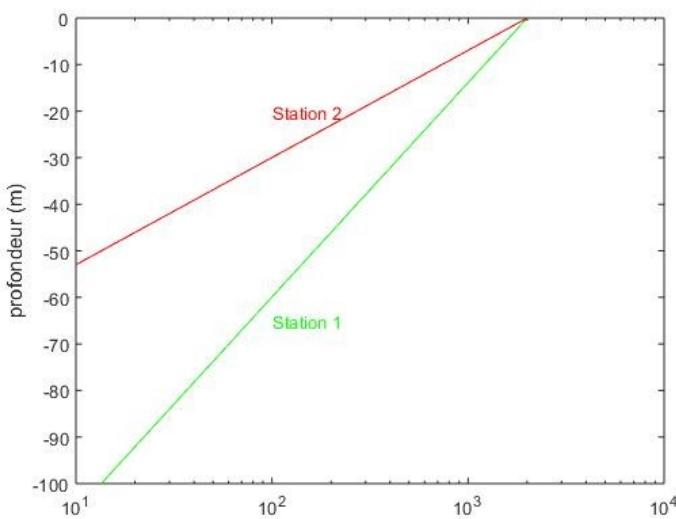
Cas 2

Par contre, on peut avoir le même ensoleillement en surface soit i) dans deux endroits différents ou ii) au même endroit à deux temps différents ; et que les IOPs de la colonne d'eau ne soient pas les mêmes, et du coup la pente est différente. (voir figure suivante)

On estime que les couches optiques sont respectivement de

Station 1 $z_{opt} = 20$ m Station 2 $z_{opt} = 10$ m

Est-ce logique par rapport à la profondeur de la couche euphotique ?



Exemple idéalisé : Pour un même ensoleillement de surface $\text{PAR}(0)=2000 \text{ uEinst/m}^2/\text{s}$
Station 1 $K_{\text{par}} = 0.05 \text{ m}^{-1}$ Station 2 $K_{\text{par}} = 0.1 \text{ m}^{-1}$

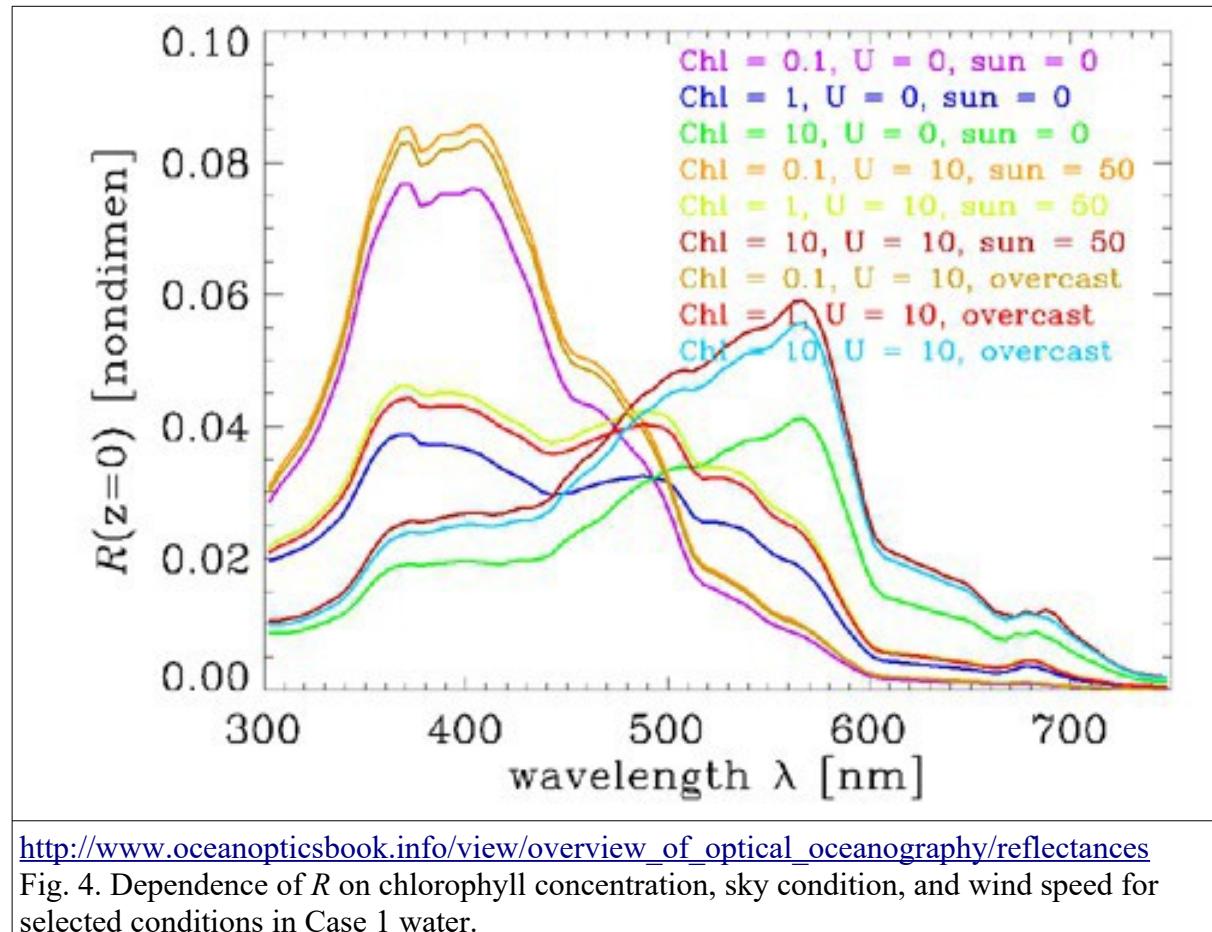
Note : attention , récemment, il a été souligné combien ce K_{par} pouvait ne pas être complètement exact. Par exemple, voir cet extrait de Lee Zhongping (2009) « K_{par} : An optical property associated with ambiguous values. Journal of Lake Sciences »:

« Comme le montrent diverses études [12,33], traiter le K_{par} comme une propriété indépendante de la profondeur n'est pas compatible avec la physique de la propagation de la lumière dans un environnement aquatique; et cette approche du K_{par} aboutit à une approximation grossière, sinon erronée, du profil vertical de PAR. Dans une perspective plus large, ces incohérences indiquent que le K_{par} indépendant de la profondeur n'est pas un candidat robuste à considérer comme un produit autonome (par analogie avec la concentration de chlorophylle) pour la télédétection de la couleur des océans. (...) Actuellement, K_{par} peut être modélisé à partir d'autres propriétés ou produits bien définis, tels que le coefficient d'atténuation diffuse à 490 nm K_{490} [20], la concentration de chlorophylle [36-37] et les IOPs [19, 38]. Séparément, pour des études de qualité de l'eau à partir de l'observation de la couleur de l'eau [10], il est préférable d'utiliser les propriétés optiques intrinsèques de l'eau [39-40] ou les profondeurs photiques [41] au lieu d'utiliser ce K_{par} ambigu [41] ».

