

Chapitre III - IOPs dans l'eau marine

A) Absorption

Les composantes principales de l'eau marine sont en général :

-les molécules d'eau (l'absorption par les sels est souvent négligée ou incluse dans la phase dissoute)

- le phytoplancton
- la matière organique dissoute (MOD)
- les détritus
- les sédiments

Dans l'hypothèse de linéarité des phénomènes optiques, l'absorption peut être décomposée en la somme des absorptions de ces différentes composantes :

$$a = a_w + a_{\text{phi}} + a_{\text{MOD}} + a_{\text{det}} + a_{\text{sed}}$$

Les sédiments sont considérés comme des particules minérales en suspension, particules non organiques dont on considère souvent que l'absorption est négligeable.

On trouve aussi une autre classification actuellement :

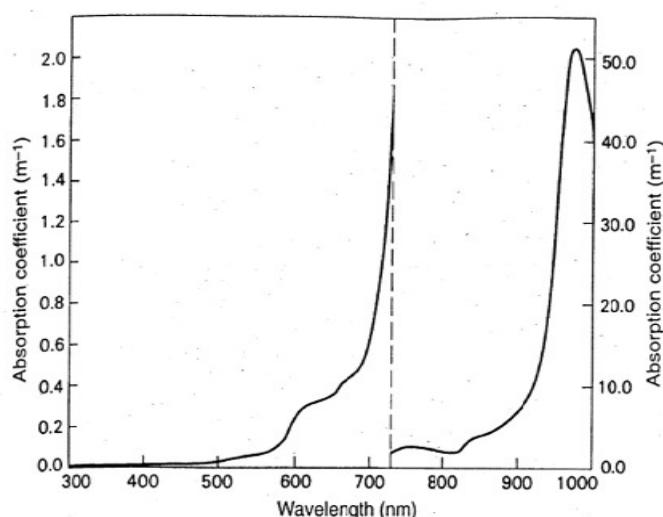
$$a = a_w + a_p + a_{ds}$$

$$a = a_w + (a_{\text{phi}} + a_{\text{NAP}}) + a_{ds}$$

p = particules [cette catégorie peut se diviser en phi (particules algales) + NAP (Non Algal Particles)] ; ds = dissoutes.

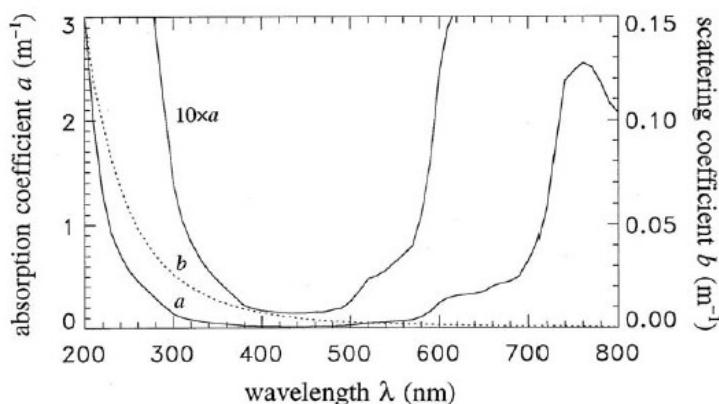
Note : Cette classification est préférée à la classification précédente car le détritique pouvait avoir une partie particulaire et une partie dissoute !

1) Absorption par l'eau pure



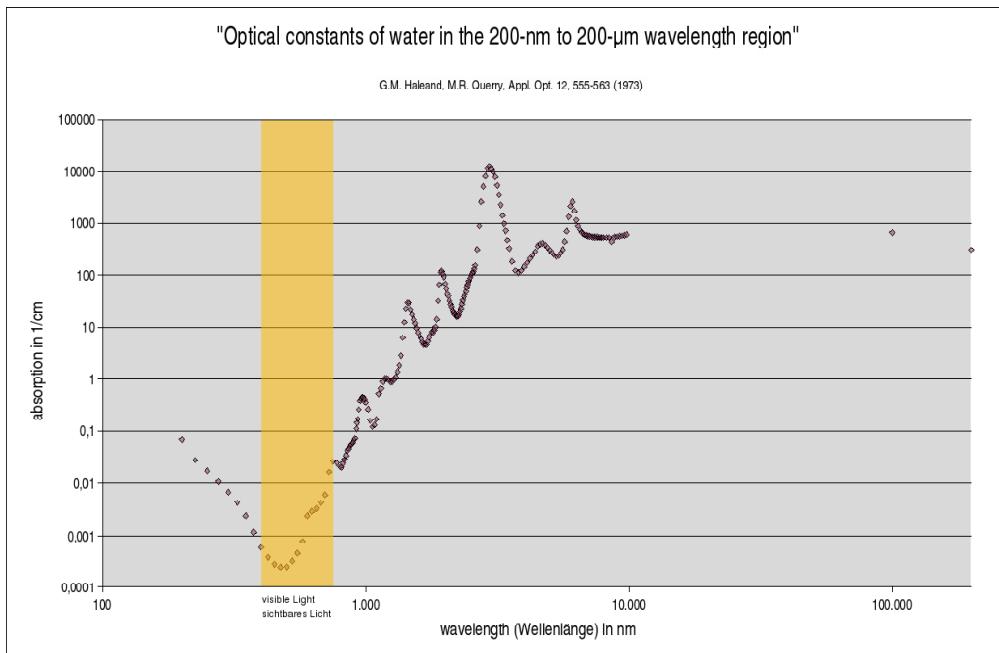
Light and Photosynthesis in Aquatic Ecosystems
John T.O. Kirk, 1983
Cambridge Univ Press
Fig 3.3
(2nde édition, 1994)

Fig. 3.3. Absorption spectrum of pure water. Absorption coefficient values have been taken from Table 3.1 for the range 310–790 nm, and from the data of Palmer & Williams (1974) for the range 790–1000 nm.



(Courtesy, Mobley, Light and Water, 1994, Fig 3.6)

Fig. 3.6. Absorption (solid line) and scattering (dotted line) coefficients for pure sea water, as determined by Smith and Baker (1981).



Coefficient d'absorption de l'eau en cm^{-1} . (G.M. Haleand, M.R. Querry, Optical constants of water in the 200-nm to 200-μm wavelength region, Appl. Opt. 12, 555-563, 1973).

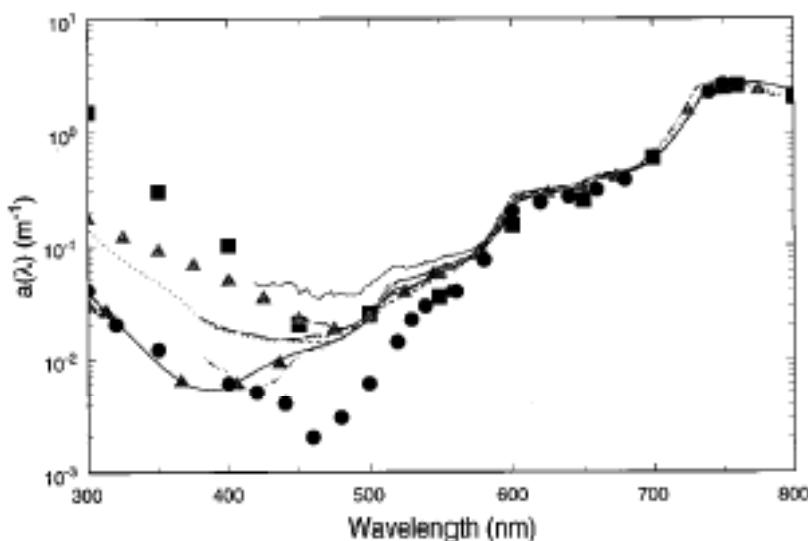


Fig. 1. Absorption coefficient of pure water as measured or compiled by several investigators.^{1,2,11,18,19,21,26–33} The discrepancy in the estimated absorption coefficients is largest at short wavelengths where absorption by organic contaminants is significant. At wavelengths longer than 550 nm the standard deviation of the estimates is between 5 and 10% of the mean value.

Pegau et al, Applied Optics 97 (Pegau, W.S., Gray, D. and Zaneveld, J.R.V. (1997) Absorption and Attenuation of Visible and Near-Infrared Light in Water: Dependence on Temperature and Salinity. Applied Optics, 36, 6035. <http://dx.doi.org/10.1364/AO.36.006035>

Note : Les différences sont méthodologiques

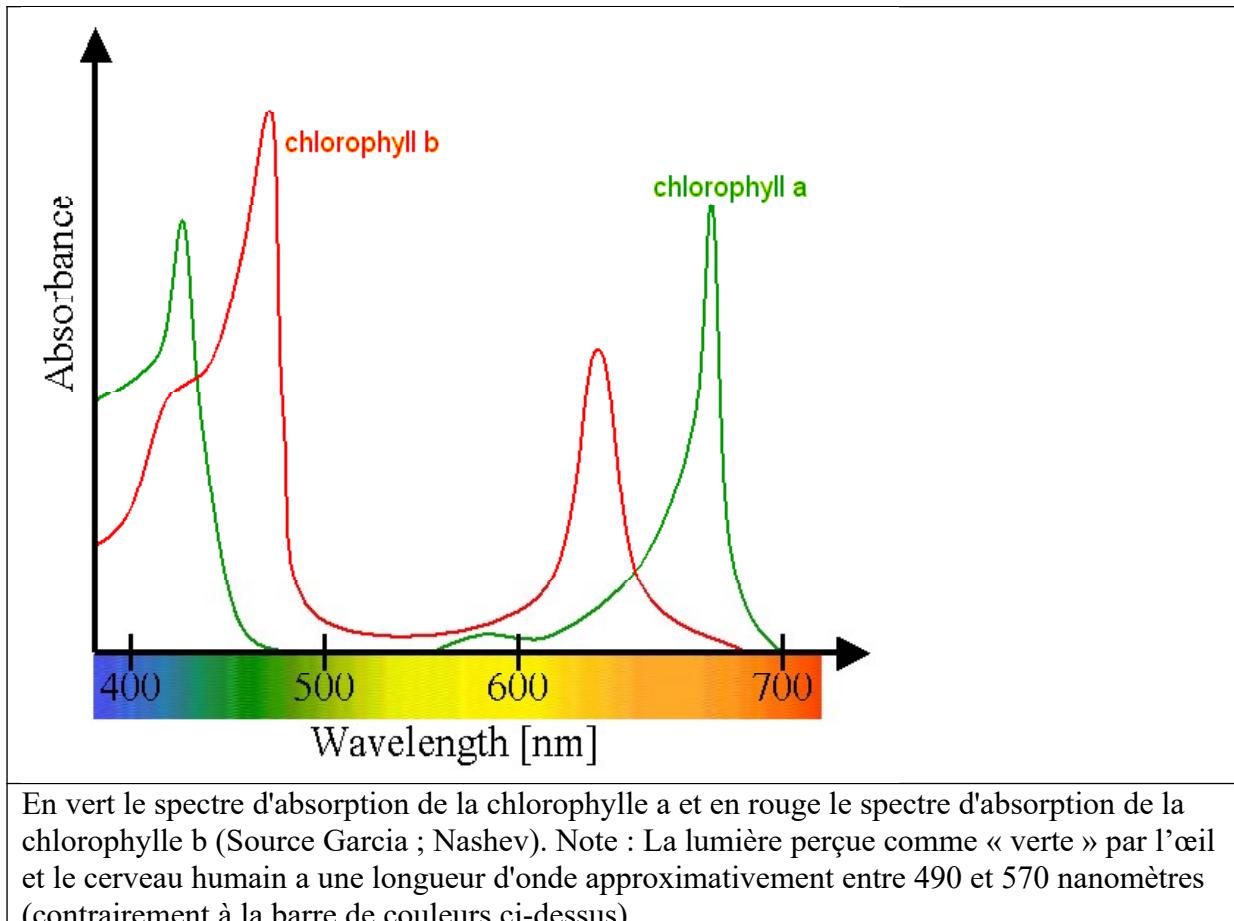
Les valeurs généralement utilisées à l'heure actuelle sont les valeurs obtenues par Pope and Fry en 1997 (Robin M. Pope and Edward S. Fry, "Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements," Appl. Opt. **36**, 8710-8723 , 1997)

2) Absorption par les pigments

A) Chlorophylle

La chlorophylle (mot composé en 1817 à partir des racines grecques chloros=vert et phylon=feuille) est le principal pigment assimilateur des végétaux supérieurs.

Isolé en 1817 par Joseph Bienaimé Caventou, ce pigment, situé dans les chloroplastes des cellules végétales, intervient dans la photosynthèse pour intercepter l'énergie lumineuse, première étape dans la conversion de cette énergie en énergie chimique. Son spectre d'absorption du rayonnement lumineux est responsable de la couleur verte des végétaux ; la longueur d'onde la moins absorbée étant le vert, c'est donc cette couleur qui est perçue dans la lumière réfléchie vers l'œil par la feuille.