D'où la mise à disposition de K_{490} sur la plateforme CMEMS Mercator.

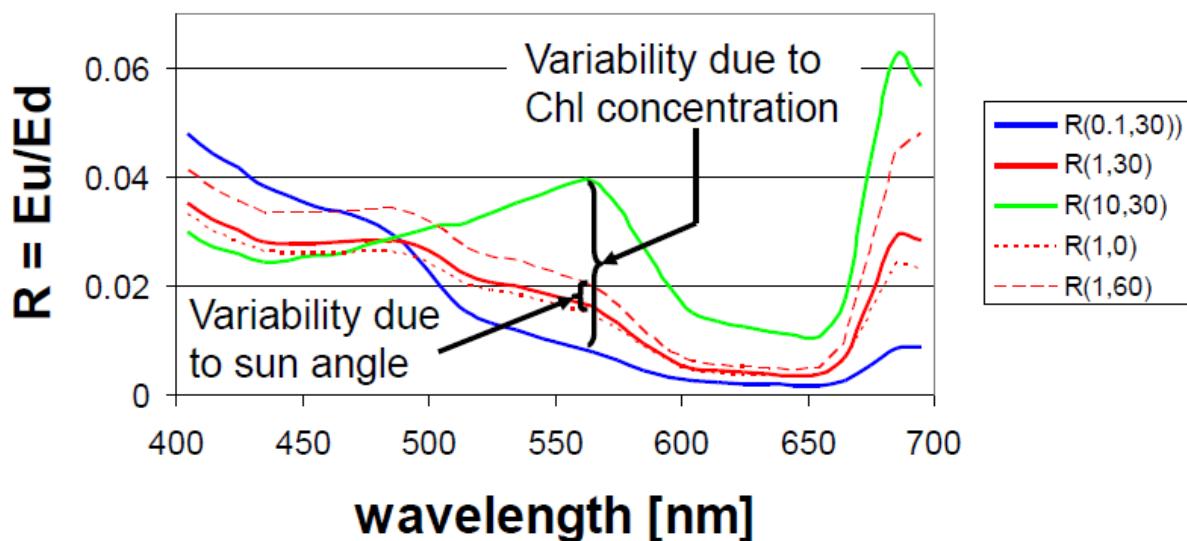
De même, la **réflectance**, rapport entre éclairement ascendant et éclairement descendant, est généralement assez constante pour une eau donnée et est donc définie comme une AOP :

$$R = \frac{E_u}{E_d} \quad (\text{sans dimension})$$

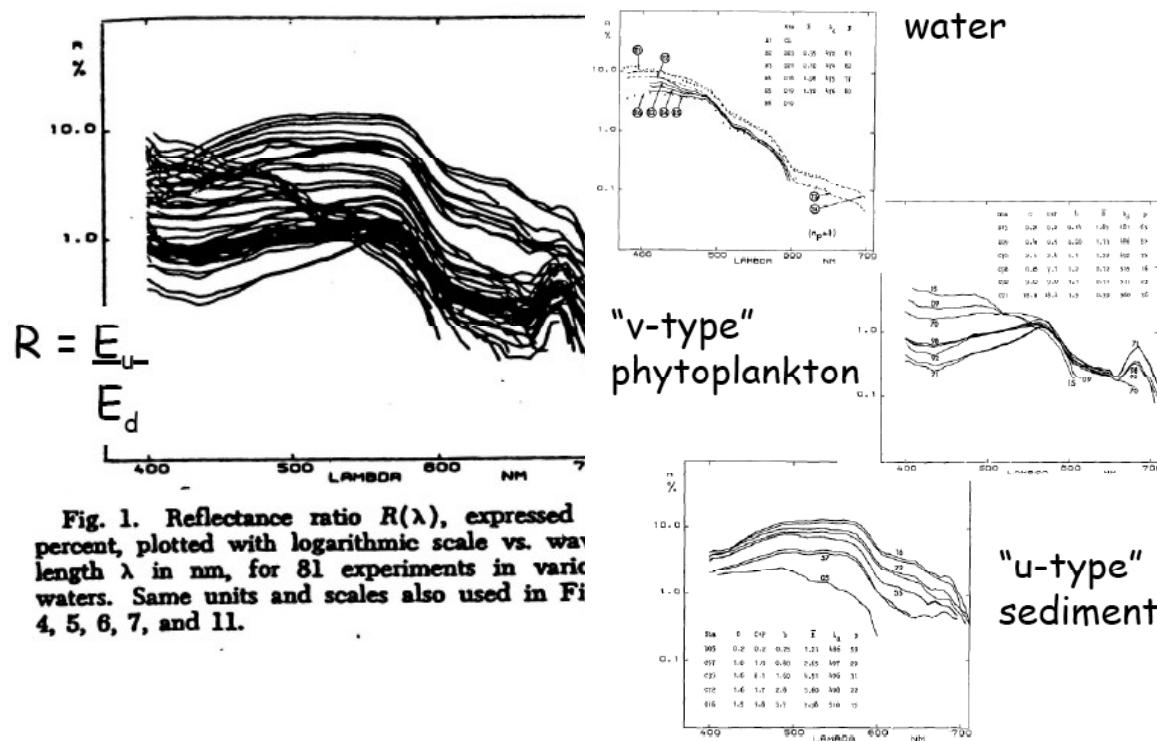


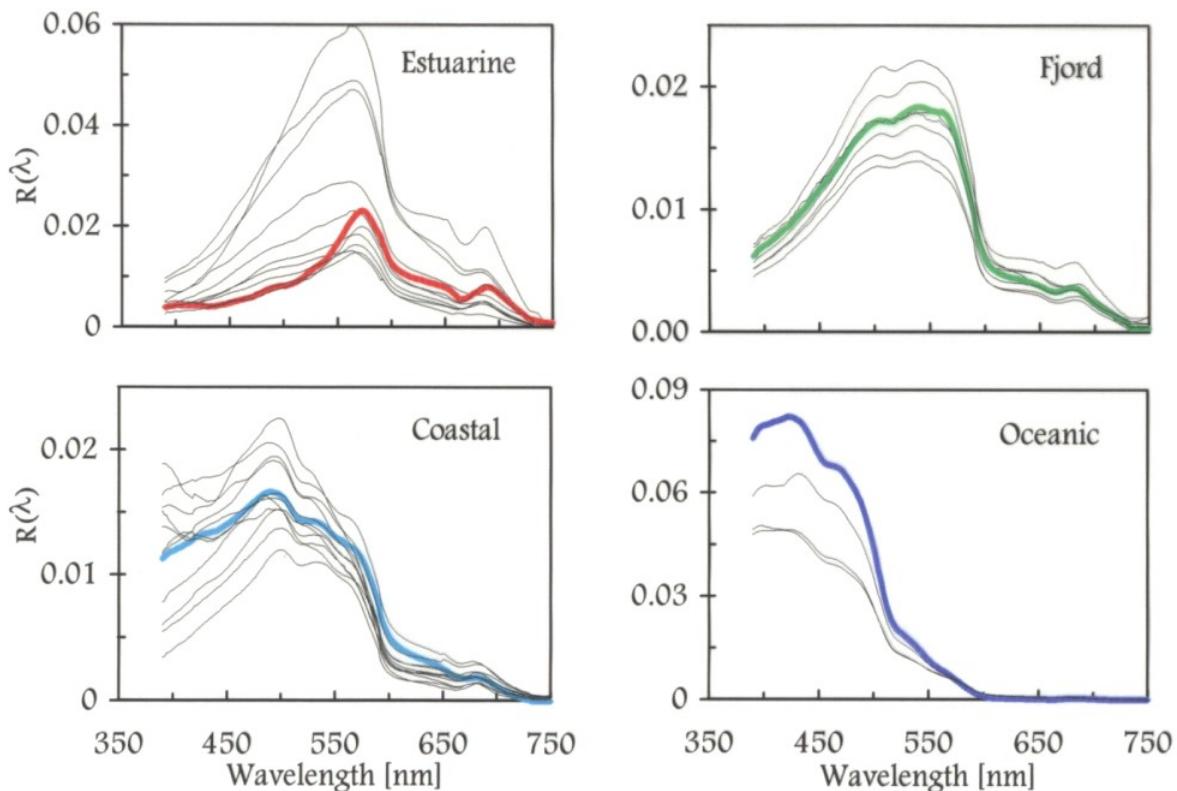
http://www.oceanopticsbook.info/view/overview_of_optical_oceanography/reflectances
Fig. 4. Dependence of R on chlorophyll concentration, sky condition, and wind speed for selected conditions in Case 1 water.

*Ex - HydroLight runs: Chl = 0.1, 1, 10 mg Chl/m³
Sun at 0, 30, 60 deg in clear sky*

R(Chl,sun) at 5 m

R dépend faiblement de l'environnement extérieur, mais fortement des IOPs de l'eau.





Roesler and Perry 1995

Article Roesler and Perry (1995)

Les concentrations de Chlorophylle a varient pour ces différents sites :

estuaires de 4 à 25 mg/m³ ; fjord de 1,25 à 2 mg/m³

eaux côtières de 0,5 à 2,8 mg/m³ ; eaux océaniques de 0,07 à 0,09 mg/m³

ce qui explique en partie la forme et l'intensité du spectre (voir le reste du papier pour l'influence des autres facteurs, ex rétrodiffusion).

A la suite de l'essor de la télédétection, il a été nécessaire d'introduire la **réflectance de télédétection** (« *remote-sensing reflectance* » en anglais), rapport entre luminance sortant de l'eau (L_w) et éclairement descendant :

$$R_{rs} = \frac{L_w}{E_d} \quad (\text{unité : sr}^{-1})$$

Ce paramètre fait référence, en général, au niveau 0+ soit juste au-dessus de la surface de l'eau.

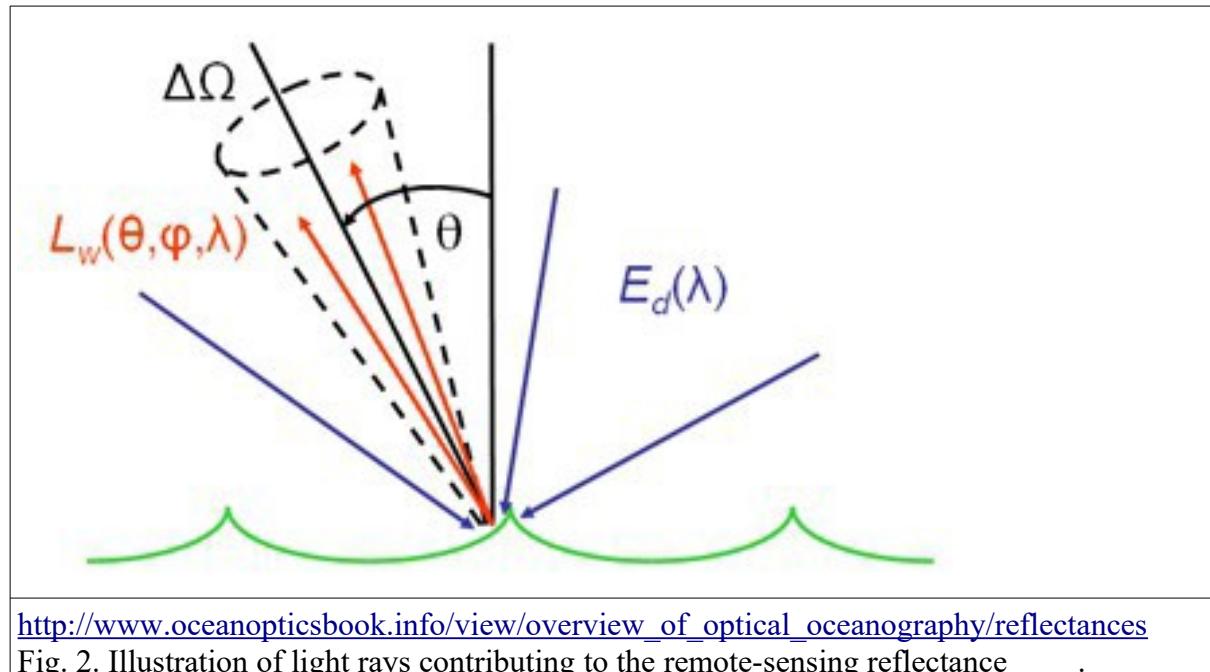
$$R_{rs}(0^+, \theta, \varphi) = \frac{L_w(0^+, \theta, \varphi)}{E_d(0^+)}$$

Mais généralement quand un radiomètre fait une mesure de luminance (L_m) au dessus de l'eau, il ne capte pas seulement la lumière sortant de l'eau mais aussi la lumière réfléchie par la

surface de l'eau. Pour éliminer cette composante, Mobley (1999) a recommandé de soustraire la luminance du ciel, L_{sky} , multipliée par ρ , facteur de réflectance qui dépend de l'angle zénital du soleil, de la couverture nuageuse et des vagues/ondes capillaires.