Il existe plusieurs formes de chlorophylle différentes selon leur structure chimique :

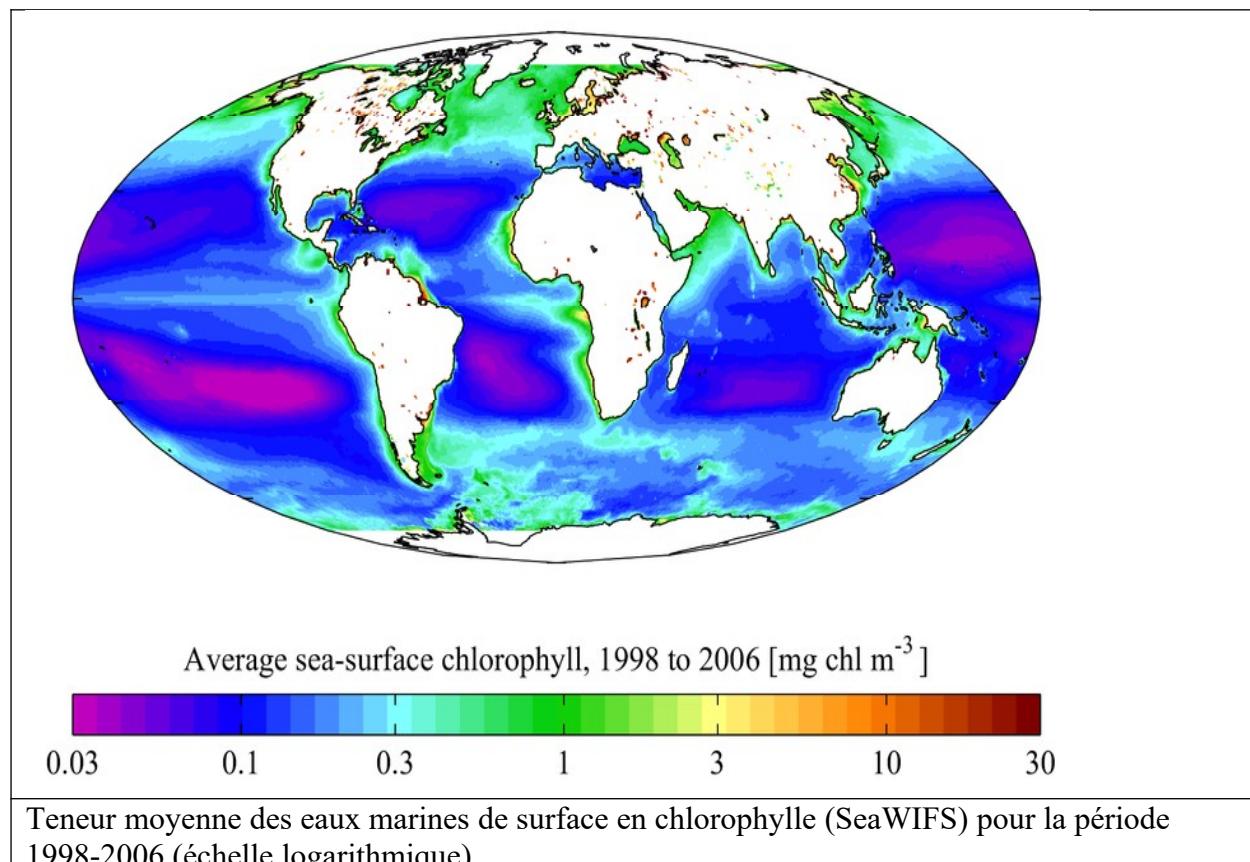
* la « chlorophylle a » (symbole : « chla ») est le pigment photosynthétique le plus commun du règne végétal ; il est présent chez tous les végétaux aquatiques et terrestres (≈ 2 g/kg de feuilles fraîches). La mesure de sa concentration dans l'eau est utilisée comme indicateur de la quantité de plancton végétal (phytoplancton, base principale du réseau trophique aquatiques). Les taux de l'eau en chlorophylle sont donnés en $\mu\text{g chla/L}$;

* la « chlorophylle b » se trouve chez les Cormophytes (végétaux supérieurs) et les Chlorophycées (algues vertes) à des teneurs moindres (≈ 0.75 g/kg) ;

Deux autres variantes, moins communes existent :

- * les chlorophylles c (C1, C2) chez les phaeophyceae (dites algues brunes) ;
- * la chlorophylle d chez certaines Cyanobactéries (parfois dites algues bleues).

L'analyse radiométrique de la luminance (à divers longueurs d'onde) provenant de la surface des océans permet de déterminer la concentration en chlorophylle (voir dernier chapitre).

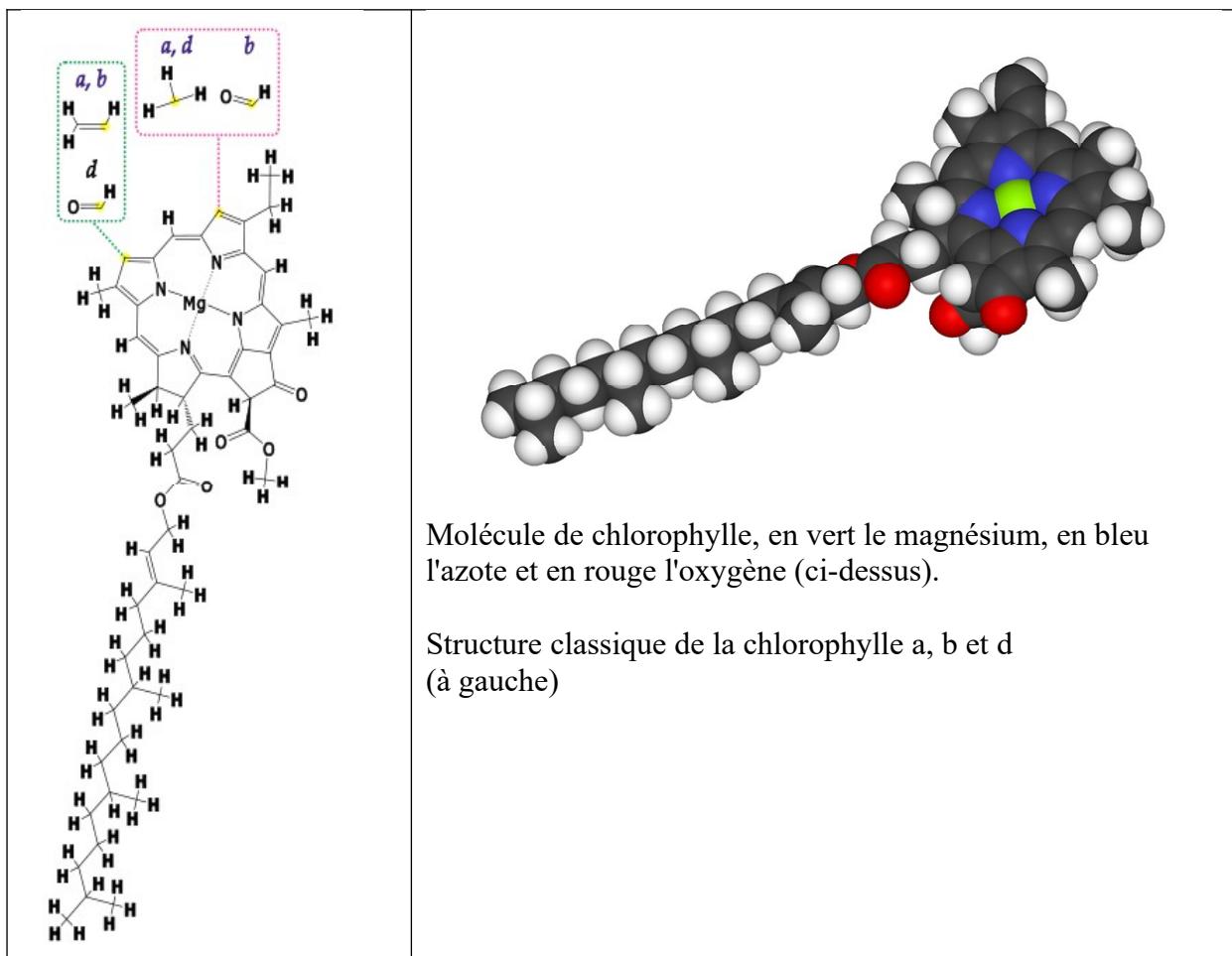


Structure chimique

La chlorophylle est un chlorine (quatre noyaux pyrroles en cercle), chélatant* un atome de magnésium au centre, ainsi qu'un alcool à longue chaîne, le phytol (sauf pour les chlorophylle c). Elle présente une structure quasi-identique à l'hème (présente dans les globules rouges sanguins). C'est la présence, dans sa structure, de nombreuses **doubles liaisons conjuguées** qui permet une interaction avec le rayonnement lumineux et son absorption. Les chaînes latérales de chlorine sont variables et ceci entraîne une modification du spectre d'absorption entre les différentes familles de chlorophylles.

(*Note [source Wikipedia]: La chélation (prononcer kélassion, du grec χηλή, khélē « pince ») est un processus physico-chimique au cours duquel est formé un complexe, le chélate, entre un ligand, dit chélateur (ou chélatant), et un cation (ou atome) métallique, alors complexé, dit chélaté.

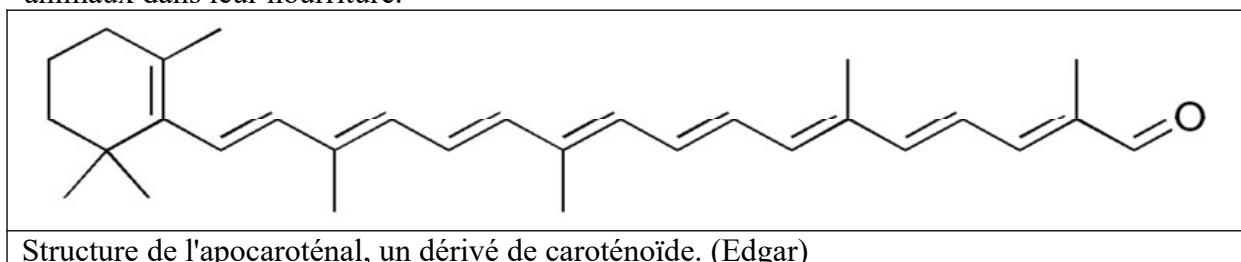
Le « chélate » se distingue du simple « complexe » par le fait que le cation métallique est fixé au ligand chélateur par au moins deux liaisons de coordination. Le métal est ainsi pincé entre les fonctions chimiques du ligand.)



B) Caroténoïdes

On regroupe sous le terme de caroténoïde les carotènes et les xanthophylles.

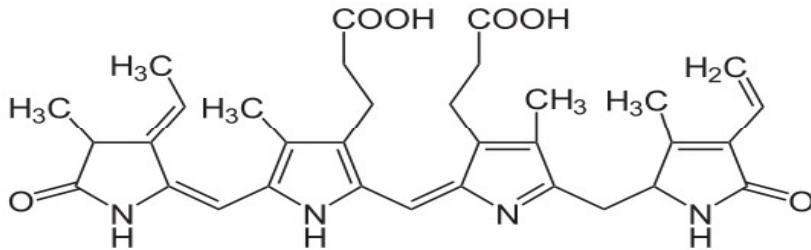
Les caroténoïdes sont des pigments plutôt orange et jaunes répandus chez de très nombreux organismes vivants. Liposolubles, ils sont en général facilement assimilables par les organismes. Ils sont synthétisés par toutes les algues, toutes les plantes vertes et par de nombreux champignons et bactéries (dont les cyanobactéries). Ils sont absorbés par les animaux dans leur nourriture.



C) Phycobiliprotéines

Les phycobiliprotéines sont des pigments hydrosolubles de la photosynthèse. Il existe quatre types de phycobiliprotéines :

- * l'allophycocyanine ;
- * la phycocyanine ;
- * la phycoérythrine ;
- * la phycoérythrocyanine.



La phycoérythrobilin est un des chromophores de la phycoérythrine (source : NEUROtiker).

IMPORTANT:

Dans tous ces pigments, il faut observer la présence de liaisons conjugués doubles ou triples, qui permettent l'absorption des photons.

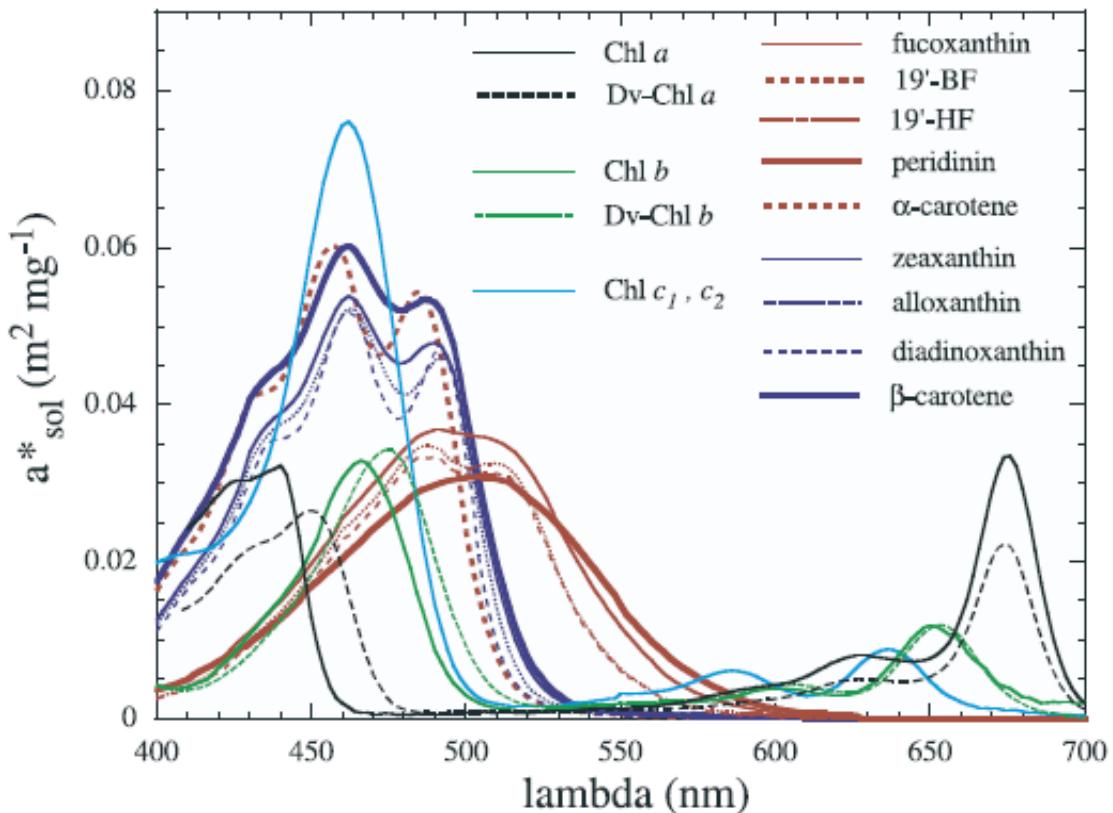


Figure 1. Assumed in vivo weight-specific absorption spectra of the main pigments, $a_{sol,i}^*(\lambda)$ (in $m^2 mg^{-1}$), as derived from absorption spectra of individual pigments in solvent (see text). Absorption spectra of photosynthetic and nonphotosynthetic carotenoids are shown in red and blue, respectively.

Bricaud et al., 2004 - Spectres d'absorption des principaux pigments
 (Bricaud, Annick & Claustre, Hervé & Ras, Joséphine & Oubelkheir, K. (2004). Natural variability of phytoplanktonic absorption in oceanic waters: Influence of the size structure of algal populations. Journal of Geophysical Research-Oceans. 109. 10.1029/2004jc002419.)