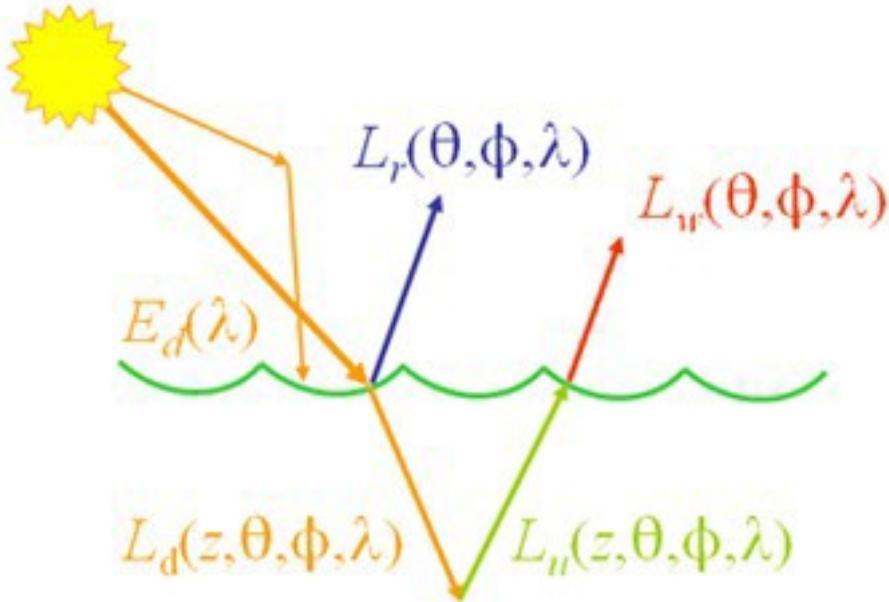
La luminance quittant la surface est alors égale à $L_w = L_m - \rho \times L_{sky}$

Du coup $R_{rs}(0^+) = (L_m - \rho \times L_{sky})/E_d$



Pour obtenir R_{rs} , il faut donc trois sortes de mesures: L_m , E_d et L_{sky} . Les mesures de luminance sont généralement réalisées à un angle azimutal de 135° par rapport au soleil pour réduire la lumière réfléchie et à un angle zénital de 45° (suivant les recommandations de Mobley, 1999). E_d peut être modélisée (mais dans ce cas la couverture nuageuse n'est généralement pas prise en compte ou de façon schématique) ou mesurée par un radiomètre approprié.

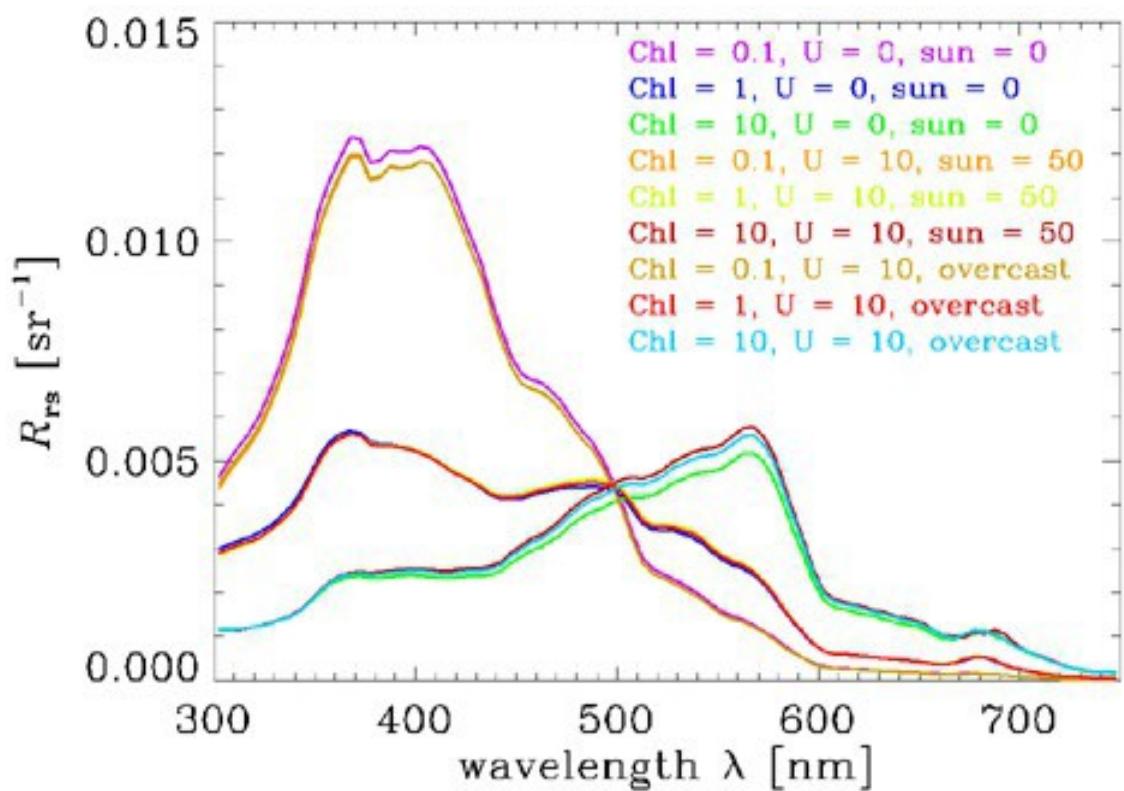
$$L_u(\text{in air}, \theta, \phi, \lambda) = L_r(\theta, \phi, \lambda) + L_w(\theta, \phi, \lambda)$$



http://www.oceanopticsbook.info/view/overview_of_optical_oceanography/reflectances

Fig. 3. Illustration of light rays contributing to L_u as measured above the sea surface.

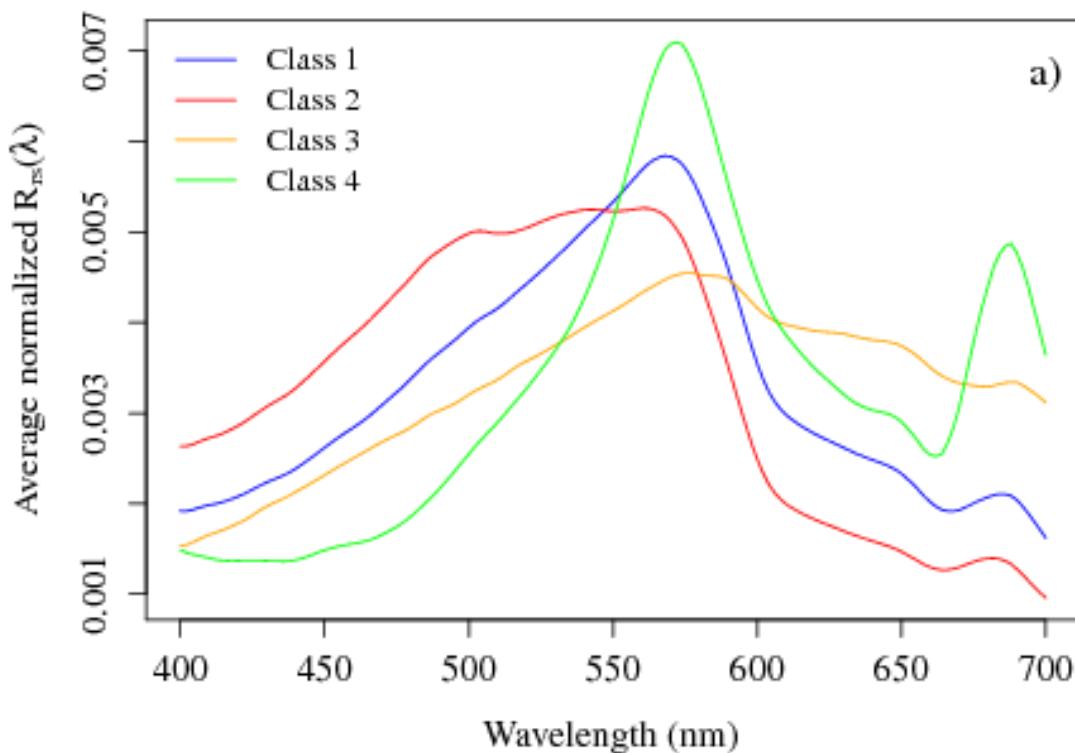
Si la mesure n'est pas faite au niveau de la mer mais par un satellite ; alors, dans la luminance L_m mesurée par le satellite, plus que 80-90% du signal provient de l'atmosphère. Pour des applications océanographiques, une « correction atmosphérique » doit donc être effectuée de façon à obtenir le terme correspondant à L_w .