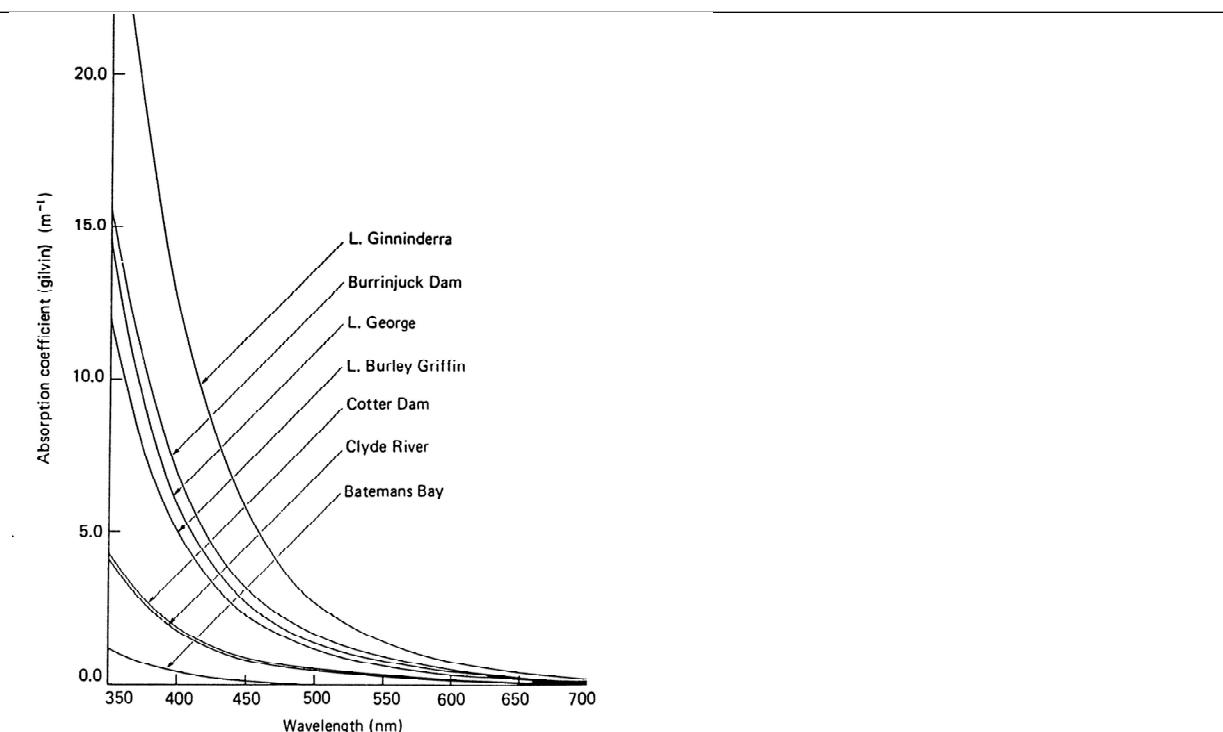
3) MOD Matières organiques dissoutes

L'absorption de la matière organique dissoute est modélisée selon un modèle exponentiel décroissant:

$$a_{CDOM}(\lambda) = a_{CDOM}(\lambda_o) \exp(-S(\lambda - \lambda_o))$$

ou λ_o est une longueur d'onde de référence (habituellement 440 nm) et S est la pente du modèle. Les valeurs habituelles de S sont aux alentours de $0.014 \pm 0.0032 \text{ nm}^{-1}$ (Bricaud *et al.* 1981) et 0.016 nm^{-1} (Morel *et al.* 2007b).

Une incertitude importante existe sur la variabilité de l'absorption du CDOM. Cela peut affecter de façon notable les algorithmes bio-optiques, en particuliers l'estimation de la concentration en Chl depuis les mesures satellitaires (Siegel *et al.* 2005; Morel et Gentili 2009).



Kirk 1983

John T. O. Kirk: *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*.—With 108 figs, 401 pp. Cambridge—London—New York: Cambridge University Press 1983.

- 4) Particules non algales (se rapprochant du vieux terme, détritus, mais en ne prenant que la partie particulaire des détritus)

Par le terme “particules non-algales”, on désigne les particules peu pigmentées et non pigmentées, dérivées du phytoplancton et de divers hétérotrophes et bactéries (Bricaud et Stramski 1990). Les particules non-algales contribuent également à l’absorption, avec une gamme de variation entre 10^{-3} à 10^{-1} m $^{-1}$ en milieu oligotrophe, ce qui est équivalent à la variabilité de l’absorption par le phytoplancton. On modélise NAP également par une fonction exponentielle décroissante (Yentsch 1962 ; Kirk 1980 ; Roesler *et al.* 1989 ; Bricaud et Stramski 1990 ; Bricaud *et al.* 1998):

$$a_{NAP}(\lambda) = a_{NAP}(\lambda_o) \exp(-S(\lambda - \lambda_o))$$

ou λ_o est une longueur d’onde de référence (habituellement 440 nm) et S est la pente de la dépendance spectrale. La valeur moyenne de la pente est généralement 0.011 nm $^{-1}$ (Roesler *et al.* 1989 ; Bricaud *et al.*, 1998).

- 5) Matières inorganiques – minérales – sédiments, poussières atmosphériques

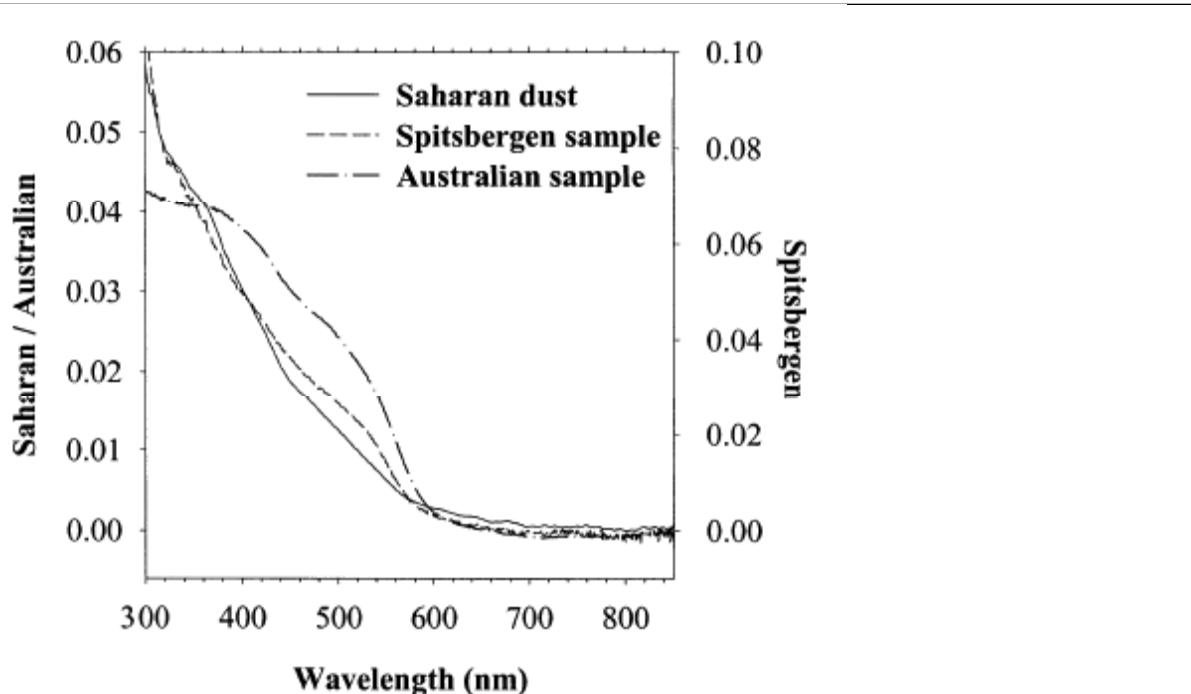
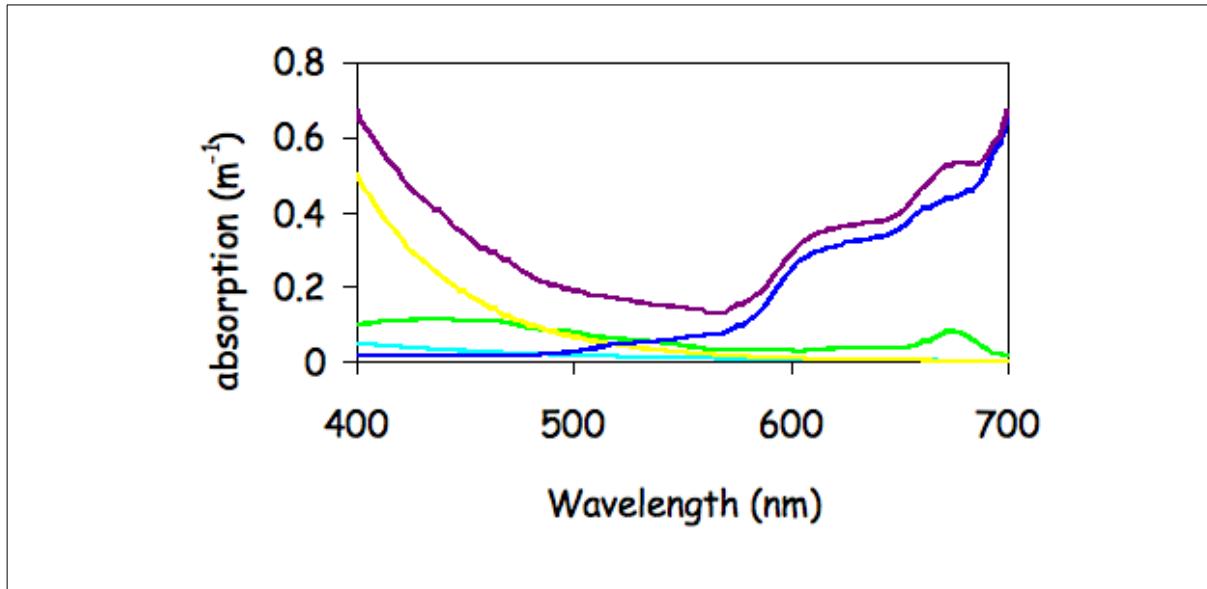


Fig. 5. Absorbance spectra of natural assemblages of mineral particles from three different environments.

Babin and Stramski 2004

Babin, M., and D. Stramski (2004), Variations in the mass-specific absorption coefficient of mineral particles suspended in water, Limnol. Oceanogr., 49(3), 756–767, doi:[10.4319/lo.2004.49.3.0756](https://doi.org/10.4319/lo.2004.49.3.0756).

L'absorption totale est donc la somme des absorptions de tous ces constituants.



bleu marine = eau ; vert = phyto ; jaune = dissous ; bleu clair= NAP;
violet = absorption totale (courtesy: C. Roesler)

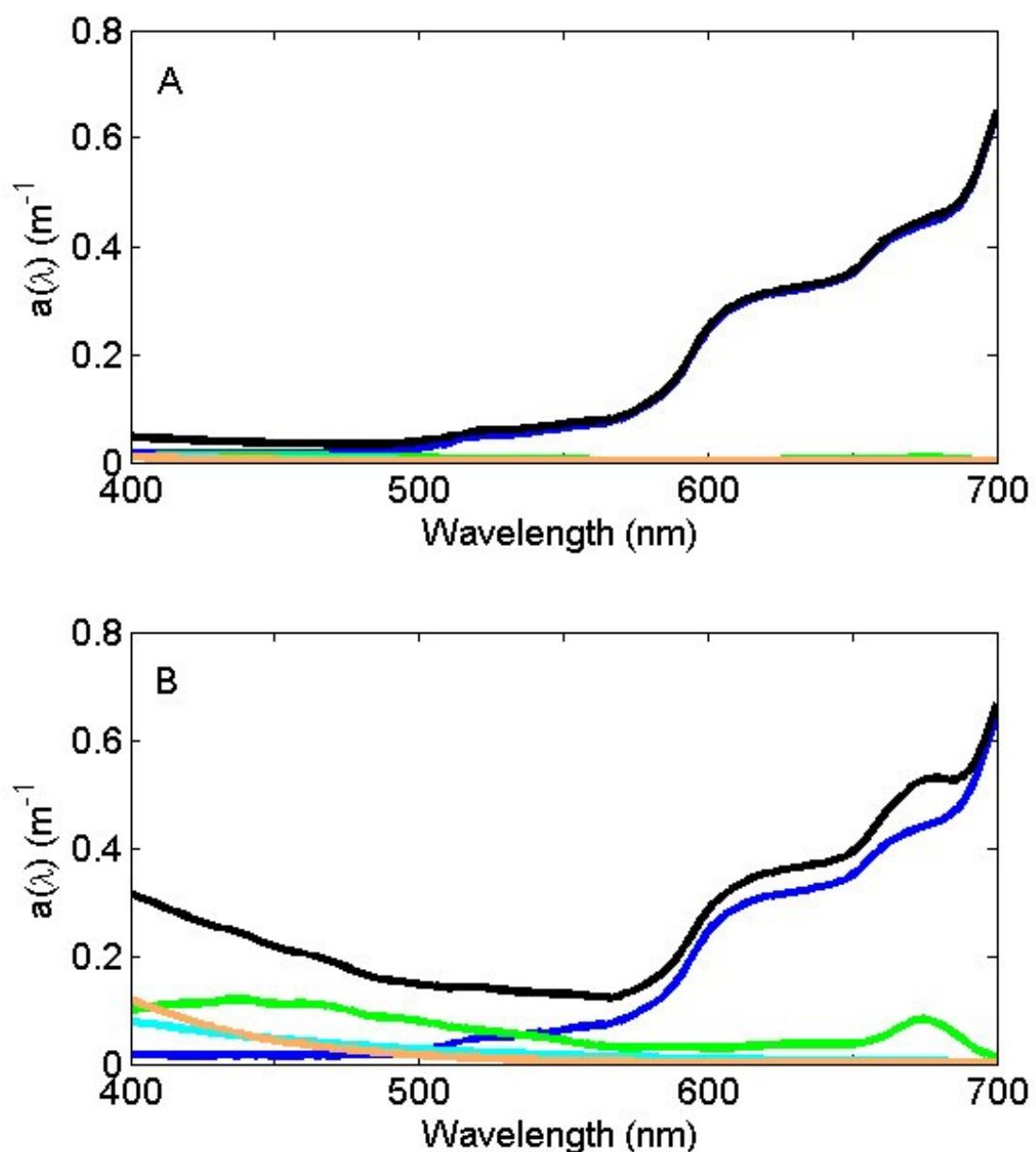


Fig Component and total absorption spectra for A. clear open ocean waters where water dominates the absorption and B. eutrophic coastal waters where particulate and dissolved organic matter dominate the blue and green portions of the spectrum.

bleu marine = eau ; vert = phyto ; orange = dissous ; bleu clair= NAP;
noir = absorption totale

(Courtesy C. Roesler ; <http://www.oceanopticsbook.info/view/absorption/definitions>)

Modélisation : Pour des eaux oligotrophes, différentes formules permettent de calculer l'absorption totale à partir de la concentration en chlorophylle. Le modèle de Morel (1991) reprend une formule initiale de Prieur et Sathyendranath (1981) mais en simplifiant les notations.

$$a(\lambda) = [a_w(\lambda) + 0.06 a_e^{*'}(\lambda) C^{0.65}] [1 + 0.2 \exp(-0.014(\lambda - 440))]. \quad (3.27)$$

Here $a_w(\lambda)$ is the absorption coefficient of pure water and $a_e^{*'}(\lambda)$ is a nondimensional, statistically derived chlorophyll-specific absorption coefficient; $a_w(\lambda)$ and $a_e^{*'}(\lambda)$ values are given in Table 3.7 [these $a_w(\lambda)$ values are slightly different than those of Table 3.5]. When C is expressed in mg m^{-3} and λ is in nm, the resulting $a(\lambda)$ is in m^{-1} . Figure 3.10 shows $a(\lambda)$ as predicted by Eq. (3.27) for various chlorophyll concentrations. The predicted $a(\lambda)$ values are qualitatively similar to the measured $a(\lambda)$ of Fig. 3.9(a), although the magnitudes sometimes differ, especially for the higher chlorophyll concentrations.