http://www.oceanopticsbook.info/view/overview_of_optical_oceanography/reflectances

Fig. 5. Dependence of R_{rs} on chlorophyll concentration, sky condition, and wind speed for selected conditions in Case 1 water.

On note de nouveau les trois groupes principaux de réflectance en fonction de la concentration en chlorophylle.



Classe 1: Mixte + sédiments

Classe 2: Mixte + phytoplancton

Classe 3: +++ sédiments

Classe 4 : +++ phytoplancton & CDOM

réflectances de télé-détection normalisées (Vantrepotte et al.)

Les études statistiques de Teodoro et al. [2008] sur des mesures au large du Portugal montrent un effet positif de la charge en matière particulaire dans la colonne d'eau sur la réflectance dans les longueurs d'onde du spectre visible.

Teodoro, A. C., Veloso-Gomes, F., & Gonçalves, H. (2008). Statistical techniques for correlating total suspended matter concentration with seawater reflectance using multispectral satellite data. *Journal of Coastal Research*, 24(sp3), 40-49.

(remerciement S. Sergi (OPB 2016-17) pour la figure de Teodoro modifiée)

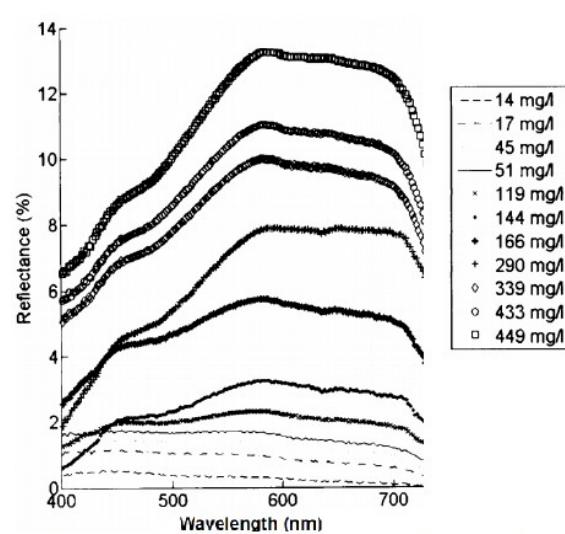


Figure 2: Relation entre la charge en matière particulaire dans la colonne d'eau et la réflectance de l'eau de mer. Modifié d'après Teodoro et al., 2008.

Le cosinus moyen, noté $\bar{\mu}_d$ est le rapport entre E_d (éclairement descendant « cosinus ») et E_{od} (éclairement descendant scalaire). C'est un facteur sans dimension qui fait partie de la famille des AOPs. Il peut aussi être défini pour E_u ou de façon générale :

$$\bar{\mu}_d = \frac{E_d}{E_{od}} ; \quad \bar{\mu}_u = \frac{E_u}{E_{ou}} ; \quad \bar{\mu} = \frac{E_d - E_u}{E_o}$$

2) Normalisation de Gordon de Kd – Classification des eaux

La normalisation de Kd est effectuée par (Gordon, 1989a):

$$nK_d(\lambda) = \frac{Kd}{Do} \quad (\text{Gordon, 1989}) \quad \text{avec } Do = fDo(\text{sun}) + (1-f) Do(\text{sky})$$

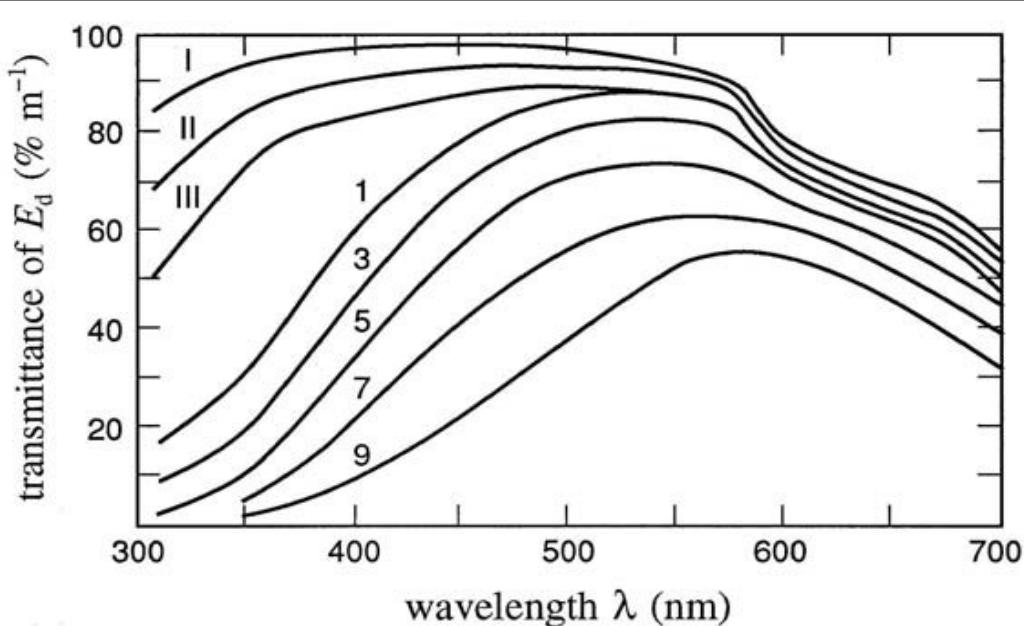
f représente la fraction de lumière venant directement du soleil dans l'éclairement incident passant de l'air à l'eau. $Do(\text{sun}) = 1/\cos(\theta_{sw})$

θ_{sw} est l'angle transmis dans l'eau du rayon venant de l'angle solaire par rapport au zénith (donc égal à $\text{Arcsin}(\sin(\theta_s)/nw)$); avec θ_s angle solaire et n_w indice de réfraction de l'eau). $Do(\text{sky})$ est due à la luminance du ciel.