Table 3.7. Absorption by pure sea water, a_w , and the nondimensional chlorophyll-specific absorption coefficient, $a_e^{*'}$, for use in Eq. (3.27).^a

| λ (nm) | a_w (m^{-1}) | $a_e^{*'}$ | λ (nm) | a_w (m^{-1}) | $a_e^{*'}$ | λ (nm) | a_w (m^{-1}) | $a_e^{*'}$ |
|-------------------|------------------------------|------------|-------------------|------------------------------|------------|-------------------|------------------------------|------------|
| 400 | 0.018 | 0.687 | 500 | 0.026 | 0.668 | 600 | 0.245 | 0.236 |
| 410 | 0.017 | 0.828 | 510 | 0.036 | 0.618 | 610 | 0.290 | 0.252 |
| 420 | 0.016 | 0.913 | 520 | 0.048 | 0.528 | 620 | 0.310 | 0.276 |
| 430 | 0.015 | 0.973 | 530 | 0.051 | 0.474 | 630 | 0.320 | 0.317 |
| 440 | 0.015 | 1.000 | 540 | 0.056 | 0.416 | 640 | 0.330 | 0.334 |
| 450 | 0.015 | 0.944 | 550 | 0.064 | 0.357 | 650 | 0.350 | 0.356 |
| 460 | 0.016 | 0.917 | 560 | 0.071 | 0.294 | 660 | 0.410 | 0.441 |
| 470 | 0.016 | 0.870 | 570 | 0.080 | 0.276 | 670 | 0.430 | 0.595 |
| 480 | 0.018 | 0.798 | 580 | 0.108 | 0.291 | 680 | 0.450 | 0.502 |
| 490 | 0.020 | 0.750 | 590 | 0.157 | 0.282 | 690 | 0.500 | 0.329 |
| | | | | | | 700 | 0.650 | 0.215 |

^a Condensed with permission from Prieur and Sathyendranath (1981), who give values every 5 nm.

Voici ci-dessous les résultats obtenus pour différentes valeurs de chlorophylle avec ce modèle

(tableau au dessus et figure suivante tirés de « Light and Water, Radiative transfer in Natural Waters », Curt Mobley, Academic Press 1994).

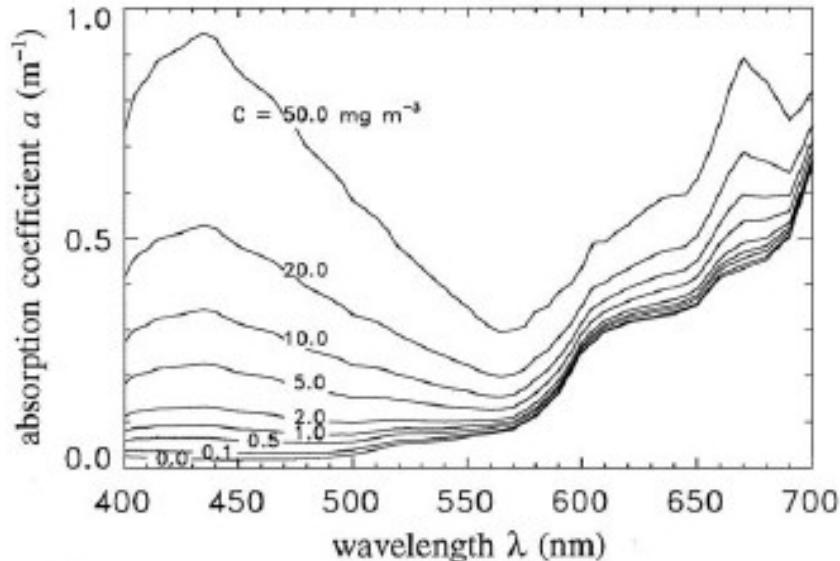


Fig. 3.10. Total spectral absorption coefficient $a(\lambda)$ for selected chlorophyll concentrations C , as predicted by Eq. (3.27).

A l'heure actuelle, compte tenu de l'expansion des instruments optiques (Voir Chapitre VII) mesurant les IOPs, la démarche contraire est effectuée : par exemple, calculer la concentration en chlorophylle à partir des mesures d'absorption
ex Boss et al., 2007 à partir des mesures d'absorption particulaire :

$$A_\Phi(676) = [A_p(676) - \frac{39}{65} A_p(650) - \frac{26}{65} A_p(715)] (m^{-1})$$

$$C_a = 157 \cdot A_\Phi(676)^{1.22} (mg \cdot m^{-3})$$

Boss, E.S., Collier, R., Larson, G., Fennel, K., Pegau, W.S., 2007. Measurements of spectral optical properties and their relation to biogeochemical variables and processes in Crater Lake, Crater Lake National Park, OR. *Hydrobiol.* 574, 149–159.

B) Diffusion

La diffusion consiste en l'excitation d'une molécule et de la réémission de l'énergie électromagnétique dans différentes directions.

Elle dépend de la taille de la particule, de son absorption, de son index de réfraction, de l'angle d'incidence de la lumière.

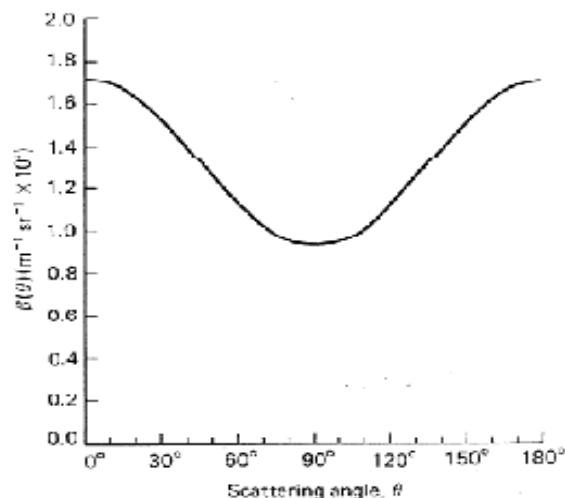
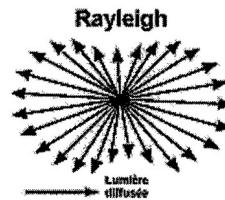


Fig. 4.8. Volume scattering function of pure water for light of wavelength 550 nm. The values are calculated on the basis of density fluctuation scattering, assuming that $\beta(90^\circ) = 0.93 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ and $\beta(\theta) = \beta(90^\circ)(1 + 0.835 \cos^2 \theta)$ (following Morel, 1974).

Par sa forme, la diffusion de l'eau pure (Morel, 1974) est très proche de la diffusion de Rayleigh.



gauche
Kirk 1983, 1994

Equation représentant la diffusion de l'eau pure (salinité de 35 à 39) (de « Light and Water, Radiative transfer in Natural Waters », Curt Mobley, Academic Press 1994)
Note l'équation est identique pour de l'eau de mer pure avec des facteurs $VSF(90^\circ, \lambda_0)$ différents (voir Table de la page suivante)

$$\beta_w(\psi; \lambda) = \beta_w(90^\circ; \lambda_o) \left(\frac{\lambda_o}{\lambda} \right)^{4.32} (1 + 0.835 \cos^2 \psi) \quad (\text{m}^{-1} \text{ sr}^{-1}). \quad (3.28)$$

This equation is reminiscent of the form

$$\beta_{\text{Ray}}(\psi; \lambda) = \beta_{\text{Ray}}(90^\circ; \lambda_o) \left(\frac{\lambda_o}{\lambda} \right)^4 (1 + \cos^2 \psi) \quad (\text{m}^{-1} \text{ sr}^{-1}), \quad (3.29)$$

which is commonly called Rayleigh scattering. The wavelength dependence of $\lambda^{-4.32}$ (rather than λ^{-4}) results from the wavelength dependence of the index of refraction. The 0.835 factor (rather than 1) is attributable to the anisotropy of the water molecules.

The phase function corresponding to Eq. (3.28) is

$$\tilde{\beta}_w(\psi) = 0.06225 (1 + 0.835 \cos^2 \psi) \quad (\text{sr}^{-1}), \quad (3.30)$$

and the total scattering coefficient $b_w(\lambda)$ is given by

$$b_w(\lambda) = 16.06 \left(\frac{\lambda_o}{\lambda} \right)^{4.32} \beta_w(90^\circ; \lambda_o) \quad (\text{m}^{-1}). \quad (3.31)$$

Table 3.8 gives values of $\beta_w(90^\circ; \lambda)$ and $b_w(\lambda)$ for selected wavelengths, for both pure water and pure sea water ($S = 35-39\%$). Note that the pure sea water values are about 30% greater than the pure water values,

Page suivante

Table accompagnant l'équation représentant la diffusion de l'eau pure et de l'eau de mer pure (salinité de 35 à 39) (de « Light and Water, Radiative transfer in Natural Waters », Curt Mobley, Academic Press 1994)

Table 3.8. The volume scattering function at $\psi = 90^\circ$, $\beta(90^\circ; \lambda)$, and the scattering coefficient $b(\lambda)$ for pure water and for pure sea water ($S = 35\text{-}39\%$). All numbers in the body of the table are times 10^{-4} , as shown in the first row.^a

| λ (nm) | pure water | | pure sea water | |
|-------------------|---|--------------------------------|--|-----------------------------------|
| | $\beta_w(90^\circ)$ ($\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$) | b_w^b (m^{-1}) | $\beta_{sw}(90^\circ)$ ($\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$) | b_{sw}^b (m^{-1}) |
| 350 | 6.47×10^{-4} | 103.5×10^{-4} | 8.41×10^{-4} | 134.5×10^{-4} |
| 375 | 4.80 | 76.8 | 6.24 | 99.8 |
| 400 | 3.63 | 58.1 | 4.72 | 75.5 |
| 425 | 2.80 | 44.7 | 3.63 | 58.1 |
| 450 | 2.18 | 34.9 | 2.84 | 45.4 |
| 475 | 1.73 | 27.6 | 2.25 | 35.9 |
| 500 | 1.38 | 22.2 | 1.80 | 28.8 |
| 525 | 1.12 | 17.9 | 1.46 | 23.3 |
| 550 | 0.93 | 14.9 | 1.21 | 19.3 |
| 575 | 0.78 | 12.5 | 1.01 | 16.2 |
| 600 | 0.68 | 10.9 | 0.88 | 14.1 |

^a Reproduced from Morel (1974), with permission.

^b Computed from $b(\lambda) = 16.0 \beta(90^\circ; \lambda)$.

A la date d'aujourd'hui, les valeurs utilisées internationalement pour la diffusion de l'eau de mer pure sont données dans le papier de Zhang et al., 2009.

X. Zhang, L. Hu, and M.-X. He, "Scattering by pure seawater: effect of salinity," Opt. Express 17, 5698–5710 (2009).

Diffusion de l'eau de mer (« non pure »)

La diffusion de l'eau de mer a elle une forme qui peut varier énormément suivant le contenu de l'eau. Petzold (1972) a été le premier à effectuer des mesures (Petzold, T.J., 1972. Volume scattering functions for selected ocean waters. *Scripps Inst. Oceanogr. Report SIO 72-78*). Il a fallu après attendre une vingtaine d'années pour que d'autres relèvent le défi technique de construire des instruments pour mesurer la diffusion.

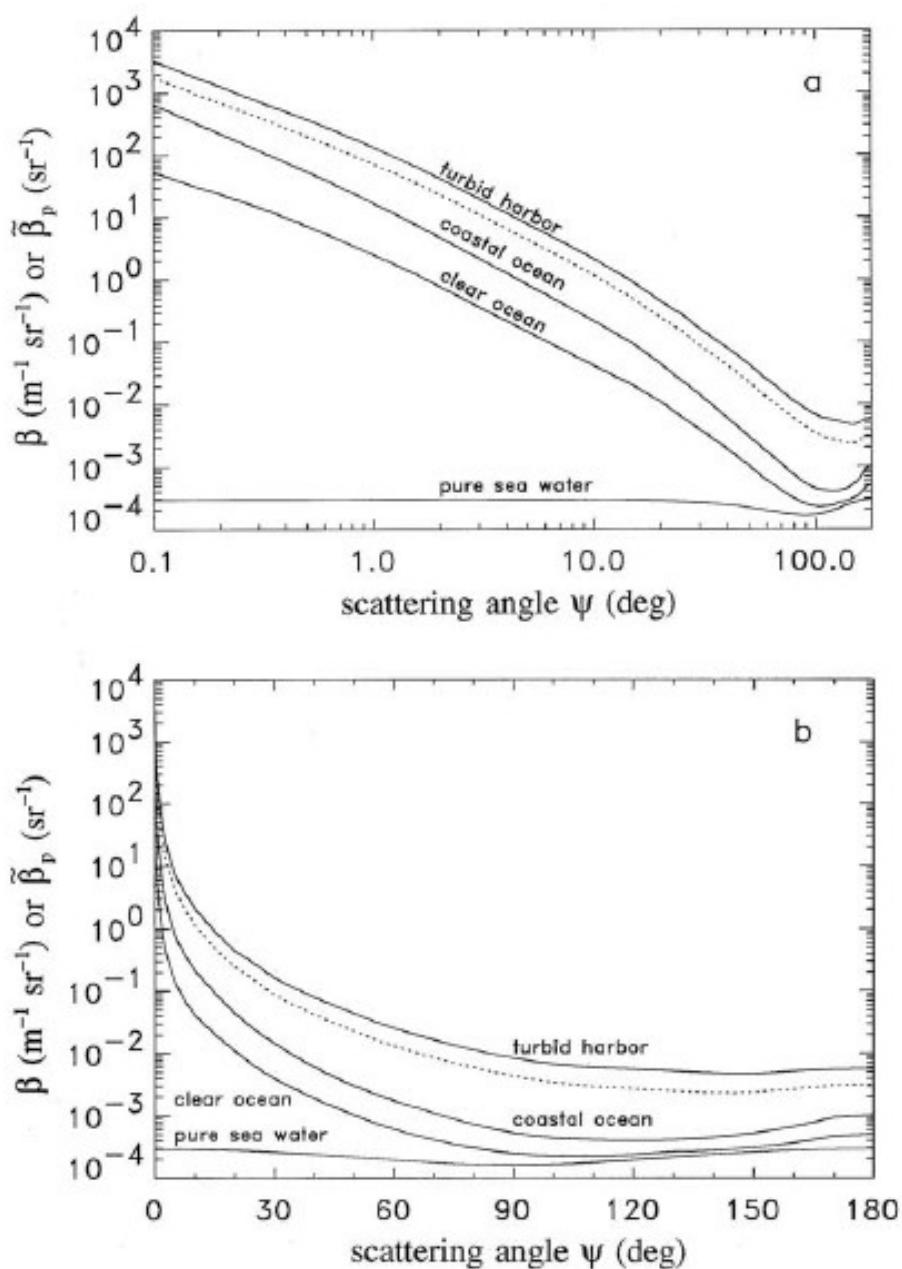
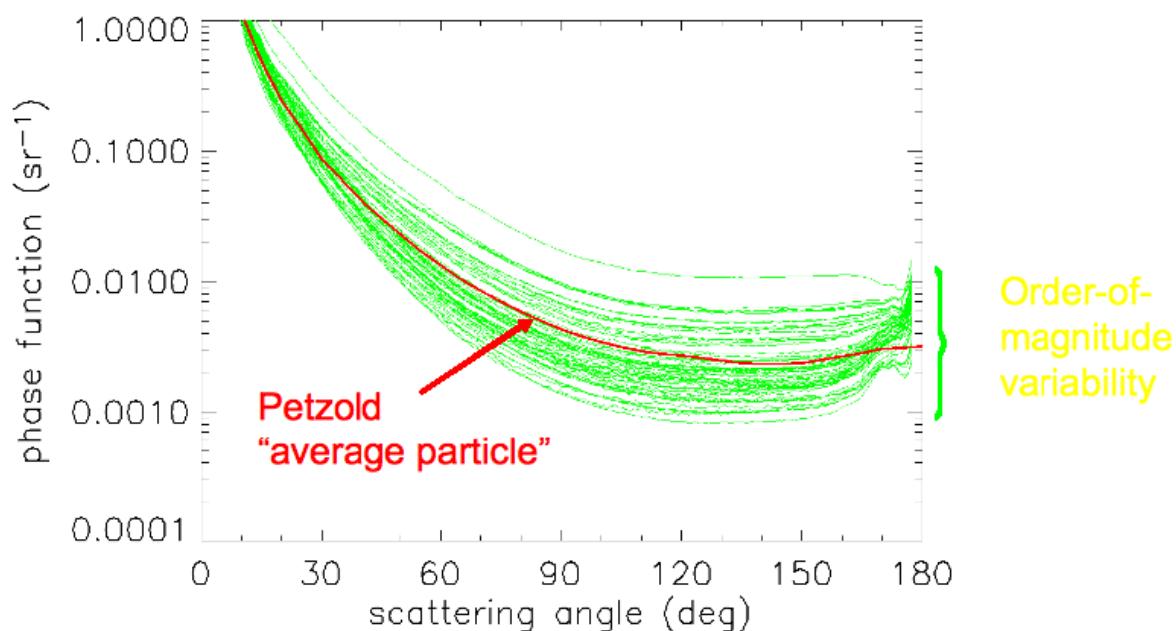


Fig. 3.13. Measured volume scattering functions β (solid lines) from three different natural waters, and the computed volume scattering function for pure sea water, all at $\lambda = 514 \text{ nm}$. The dotted line is the particle phase function $\tilde{\beta}_p$ of Table 3.10. [redrawn from Petzold (1972)]

(Fig. extraits de « Light and Water, Radiative transfer in Natural Waters », Curt Mobley, Academic Press 1994)

Exemple de 62 fonctions de phase mesurées dans les eaux côtières de New Jersey (Boss and Lewis)

A noter : La fonction de phase de Petzold est bonne en moyenne mais peut être très fausse dans certains cas particuliers.



Il est pratique d'avoir une formule analytique qui se rapproche de cette forme. C'est le cas de la formule de Henyey-Greenstein (1941):

$$\tilde{\beta}_{HG}(g; \psi) = \frac{1}{4\pi} \frac{1 - g^2}{(1 + g^2 - 2g \cos\psi)^{3/2}}. \quad (3.34)$$

Here g is a parameter that can be adjusted to control the relative amounts of forward and backward scattering in $\tilde{\beta}_{HG}$. Note that $\tilde{\beta}_{HG}$ satisfies the normalization condition (3.8) for any g .

The physical interpretation of g comes from noting that

$$2\pi \int_{-1}^1 \tilde{\beta}_{HG}(g; \psi) \cos\psi d\cos\psi = g. \quad (3.35)$$

Dont la forme est montrée à la page suivante :

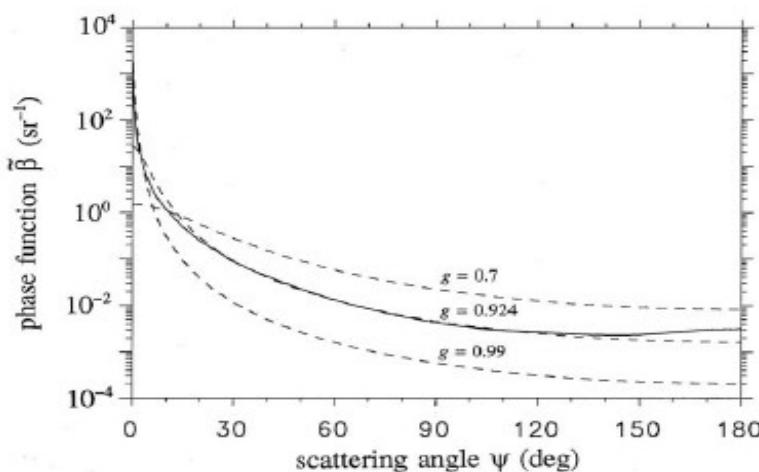


Fig. 3.15 Comparison of the particle phase function $\tilde{\beta}_p$ from Fig. 3.13(b) (solid line) with $\tilde{\beta}_{HG}$ of Eq. (3.34) for three values of g (dashed lines).

à la longueur d'onde 514 nm

Cette formule a été utilisée jusqu'à la fin du XX^e s mais une autre formule a ensuite été mise à jour qui se rapproche plus des mesures surtout pour les petits angles de diffusion. C'est la formule de Fournier-Forand (1994) ou, sous sa forme plus récente Fournier et Jonasz (1999) :

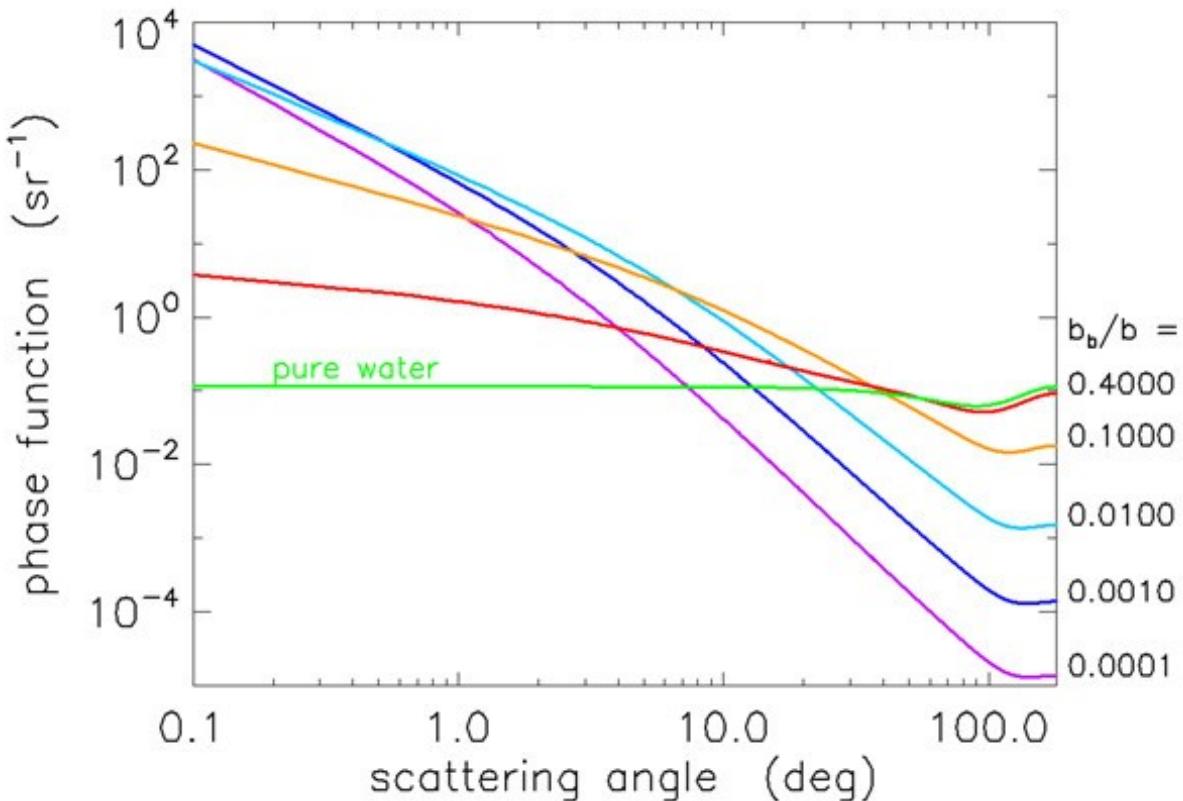


Fig. 1. Log-log plot of Fournier-Forand phase functions for selected backscatter fractions. The green curve is the pure sea water phase function, which has $B = 0.5$.

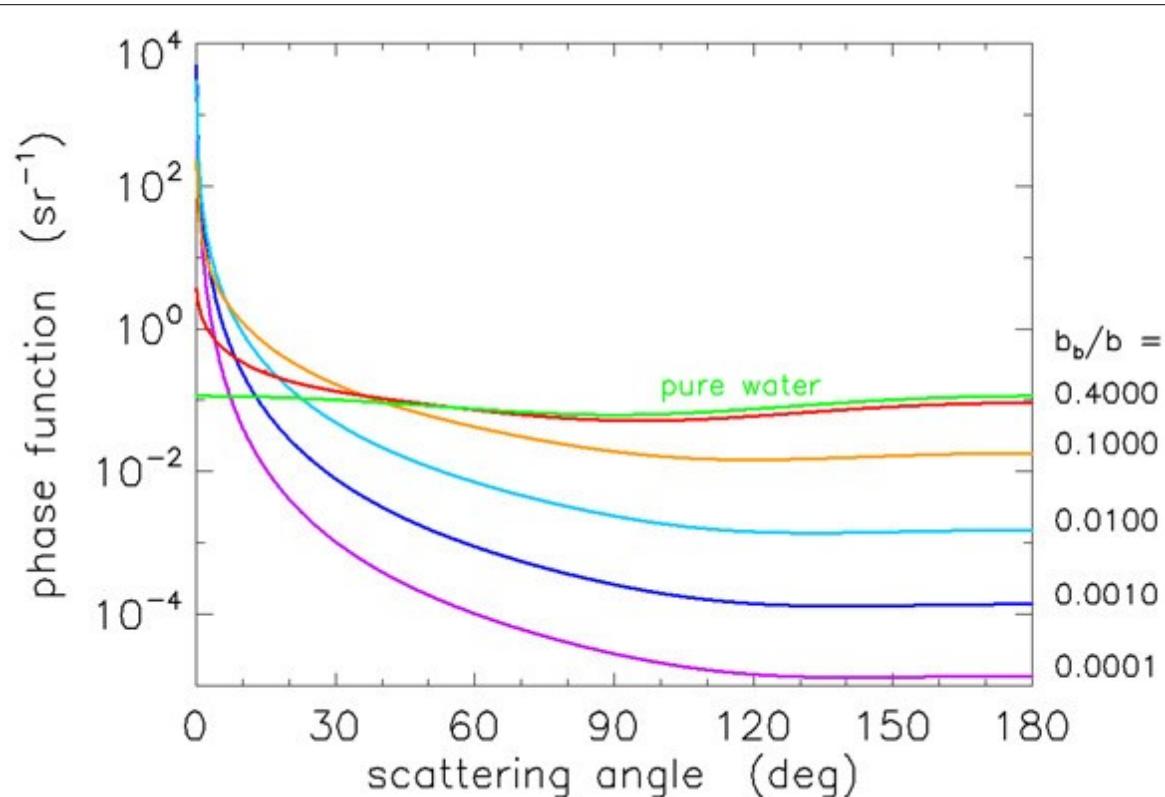
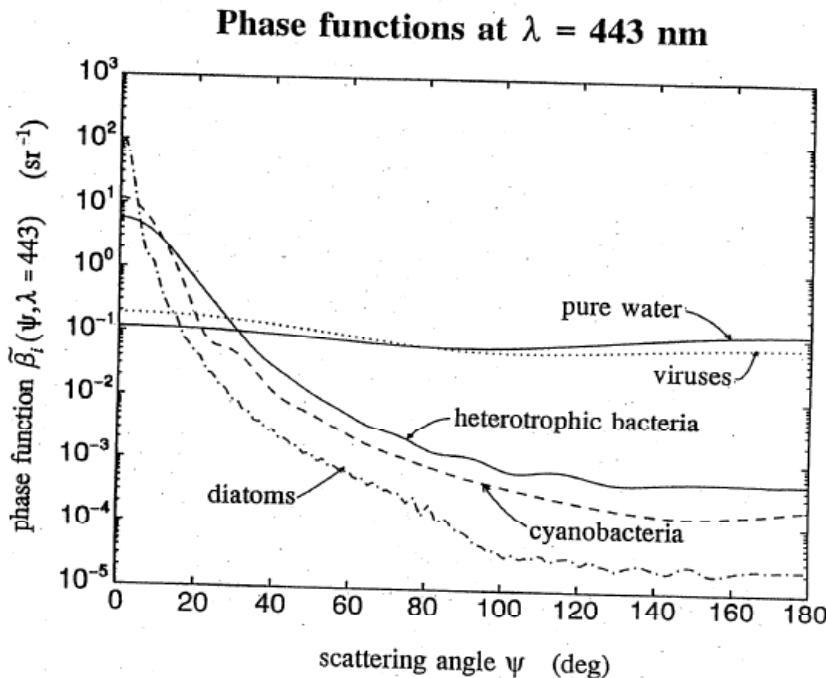


Fig. 2. Log-linear plot of Fournier-Forand phase functions for selected backscatter fractions. The green curve is the pure sea water phase function, which has $b= 0.5$

Pour plus d'informations sur cette formule, voir site

http://www.oceanopticsbook.info/view/scattering/the_fournierforand_phase_function

Remarquez que ces graphes sont effectués pour une longueur d'onde donnée. Il faut avoir ces mesures à toutes les longueurs d'onde du visible pour pouvoir faire de l'océanographie optique. La variabilité en fonction des types de particules est soulignée pour quelques exemples biologiques ci-dessous.