Kd normalisé devient une IOP car il ne dépend plus des effets de la mer ou de la lumière. Il correspondrait (si $Do=1$) à un soleil au zénith brillant dans un ciel noir (pas de diffusion), au dessus d'une mer complètement calme.

Sinon, Kd est généralement considéré comme une quasi-IOP.

D'ailleurs, la première classification des eaux océaniques dépendait de Kd (Jerlov, 1976). Elle comprenait 14 catégories. Les eaux du large étaient réparties en eaux de cas I, IA, IB, II, et III et les eaux côtières en cas 1, 2, 3, ... 9.



Percentage transmittance of downwelling irradiance E_d , per meter of water, as a function of wavelength, for selected Jerlov water types. [reproduced from Jerlov (1976), by permission] via Mobley 1994

Morel (1988) établissait le lien entre concentration de chlorophylle (mg/m^3) et la classification des eaux types de Jerlov.

type	I	IA	IB	II	III
chlor	0-0.01	0.05	0.1	0.5	1.5-2

Austin et Petzold (1986) donnaient une classification quantitative qui permettait, à partir des eaux types de Jerlov, d'en déduire les Kd.

Type	Kd(440)	Chl
I	0.017	0.01
...		
III	0.14	2.00
1	0.20	>2.00
...		
9	1.0	>10.00

(bref résumé, détails suivent)

Table 3.15. Downwelling irradiance diffuse attenuation coefficients $K_d(\lambda)$ used to define the Jerlov water types, as determined by Austin and Petzold.^a
All quantities in the body of the table have units of m^{-1} .

λ (nm)	Jerlov water type					
	I	IA	IB	II	III	1
350	0.0510	0.0632	0.0782	0.1325	0.2335	0.3345
375	0.0302	0.0412	0.0546	0.1031	0.1935	0.2839
400	0.0217	0.0316	0.0438	0.0878	0.1697	0.2516
425	0.0185	0.0280	0.0395	0.0814	0.1594	0.2374
450	0.0176	0.0257	0.0355	0.0714	0.1381	0.2048
475	0.0184	0.0250	0.0330	0.0620	0.1160	0.1700
500	0.0280	0.0332	0.0396	0.0627	0.1056	0.1486
525	0.0504	0.0545	0.0596	0.0779	0.1120	0.1461
550	0.0640	0.0674	0.0715	0.0863	0.1139	0.1415
575	0.0931	0.0960	0.0995	0.1122	0.1359	0.1596
600	0.2408	0.2437	0.2471	0.2595	0.2826	0.3057
625	0.3174	0.3206	0.3245	0.3389	0.3655	0.3922
650	0.3559	0.3601	0.3652	0.3837	0.4181	0.4525
675	0.4372	0.4410	0.4457	0.4626	0.4942	0.5257
700	0.6513	0.6530	0.6550	0.6623	0.6760	0.6896

^a Reproduced from Austin and Petzold (1986), with permission.

Cette classification a été par la suite largement simplifiée par Morel et Prieur en 1977 qui ne distinguent plus que deux cas.

En effet, en général, en plein milieu de l'océan, le phytoplancton ainsi que son matériel détritique associé (aussi bien particulaire que dissous) sont les constituants optiquement actifs les plus importants. On considère dans ce cas que la concentration en phytoplancton permet de calculer la concentration en produit dérivé.

Cela n'est pas le cas près des côtes ou au large d'un panache de fleuve : les sédiments et substances dissoutes contribuent indépendamment à la variabilité des propriétés optiques. Ces deux situations sont distinguées comme **eaux de cas 1 et eaux du cas 2** :

EAUX DU CAS I		EAUX DU CAS II
1. Phytoplancton <i>en concentration variable</i>		5. Séiments remis en suspension depuis le fond (près des côtes ou dans les zones peu profondes)
2. Débris associés <i>issus du broutage du zooplancton et de dégradation naturelle</i>		6. Particules terrigènes provenant des rivières ou des glaciers
3. Matière organique dissoute <i>libérée par le phytoplancton et ses débris</i>		7. Matière organique dissoute produite par érosions et lessivages des sols
4. Poussières éoliennes <i>transportées depuis les déserts par l'atmosphère</i>		8. Apports anthropogéniques

Table 1-1. D'après Gordon et Morel (1983). Classification des principaux constituants optiquement actifs, en fonction de leur présence dans les eaux du cas I et du cas II. Les poussières éoliennes ne font théoriquement pas partie des eaux du cas I. Leur présence, épisodique, est une source d'anomalie des modèles bio-optiques habituels aux eaux du cas I.

(remerciement P. Gernez)

3) Modèles pour Kd et R

Divers modèles de Kd peuvent aussi être trouvés .

Gordon (1989b) a modélisé Kd par : $Kd = \frac{a(\lambda) + b_b(\lambda)}{\cos(\theta_{sw})}$ En général a est plus grand que b_b , donc Kd peut être considéré comme le rapport de $\frac{a(\lambda)}{\cos(\theta_{sw})}$.

θ_{sw} est l'angle transmis dans l'eau du rayon venant de l'angle solaire par rapport au zénith (donc égal à $\text{Arcsin}(\sin(\theta_s)/\text{nw})$; avec θ_s angle solaire et nw indice de réfraction de l'eau).

Morel (1988) a aussi travaillé sur le Kpar et proposé une formulation dépendante de la concentration en chlorophylle (voir articles de référence sur le site web du LOV, Laboratoire de Villefranche sur mer), pour la moyenne du Kpar sur la couche euphotique

$$K_{PAR}^- = 0.121 Chl^{0.428}$$

Cette formulation diffère de celle de Riley (1956) de 0.02 pour des concentrations de Chl-a supérieures à 1mg/m³ et diffère aussi à l'origine puisque la formulation de Riley est la suivante :

$$K = 0.04 + 0.0088 Chl + + 0.054 Chl^{2/3}$$

En raisonnant que $R(z=0)$ serait directement proportionnel à la rétrodiffusion bb et par contre inversement proportionnel à l'absorption a , des études (ex classiques Gordon, 1975 ; Morel et Prieur, 1977) se sont concentrées sur l'obtention de la relation liant ces paramètres. Finalement, la formulation clef qui reste la plus citée est :

$$\mathbf{R(0) = f * b_b/a \text{ avec souvent } R(0) = 0.33 b_b/a.}$$

Mais il y a des versions bien plus complexes de cette formule (par exemple, Zaneveld, 1982, 1994 ; et résumé pour Rrs dans Werdell et al., 2013).

Biblio non exhaustive:

Zaneveld, J.R.V., 1982. Remotely sensed *reflectance* and its dependence on vertical structure: a theoretical derivation. *Applied Optics*, 21, 4146–4150

Howard R. Gordon, 1989a, *Can the lambert-Beer-law be applied to the diffuse attenuation coefficient of ocean water ? Limnol.*

Howard R. Gordon, 1989b, *Dependence of the diffuse reflectance of natural waters on the sun angle*. Limnol.