Un modèle de diffusion avait été proposé divisant les particules en petites et grosses particules (Kopelevitch, 1983; reformulé en 1991 par Haltrin et Kattawar).

$$b(\lambda) = b_w(\lambda) + b_{ps}^0(\lambda)P_s + b_{pl}^0(\lambda)P_l. \quad (3.43)$$

Here $b_w(\lambda)$ is given by

$$b_w(\lambda) = 5.826 \times 10^{-3} \left(\frac{400}{\lambda} \right)^{4.322}, \quad (3.44)$$

which is essentially the same as Eq. (3.31) and the data in Table 3.8. The terms $b_{ps}^0(\lambda)$ and $b_{pl}^0(\lambda)$ are the specific scattering coefficients for small and large particles, respectively, and are given by

$$b_{ps}^0(\lambda) = 1.1513 \left(\frac{400}{\lambda} \right)^{1.7} \quad (\text{m}^2 \text{g}^{-1})$$

$$b_{pl}^0(\lambda) = 0.3411 \left(\frac{400}{\lambda} \right)^{0.3} \quad (\text{m}^2 \text{g}^{-1}).$$

P_s and P_l are the concentrations in g m^{-3} of small and large particles, respectively. These quantities are parameterized in terms of the chlorophyll concentration C , as shown in Table 3.14. This work also presents a model for

Table 3.14. Parameterization of the concentrations of small (P_s) and large (P_t) particles in terms of the chlorophyll concentration C , for use in Eqs. (3.43) and (3.45).^a

| C (mg m ⁻³) | P_s (g m ⁻³) | P_t (g m ⁻³) |
|------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|
| 0.00 | 0.000 | 0.000 |
| 0.03 | 0.001 | 0.035 |
| 0.05 | 0.002 | 0.051 |
| 0.12 | 0.004 | 0.098 |
| 0.30 | 0.009 | 0.194 |
| 0.60 | 0.016 | 0.325 |
| 1.00 | 0.024 | 0.476 |
| 3.00 | 0.062 | 1.078 |

^a Reproduced from Haltrin and Kattawar (1991), with permission.

Sinon, quelques modèles simples ont été proposés pour obtenir une valeur de la diffusion à partir, par exemple, de la concentration en chlorophylle.

$b(\lambda)$. A commonly employed bio-optical model for $b(\lambda)$ is that of Gordon and Morel (1983):

$$b(\lambda) = \left(\frac{550}{\lambda} \right) 0.30 C^{0.62} \quad (\text{m}^{-1}). \quad (3.40)$$

Here λ is in nm, and C is the chlorophyll concentration in mg m^{-3} . This model includes the contribution of pure water to the total scattering; this contribution is negligible except at very low chlorophyll values. Morel (1991b) adds a pure-water term, $b_w(\lambda)$, to the right-hand side of Eq. (3.40), so that the model gives the correct value at $C = 0$. We shall use this model in Section 11.8.

A related bio-optical model for the total backscatter coefficient $b_b(\lambda)$ is found in Morel (1988; see also Stramski and Kiefer, 1991):

$$\begin{aligned} b_b(\lambda) = & \frac{1}{2} b_w(\lambda) \\ & + \left[0.002 + 0.02 \left(\frac{1}{2} - \frac{1}{4} \log C \right) \left(\frac{550}{\lambda} \right) \right] \left[0.30 C^{0.62} - b_w(550) \right]. \end{aligned} \quad (3.41)$$

Rétrodiffusion particulaire b_{bp}

La mesure du coefficient de rétrodiffusion particulaire b_{bp} (« backscattering » particulaire) est généralement considéré -en première approximation- comme une estimation de la charge particulaire de la colonne d'eau dans l'océan ouvert.

a) La pente spectrale de la rétrodiffusion particulaire (souvent dénotée gamma) est aussi étudiée et utilisée pour avoir une information sur la taille des particules présente dans l'eau.

$$b_{bp}(\lambda) \sim \lambda^{-\gamma}$$

Pour les molécules d'eau, gamma est de -4.3. Sinon, gamma est en général entre 0 et 3, les valeurs diminuant quand la concentration en Chl augmente (Reynolds et al., 2001).

Cette pente augmente quand le pourcentage de petites particules sur le nombre de particules total augmente (ex. Reynolds et al., 2001, Stramska et al., 2003, Loisel et al., 2006).

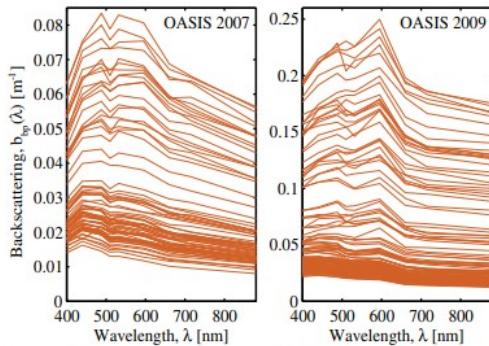


Fig. 7. Backscattering spectra for OASIS 2007 and 2009 deployments. Only spectra where there were no saturated channels are shown (and for clarity, only every tenth). In general, spectra exhibit a broad maximum in the blue-green and decrease into the blue and red-NIR. Note different ordinate ranges.

Notez qu'il y a une forte variabilité de pente et d'amplitude des mesures.

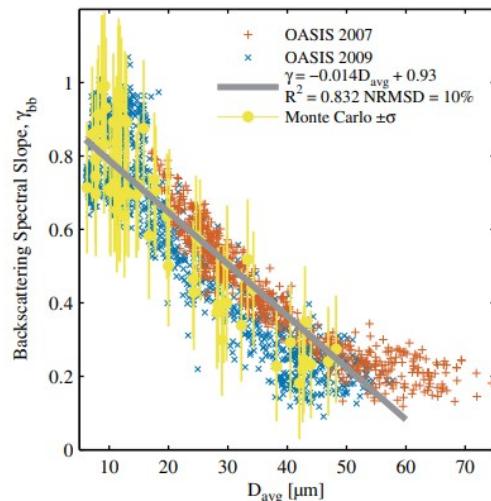


Fig. 10. Backscattering spectral slope as a function of average suspended particle size. Gray lines are type-2 major axis regressions, and the goodness of fit is expressed as R^2 and the normalized root mean square deviation (NRMSD, see text). Error bars represent propagated uncertainty of $\pm\sigma$ in γ_{bb} from the Monte Carlo model.

Spectral attenuation and backscattering as indicators of average particle size
Slade W. and E. Boss, AO 2015 - Abstract :

Measurements of the particulate beam attenuation coefficient at multiple wavelengths in the ocean typically exhibit a power law dependence on wavelength, and the slope of that power law has been related to the slope of the particle size distribution (PSD), when assumed to be a power law function of particle size. Recently, spectral backscattering coefficient measurements have been made using sensors deployed at moored observatories, on autonomous underwater vehicles, and even retrieved from space-based measurements of remote sensing reflectance. It has been suggested that these backscattering measurements may also be used to obtain information about the shape of the PSD. In this work, we directly compared field-measured PSD with multispectral beam attenuation and backscattering coefficients in a coastal bottom boundary layer. The results of this comparison demonstrated that (1) the beam attenuation spectral slope correlates with the average particle size as suggested by theory for idealized particles and PSD; and (2) measurements of spectral backscattering also contain information reflective of the average particle size in spite of large deviations of the PSD from a spectral power law shape.

Dans la conclusion :

Our results suggest that spectral slopes of attenuation and backscattering can be used to infer changes in particle size, at least for nonalgal particle dominated cases such as coastal, river-plume, and bottom boundary layer waters. Future work should include a similar investigation of a wider range of conditions, especially algal-dominated waters

Des études comme la précédente insistent sur le fait qu'il y a encore beaucoup à faire, même si la démarche est aussi effectuée depuis l'espace (voir ci-après).

Spectral dependency of optical backscattering by marine particles from satellite remote sensing of the global ocean

Hubert Loisel,¹ Jean-Marc Nicolas,² Antoine Sciandra,³ Dariusz Stramski,⁴ and Antoine Poteau¹

Received 27 October 2005; revised 20 April 2006; accepted 15 May 2006; published 20 September 2006.

[1] Knowledge of the relative proportion between small-sized and larger particles in the surface ocean is essential to understand the ocean ecology and biogeochemistry, including particle dynamics and carbon cycling. We show that this information may be assessed qualitatively from satellite observations of ocean color. Such capability is based on the estimation of spectral dependence, γ , of particulate backscattering coefficient, b_{bp} , which is sensitive to particle size distribution. Our results obtained from satellite observations of the global ocean are supported by in situ measurements, and they demonstrate a general decrease of the spectral slope γ from oligotrophic to eutrophic regimes, although significant regional differences are observed in the relationship between γ and the chlorophyll a concentration, Chl. To first approximation, such a decrease in γ is expected to be accompanied by an increased role of larger particles. This is consistent with our field data that show relatively high concentrations of submicron particles in very clear oceanic waters. Different seasonal patterns are also observed depending on the oceanic regions. The seasonal amplitude of γ is generally higher than that of Chl and b_{bp} in equatorial and tropical regions, and it is much lower at temperate latitudes. These spatio-temporal patterns are interpreted in terms of processes that modify the composition of particulate assemblages and physiology of phytoplankton in response to environmental forcing. The changes in γ are clearly related to variations in the mixed layer depth and photosynthetically available radiation.

Citation: Loisel, H., J.-M. Nicolas, A. Sciandra, D. Stramski, and A. Poteau (2006), Spectral dependency of optical backscattering by marine particles from satellite remote sensing of the global ocean, *J. Geophys. Res.*, **111**, C09024, doi:10.1029/2005JC003367.

b) Le coefficient bbp a aussi été utilisé, à partir des flotteurs ARGO-BGC, pour obtenir un proxy du PON :

$$PON_{opt} = 1280 \times bbp(700) - 0.38 \text{ (\mu M)}$$

(Fumenia et al., Optics Express 2020 ; voir preprint sur :
<https://people.mio.osupytheas.fr/~petrenko/> onglets Publication ; ex-étudiant et thésard au MIO, direction T. Moutin et A. Petrenko, soutenance en 2020 ;)

Note :

Il est important de souligner que les mesures d'absorption et de diffusion peuvent ne pas être corrélées. Elles doivent toutes les deux être mesurées, ou modélisées. Évidemment, l'approche a aussi été faite de modéliser la somme de l'absorption et de la diffusion, soit de l'atténuation.

Voss (1992) has developed an empirical model for $c(\lambda)$ given a measurement of c at $\lambda = 490$ nm:

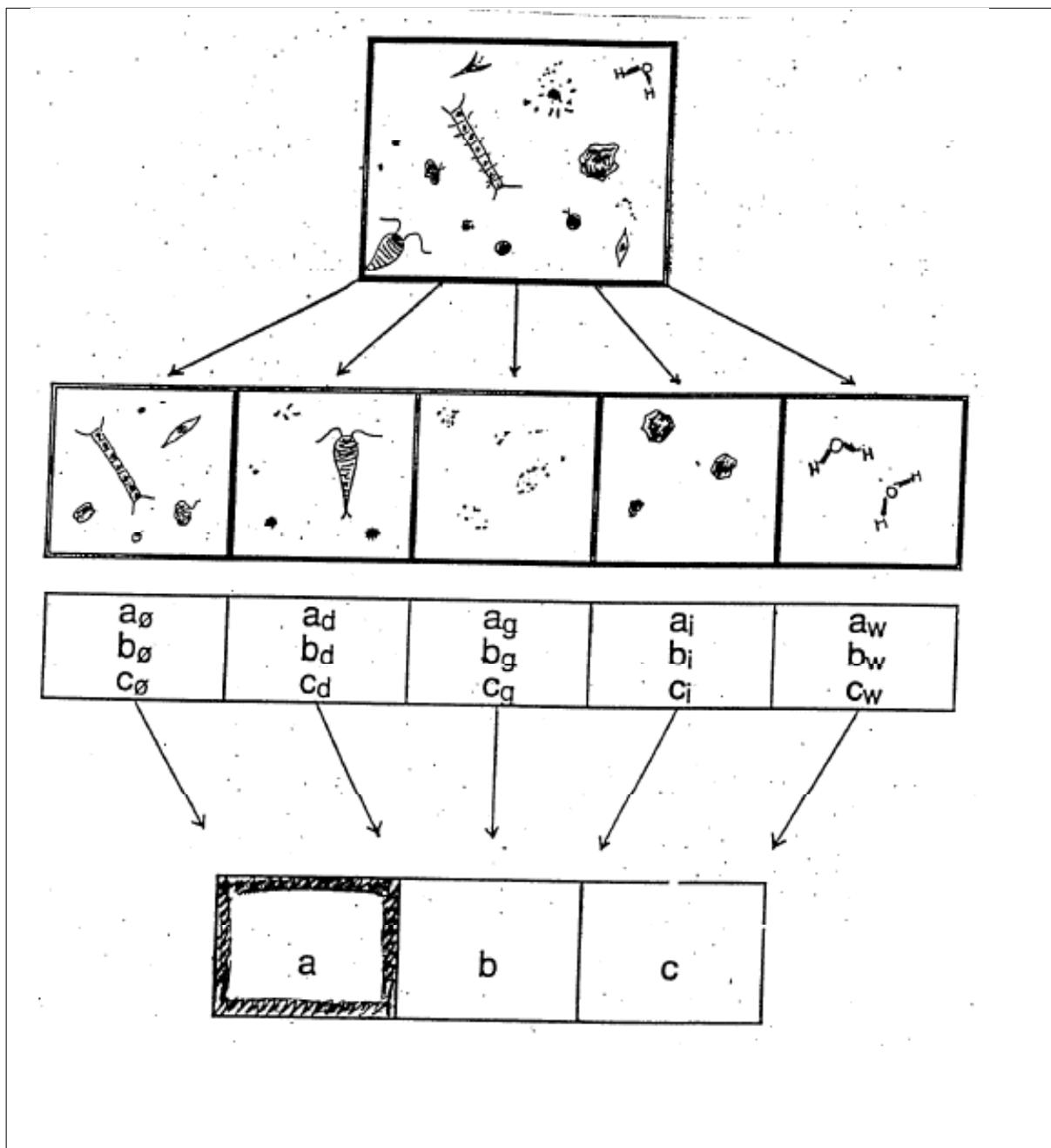
$$c(\lambda) = c_w(\lambda) + [c(490) - c_w(490)][1.563 - 1.149 \times 10^{-3}\lambda], \quad (3.47)$$

where λ is in nm and c is in m^{-1} . The attenuation coefficient for pure sea water, $c_w = a_w + b_w$, is given by the Smith-Baker data of Table 3.5. This model was statistically derived from data of global extent. Testing of the model with independent data usually gave errors of less than 5%, although occasional errors of $\sim 20\%$ were found.

Voss also determined a least-squares fit of $c(490)$ to the chlorophyll concentration. The result,

$$c(490) = c_w(490) + 0.39 C^{0.57}, \quad (3.48)$$

Il n'est pas trivial d'obtenir les termes d'absorption, diffusion, atténuation associés aux différents composants de l'eau. La démarche inverse qui consiste à retrouver les différents constituants à partir des mesures globales de a , b et c ne l'est pas non plus. C'est ce qui s'appelle résoudre le problème avec une **démarche « inverse »**.



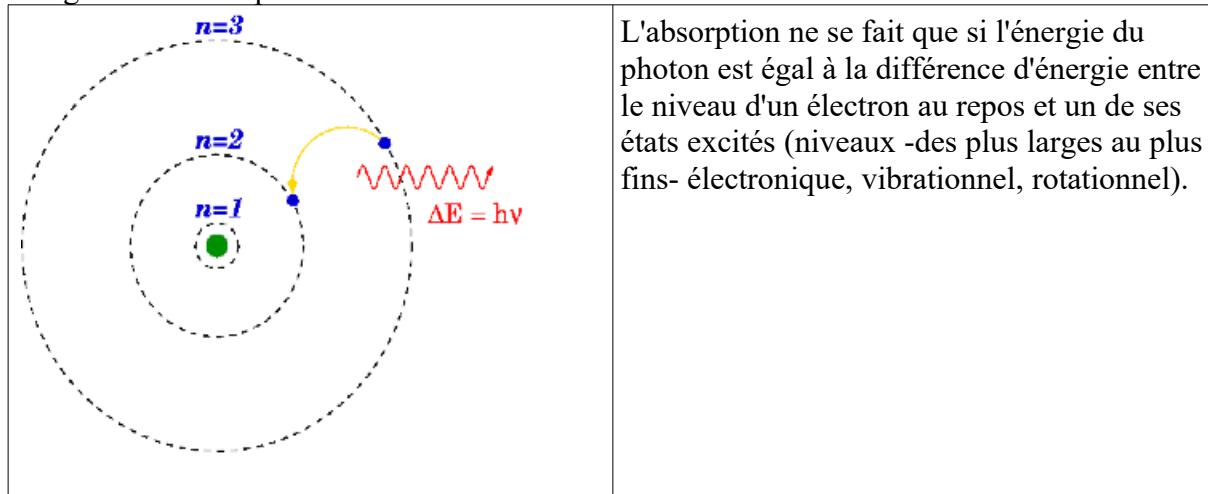
Des efforts sont faits pour créer des bases de données , par exemple :

Organelli Emanuele, **Barbieux** Marie, **Claustre** Hervé, **Schmechtig** Catherine, **Poteau** Antoine, **Bricaud** Annick, **Uitz** Julia, **d'Ortenzio** Fabrizio, **Dall'olmo** Giorgio (2016). A global bio-optical database derived from Biogeochemical Argo float measurements within the layer of interest for field and remote ocean color applications. **SEANOE**. <http://doi.org/10.17882/47142>

C) Vision énergétique des phénomènes

Absorption

Au niveau des photons (quanta de lumière), l'absorption représente le phénomène par lequel l'énergie d'un photon est prise par une autre particule, par exemple un atome dont les électrons de valence effectuent une transition entre 2 niveaux d'énergie électronique. Le photon est alors détruit par l'opération, l'énergie électromagnétique est absorbée et transformée en énergie « électronique ».



Cette énergie absorbée peut par la suite être utilisée pour de la photosynthèse, être re-transformée en énergie électromagnétique par l'émission de photon(s), ou être transformée en agitation particulaire (augmentation de la vitesse de la particule) ce qui se traduit au niveau macroscopique par une augmentation de la température (l'énergie électromagnétique a été transformée en chaleur).

Application aux pigments photosynthétiques

Quand l'énergie accumulée dans la molécule de pigment est libérée lors du retour à l'état fondamental de la molécule, il y a trois voies de libération de cette énergie en plus d'un dégagement de chaleur:

- un phénomène de fluorescence,
- la transmission de l'état d'excitation,
- la conversion de l'énergie (modification de la structure chimique du pigment ou d'une molécule voisine), qui correspond à la photosynthèse.

Il y a deux grands types de pigments photosynthétiques, les pigments actifs, capables d'effectuer les 3 modes de libération de l'énergie accumulée, et les ceux incapables d'effectuer la conversion de l'énergie (pigments accessoires et surnuméraires).

- pigments actifs (Chlorophylle a, Bactériochlorophylle)
- pigments accessoires (Carotène orange ; Chlorophylle b – jaune-vert ; Xanthophylle – jaune) et pigments surnuméraires (Phycobiliprotéine, formant une antenne, appelée « antenne collectrice de la photosynthèse »)

Les pigments accessoires et surnuméraires peuvent « transmettre » (par résonance

magnétique) l'énergie captée au centres de photosynthèse. La photosynthèse utilise le niveau d'énergie le plus bas du spectre visible (équivalent d'un photon rouge) quelque soit le photon absorbé (le surplus d'énergie d'un photon bleu est utilisé autrement). C'est pour cela que le facteur PAR peut être utilisé pour dériver la radiation disponible pour la photosynthèse alors qu'il est en fait une mesure du nombre de photons disponibles.

Diffusion

Il existe deux sortes de diffusion:

- la diffusion élastique avec un $\Delta t = 10^{-20}$ s

ou le photon change de direction (sauf pour $\Psi = 0^\circ$) mais ne change pas de longueur d'onde

- la diffusion inélastique avec un $\Delta t = 10^{-20}$ s - 10^{-7} s

ou le photon change de longueur d'onde. En général, l'émission du nouveau photon se fait à une longueur d'onde plus grande.

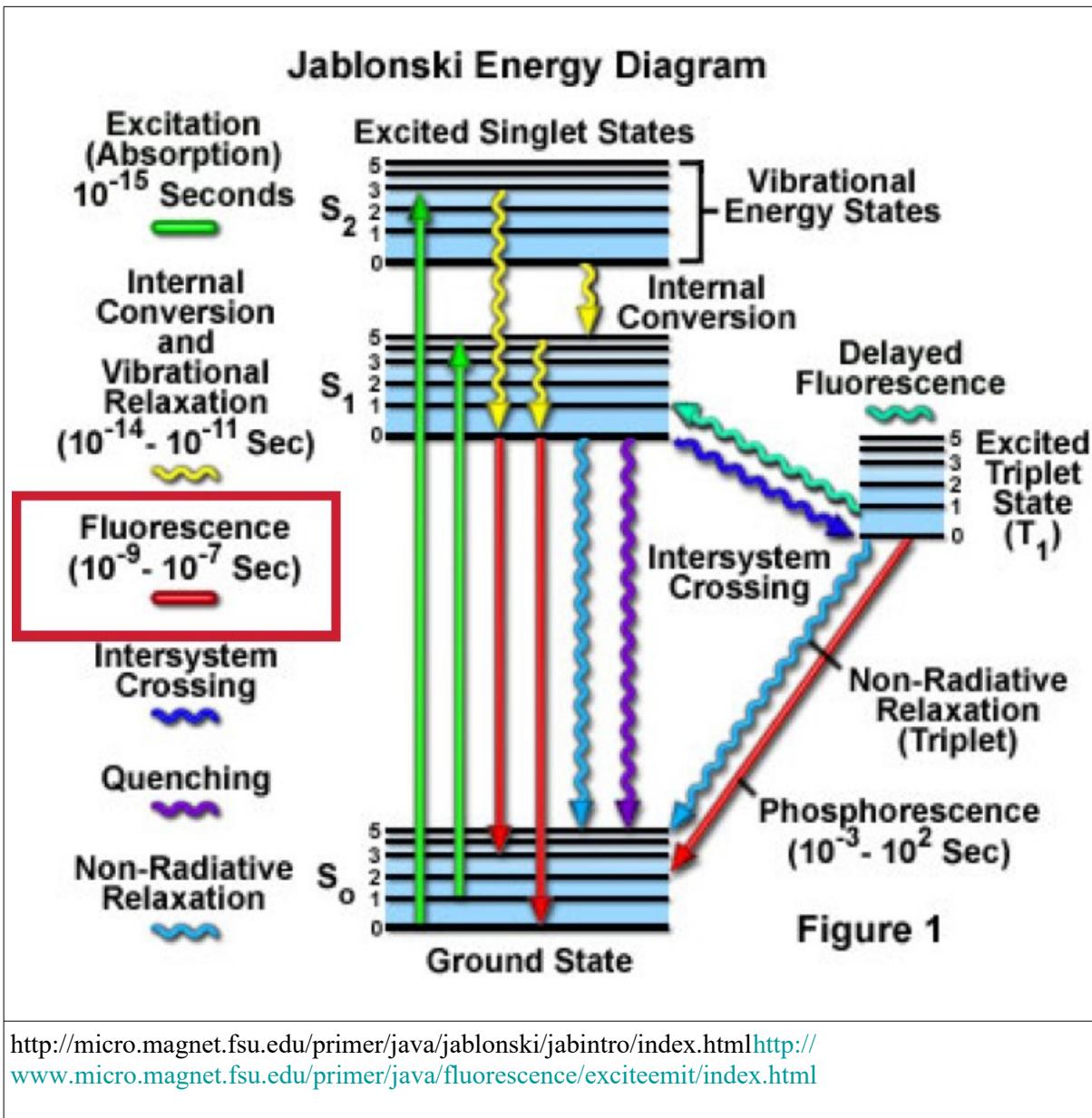
Il y a deux types de diffusions inélastiques :

- diffusion de Raman $\Delta t = 10^{-20}$ s (polarisée)
Elle est due aux molécules d'eau et peut renvoyer un photon de plus courte ou plus longue longueur d'onde.
- fluorescence $\Delta t = 10^{-11}$ s - 10^{-7} s (non polarisée)

Du point de vue de la physique, l'intervalle de temps de la fluorescence est très long. On peut en fait considérer que la fluorescence est une absorption suivie d'une émission à une autre longueur d'onde.

La phosphorescence est une fluorescence encore plus retardée. L'intervalle de temps peut aller de 10^{-3} s à la journée. (par exemple les petites étoiles en plastique qu'on colle au dessus du lit pour créer un ciel étoilé la nuit).

Note : attention, à ne pas mélanger avec la bioluminescence qui est la capacité à émettre de la lumière grâce à une réaction enzymatique mettant en jeu l'oxygène et deux molécules clés : la luciférine et la luciférase. Ce processus, contrairement à la fluorescence et à la phosphorescence, ne nécessite PAS que l'objet soit excité par une source lumineuse, sur le moment ou au préalable.



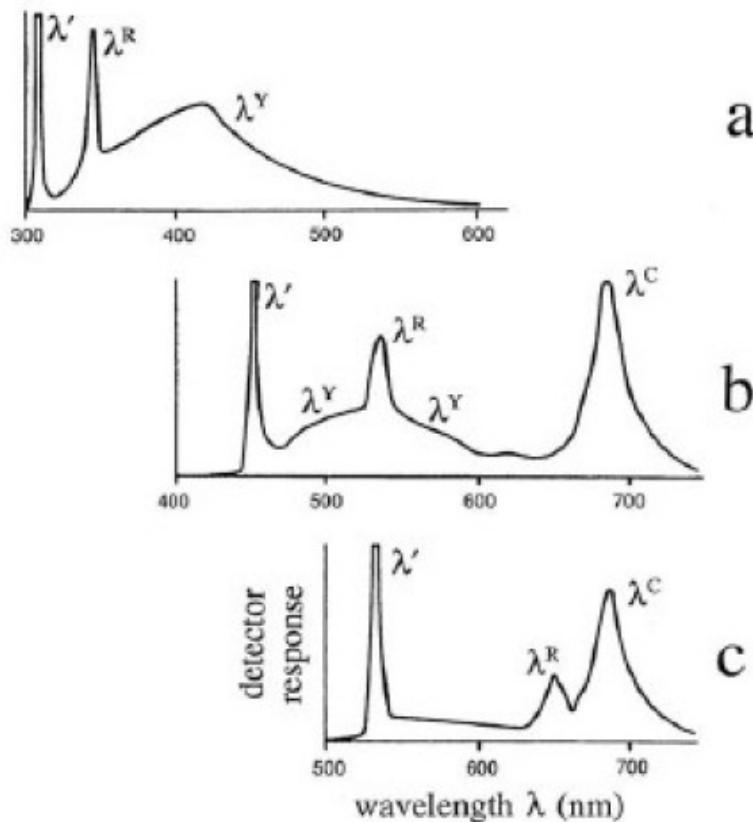


Fig. 5.9. Response of a water sample from the North Sea to excitation at three different wavelengths, λ' . The symbol λ^R identifies the Raman band, λ^Y fluorescence by yellow matter, and λ^C fluorescence by chlorophyll. [redrawn from Diebel-Langohr, *et al.* (1986), by permission]

3 Spectres d'émission Longueurs d'onde d'excitation notées λ' pour a) 308 nm, b) 450 nm et c) 533 nm. Les longueurs d'onde de la diffusion Raman correspondante sont respectivement: a) 344 nm, b) 533 nm; et c) 650 nm.

Les composés fluorescents sont excités (i.e. peuvent absorber la lumière) à 1 ou plusieurs λ , mais fluorescent toujours à la même longueur d'onde

Trois exemples (chlorophylle a, tryptophane, pyrène)

a) Exemple de la chlorophylle qui fluoresce « au maximum » pour 2 couples $\lambda_{\text{Ex}}/\lambda_{\text{Em}}$: $\lambda_{\text{Ex}1}/\lambda_{\text{Em}} = 430/672 \text{ nm}$ et $\lambda_{\text{Ex}2}/\lambda_{\text{Em}} = 656/672 \text{ nm}$

i) Un spectre d'émission est obtenu en réalisant une mesure de fluorescence à longueur d'onde d'excitation fixe (dans ce cas 416 nm, pris « un peu au pif » en début du visible) et en faisant varier la longueur d'onde d'émission de 600 à 800 nm. On remarque le maximum à la

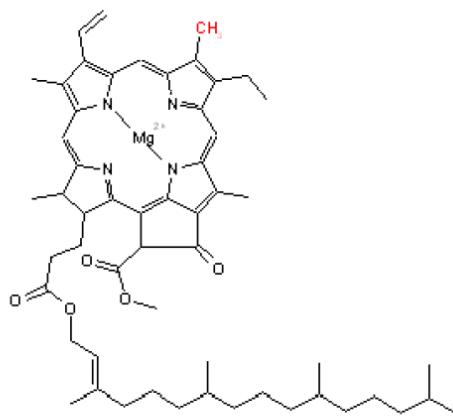
longueur d'onde 672 nm.

ii) Le spectre d'excitation est obtenu en réalisant alors les mesures de fluorescence à longueur d'onde d'émission fixe (672 nm choisi précédemment) et en faisant varier la longueur d'onde d'excitation de 220 à 700 nm. On remarque alors 2 maxima : 430 et 656 nm.

Le plus grand est le pic de 430 nm donc le couple $\lambda_{\text{Ex1}}/\lambda_{\text{Em}} = 430/672$ nm est celui préférablement choisi (ou des couples de longueurs d'onde proches ; voir cours OPB201 Petrenko) pour fabriquer les fluorimètres de détection de la Chlorophyll a.