Modélisation de la luminances marines à partir des IOPs

Après correction atmosphérique, et à partir de la combinaison des définitions suivantes (en omettant les dépendances spectrales et angulaires):

$$R = \frac{E_u(-0)}{E_d(-0)} = f \frac{b_b}{a} \quad \text{et} \quad Q = \frac{E_u(-0)}{L_u(-0)} \quad \text{et} \quad L_w = L_u(-0) \frac{1 - \rho_F}{n^2}$$

et

$$E_d(0^-) = E_d(0^+) \frac{1 - \bar{\rho}}{1 - \bar{r}R}$$

avec

$\rho_F(\theta, \lambda)$ Coefficient de réflexion interne (Fresnel) de la surface océanique, pour la longueur d'onde λ , et l'incidence θ

$\bar{\rho}$ Moyenne du coefficient de réflexion pour la surface océanique, pour tous les angles (environ 0,06)

\bar{r} Réflexion moyenne à l'interface air-mer pour l'éclairement ascendant

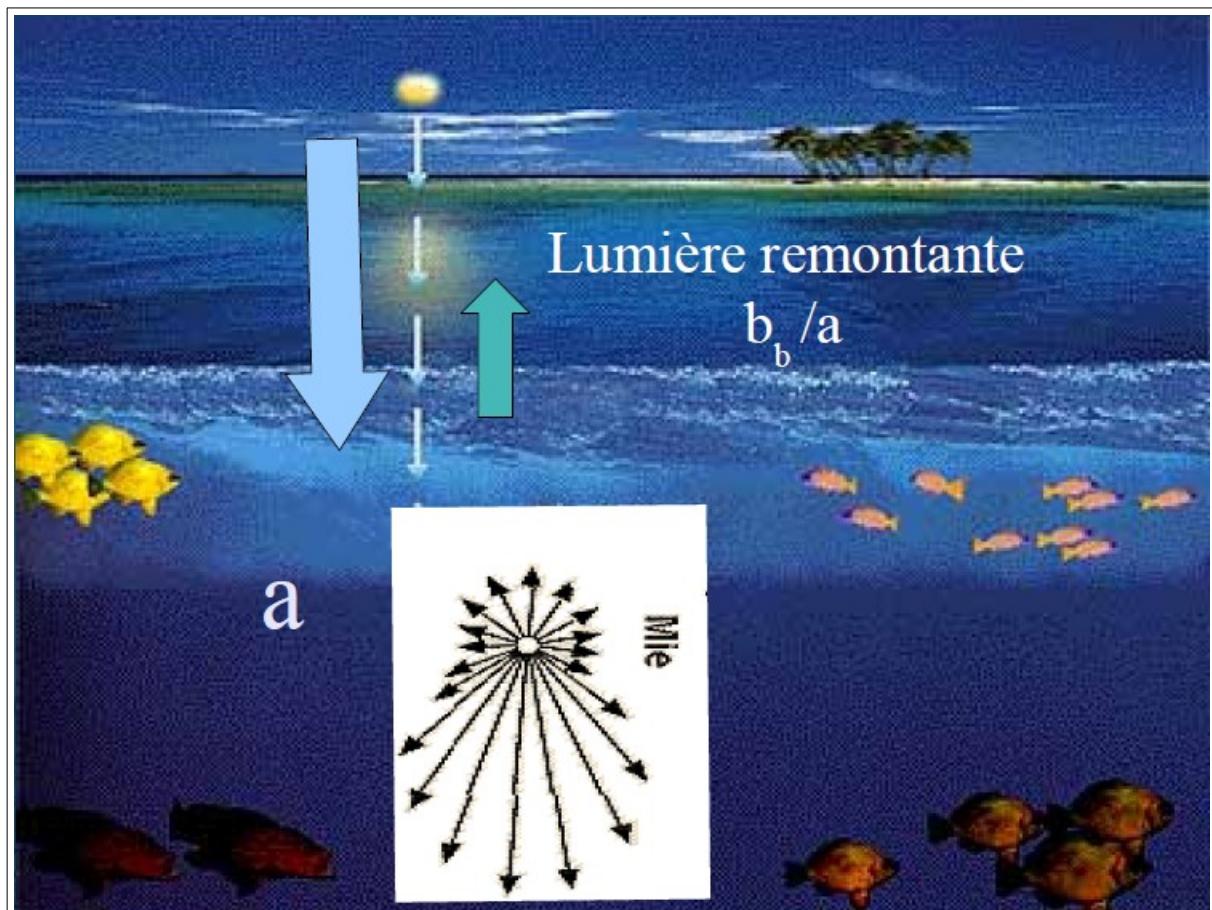
la Luminance marine peut s'exprimer par l'équation:

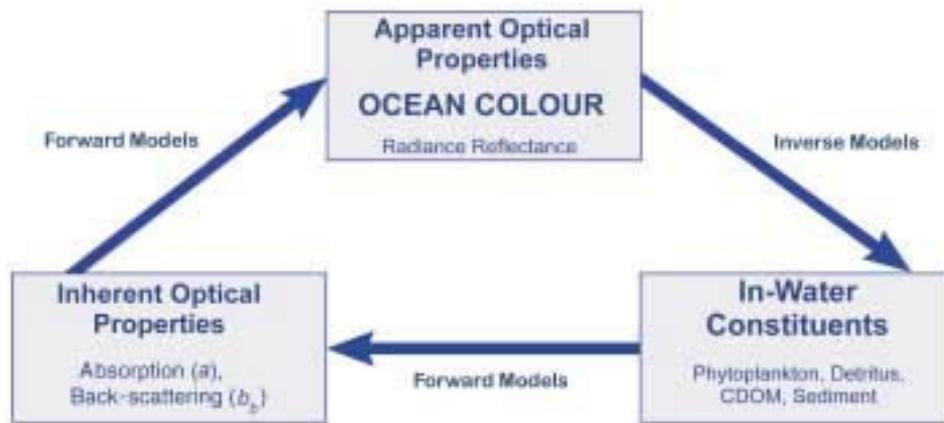
$$L_w(\lambda, \theta_s, \theta', \Delta\phi) = E_d(0^+) \mathfrak{R}(\theta') \frac{f(\lambda, \theta_s)}{Q(\lambda, \theta_s, \theta', \Delta\phi)} \left[\frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda)} \right]$$

avec θ_s angle zénithal du soleil et

$\mathfrak{R}(\theta)$ Facteur rendant compte des effets de réflexion et de réfraction à la surface océanique $\mathfrak{R}(\theta) = \left[\frac{(1-\bar{\rho})}{(1-\bar{r}R)} \frac{(1-\rho_F(\theta))}{n^2} \right]$

Ce qui peut être noté avant tout est l'anisotropie des luminances marines, à savoir le fait que L_u , et *a fortiori* L_w , n'ont pas les mêmes valeurs pour différents angles de vue. Cette anisotropie dépend de la forme de l'indicatrice de diffusion des particules marines (VSF), et également des rapports b/c et b_w/b . L'anisotropie est décrite par le facteur Q , dont les valeurs ont été tout d'abord déduites théoriquement (Morel & Gentili, 1993, 1996), puis vérifiées expérimentalement (Morel *et al.*, 1995).



Résumé par rapport à la modélisation en incluant IOPs et AOPs :

(remerciement S. Alvain)

Difficulté de la modélisation inverse (+ questionnement sur l'unicité de la solution):

Figure 1.2 (a) The direct problem: Describe the tracks of a dragon.
 (b) The inverse problem: Describe a dragon from its tracks (from Bohren and Huffman, 1983.)

ex dériver des IOPs à partir d'AOPs :

- 1) Loisel, H., Stramski, D., Dessailly, D., Jamet, C., Li, L., & Reynolds, R. A. (2018). *An Inverse Model for Estimating the Optical Absorption and Backscattering Coefficients of Seawater From Remote-Sensing Reflectance Over a Broad Range of Oceanic and Coastal Marine Environments.*, *Journal of Geophysical Research: Oceans* 123(3) · February 2018

We present an inverse model (referred to as LS2) for estimating the inherent optical properties (IOPs) of seawater, specifically the spectral absorption, $a(\lambda)$, and backscattering, $bb(\lambda)$, coefficients within the ocean surface layer, from measurements of ocean remote-sensing reflectance, $Rrs(\lambda)$. The non-water absorption, $anw(\lambda)$, and particulate backscattering, $bbp(\lambda)$,

coefficients can be derived after subtracting pure seawater contributions. The LS2 requires no spectral assumptions about IOPs and provides solutions at arbitrary light wavelengths in the visible spectrum independently of one another. As the LS2 can operate with the inputs of $Rrs(\lambda)$ and solar zenith angle it is applicable to satellite ocean color remote sensing. The model can also operate with additional input of the diffuse attenuation coefficient of downward irradiance, which provides somewhat improved model performance for applications using in situ radiometric measurements as inputs. The evaluation of LS2 with a synthetic dataset that is free of measurement errors indicates good performance for IOPs in the visible spectrum, except for $anw(\lambda)$ in the long-wavelength portion of the spectrum where $anw(\lambda)$ contributes only a few percent to $a(\lambda)$ under typical open ocean conditions. The good performance is characterized by a median absolute percentage difference between the model-derived and true values of IOPs, which is generally $<20\%$, and the median ratio of model-derived to true values $<10\%$. The satisfactory model performance is also demonstrated through validation analysis based on extensive datasets comprising coincident in situ measurements of $Rrs(\lambda)$ and IOPs as well as a match-up dataset comprising satellite-derived $Rrs(\lambda)$ and in situ IOP measurements. »

2) Werdell PJ, Jeremy, Franz BA, Bailey SW, Feldman GC, Boss E, Brando VE, Dowell M, Hirata T, Lavender SJ, Lee Z, Loisel H, Maritorena S, Mélin F, Moore TS, Smyth TJ, Antoine D, Devred E, d'Andon OH, Mangin A.

Generalized ocean color inversion model for retrieving marine inherent optical properties.

Appl Opt. 2013 Apr 1;52(10):2019-37. doi: 10.1364/AO.52.002019.

Ocean color measured from satellites provides daily, global estimates of marine inherent optical properties (IOPs). Semi-analytical algorithms (SAAs) provide one mechanism for inverting the color of the water observed by the satellite into IOPs. While numerous SAAs exist, most are similarly constructed and few are appropriately parameterized for all water masses for all seasons. To initiate community-wide discussion of these limitations, NASA organized two workshops that deconstructed SAAs to identify similarities and uniqueness and to progress toward consensus on a unified SAA. This effort resulted in the development of the generalized IOP (GIOP) model software that allows for the construction of different SAAs at runtime by selection from an assortment of model parameterizations. As such, GIOP permits isolation and evaluation of specific modeling assumptions, construction of SAAs, development of regionally tuned SAAs, and execution of ensemble inversion modeling. Working groups associated with the workshops proposed a preliminary default configuration for GIOP (GIOP-DC), with alternative model parameterizations and features defined for subsequent evaluation. In this paper, we: (1) describe the theoretical basis of GIOP; (2) present GIOP-DC and verify its comparable performance to other popular SAAs using both in situ and synthetic data sets; and, (3) quantify the sensitivities of their output to their parameterization. We use the latter to develop a hierarchical sensitivity of SAAs to various model parameterizations, to identify components of SAAs that merit focus in future research, and to provide material for discussion on algorithm uncertainties and future ensemble applications.

- 3) Roesler, C.S., and E. Boss. 2003. Ocean color inversion yields estimates of the spectral beam attenuation coefficient while removing constraints on particle backscattering spectra. *Geophysical Research Letters*, 30(9):1468

3)

which is a non-dimensional form of $c_p(\lambda) - a_p(\lambda)$. In Roesler and Boss (2003), the basis vectors \mathbf{a}_{ph1} and \mathbf{a}_{NAPI} were specified as in Roesler and Perry (1995) and the basis vector for beam attenuation was taken as

$$c_{p1} = \left(\frac{\lambda}{\lambda_0} \right)^{-\gamma}. \quad (8.21)$$

This latter assumption is based on the observations that variations in the functional form of the spectral dependence for $c(\lambda)$ are more restricted than for $b_{b,p}(\lambda)$, and that spectral variations in $b_{b,p}$ are weak. An interesting feature of this model is that inversion for IOPs produces not only the more standard $a(\lambda)$ and $b_b(\lambda)$ retrievals, but also $c(\lambda)$ estimates.

Roesler and Boss (2003) applied this 'c-model' to invert measured $R(\lambda)$ for IOPs, with γ and five amplitude terms derived by least-squares minimization. They also compared results to those for the standard Roesler and Perry (1995) model in which the basis vectors for particle backscattering are taken to follow simple power laws, that is as in (8.6). From this analysis, it was evident that both models can reproduce the major features of measured $R(\lambda)$ for different water types, although the c-model performed better for fine details (Figures 8.18A, 8.18B). The c-model markedly outperformed the standard model in IOP retrieval (Figures 8.18C to 8.18H). Because inversion of the c-model provides estimates of $c(\lambda)$ amplitude and spectral slope (γ), there is potential for obtaining information about the shape of the particle size distribution (see Section 8.3.5 and Boss et al., 2001a, for example). Further assessment of this and related models, especially comparison of retrieval results with independent measurements for a variety of water types, is currently needed.

(Avec mes remerciements, extrait de « Real-time Coastal Observing Systems for Marine Ecosystem Dynamics and Harmful Algal Blooms : Theory, Instrumentation and Modelling, de Babin, Marcel, Roesler, Collin S., Cullen, John J., ed. Unesco, 2008)

Autre référence de cet extrait :

Roesler, C. S., & Perry, M. J. (1995). In situ phytoplankton absorption, fluorescence emission, and particulate backscattering spectra determined from reflectance. *Journal of Geophysical Research*, 100, 13279–13294.