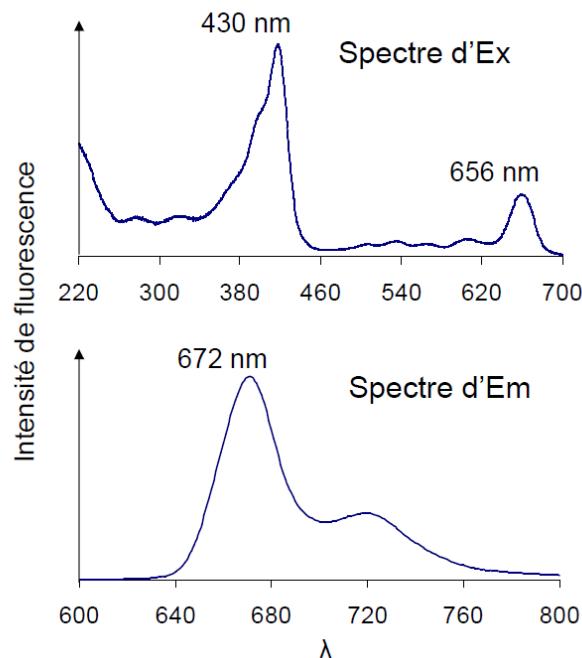
Il y a un second pic d'excitation à 656 nm pour la chlorophyll a, mais le couple $\lambda_{\text{Ex2}}/\lambda_{\text{Em}} = 656/672$ nm n'est a priori presque jamais exploité par les capteurs de fluorescence de la chlorophylle a.

• Chlorophylle a → indice de biomasse phytoplanctonique



$$\lambda_{\text{Ex1}}/\lambda_{\text{Em}} = 430/672 \text{ nm}$$

$$\lambda_{\text{Ex2}}/\lambda_{\text{Em}} = 656/672 \text{ nm}$$

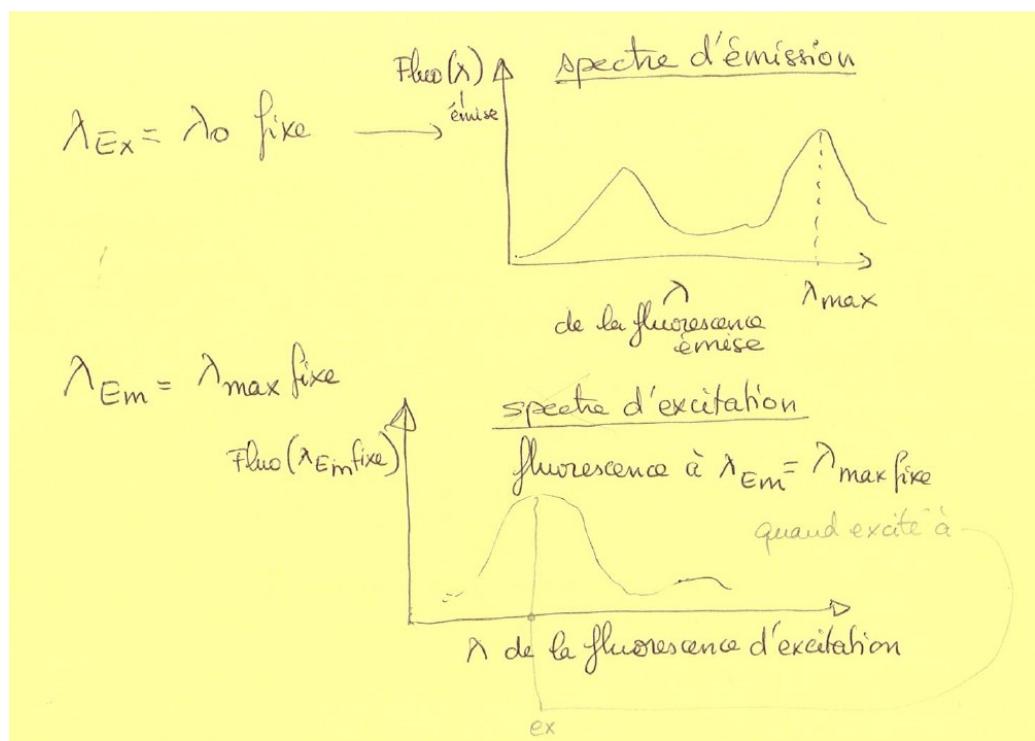


b) Exemple du tryptophane qui fluoresce pour 2 couples $\lambda_{\text{Ex}}/\lambda_{\text{Em}}$:

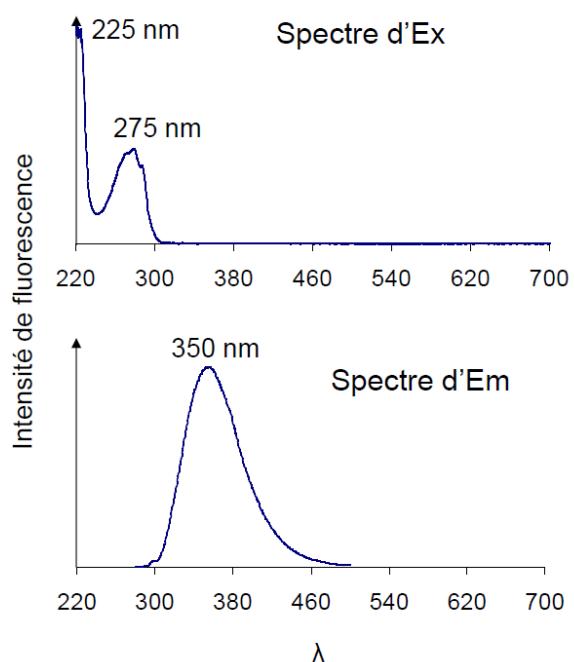
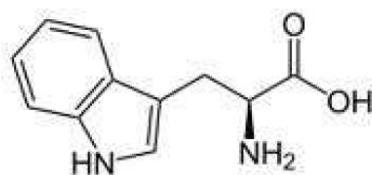
$$\lambda_{\text{Ex1}}/\lambda_{\text{Em}} = 225/350 \text{ nm}$$

et $\lambda_{\text{Ex2}}/\lambda_{\text{Em}} = 275/350 \text{ nm}$
(voir application pour détection de panache de rejets urbains : Petrenko et al., JGR 1997)

- spectre d'émission réalisé à longueur d'onde d'excitation fixe de 225 (ou 275 nm, M. Tedetti a effectué les deux), en faisant varier la longueur d'onde d'émission de 250 à 550 nm (on détecte le pic maximum à 350 nm).
- spectre d'excitation réalisé à longueur d'onde d'émission fixe de 350 nm, en faisant varier la longueur d'onde d'excitation de 220 à 400 nm (on détecte 2 pics à 225 et 275 nm) ; d'où les couples mentionnés ci-dessus.



- **Tryptophane** → produit du phytoplancton / indicateur de contamination en eaux usées (Petrenko et al., 1997)



$$\lambda_{\text{Ex}1}/\lambda_{\text{Em}} = 225/350 \text{ nm}$$

$$\lambda_{\text{Ex}2}/\lambda_{\text{Em}} = 275/350 \text{ nm}$$

LE SAFIRE (instrument WetLabs) avait, parmi ces 96 combinaisons Ex/Em, le couple $\lambda_{\text{Ex}}/\lambda_{\text{Em}} = 228/340$ nm proche de l'un des couples optimum du tryptophane.

Application pour détection de panache de rejets urbains (Petrenko et al., JGR 1997)

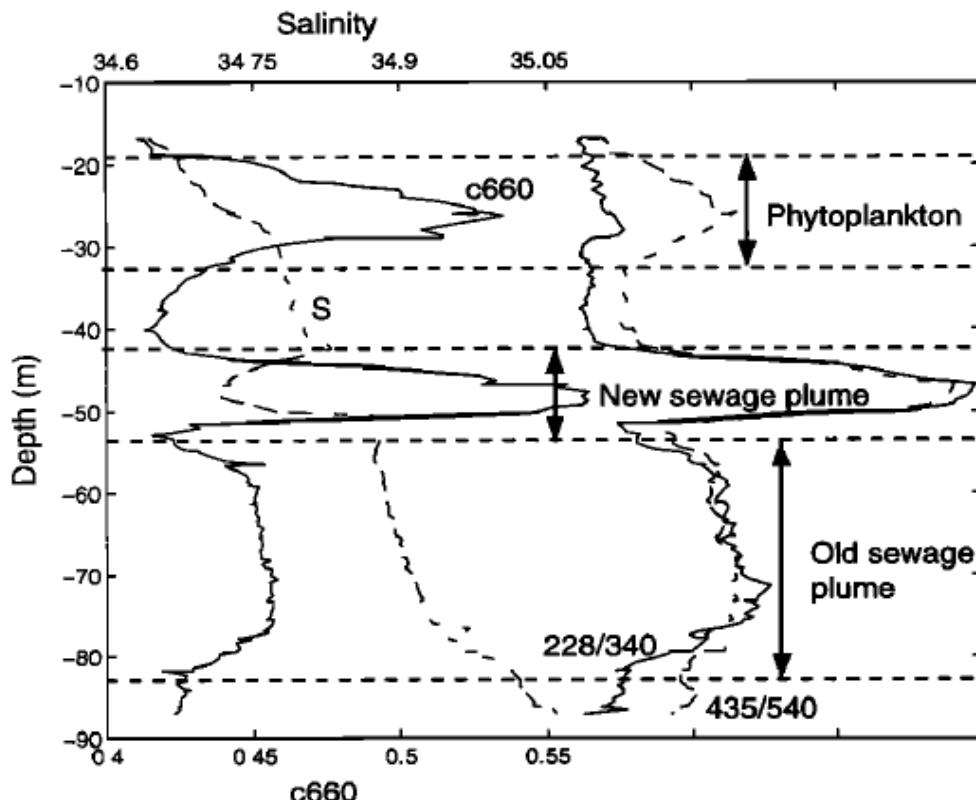


Figure 2. Profiles of salinity, beam attenuation coefficient at 660 nm (c660), and fluorescence, in arbitrary units, for $\text{Ex/Em} = 228/340$ nm and $\text{Ex/Em} = 435/540$ nm. Data are from the second downcast of towyo 32. Three layers were observed: shallow phytoplankton, new and old sewage plumes.

A la suite de mes travaux, ce capteur optique a été grandement utilisé aux US et miniaturisé (Collaboration WetLabs et Satlantic) pour étendre son utilisation aux flotteurs ARGO-BGC et aux gliders.

Par exemple, ce capteur miniature est installé sur le SEAExplorer, glider MIO (MIO PIs M Goutx (à l'origine) et M. Tedetti);

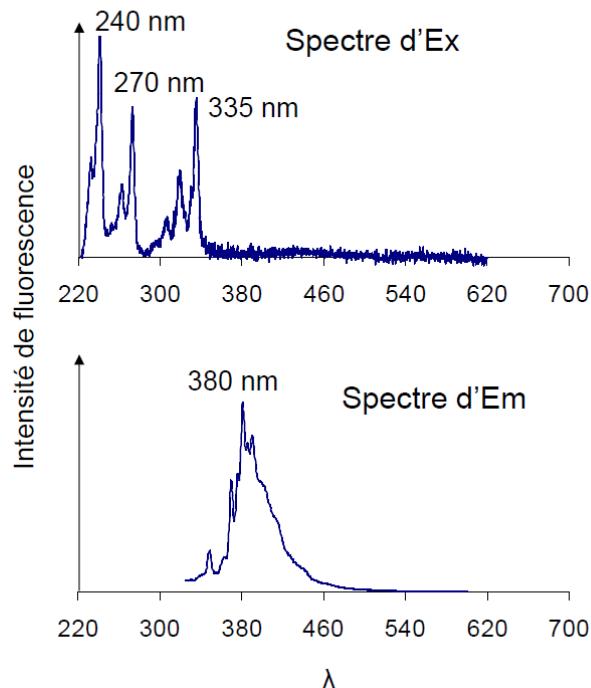
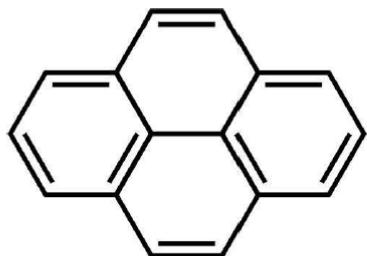
Cyr et al., (2017). *A new glider-compatible optical sensor for dissolved organic matter measurements: test case from the NW Mediterranean Sea*. Front. Mar. Sci., 4:89, doi:[10.3389/fmars.2017.00089](https://doi.org/10.3389/fmars.2017.00089) (voir Publications site Petrenko)

- c) Pour le pyrène 3 couples 240/380, 270/ 380 et 335/380 nm
 - spectre d'émission réalisé à longueur d'onde d'excitation fixe de 240, 270 ou 335 nm, en faisant varier la longueur d'onde d'émission de 300 à 550 nm par exemple (on détecte le pic à

380 nm)

- spectre d'excitation réalisé à longueur d'onde d'émission fixe de 380 nm, en faisant varier la longueur d'onde d'excitation de 220 à 400 nm par exemple (on détecte 3 pics à 240, 270 et 335 nm)

- **Pyrène** → hydrocarbure aromatique polycyclique (HAP)
indicateur de contaminations pyrolytiques



$$\lambda_{Ex1}/\lambda_{Em} = 240/380 \text{ nm}$$

$$\lambda_{Ex2}/\lambda_{Em} = 270/380 \text{ nm}$$

$$\lambda_{Ex3}/\lambda_{Em} = 335/380 \text{ nm}$$

(Remerciements à Marc Tedetti -MIO IRD- pour les trois diapositives chlor., tryptophane, pyrène)

Note historique : En 2008, trois scientifiques (Roger Tsien, UCSD, Martin Chalfie, Columbia Univ., Osama Shimomura, Japan) ont obtenu le Prix Nobel de chimie pour leur recherche sur le gène de la protéine responsable de la fluorescence verte. Ce gène leur avait été donné par Douglas Prasher de WHOI (à l'époque).

Biblio

- Cetinić, I., Perry, M. J., Briggs, N. T., Kallin, E., D'Asaro, E. A., & Lee, C. M. (2012). Particulate organic carbon and inherent optical properties during 2008 North Atlantic Bloom Experiment. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C6).
- Cetinić, I., Perry, M. J., D'asaro, E., Briggs, N., Poulton, N., Sieracki, M. E., & Lee, C. M. (2015). A simple optical index shows spatial and temporal heterogeneity in phytoplankton community composition during the 2008 North Atlantic Bloom Experiment. *Biogeosciences*, 12(7), 2179-2194.
- Cleveland, J. S., & Perry, M. J. (1987). Quantum yield, relative specific absorption and fluorescence in nitrogen-limited *Chaetoceros gracilis*, *Mar. Biol.* 94:489.
- Nencioli, F., Chang, G., Twardowski, M., & Dickey, T. D. (2010). Optical characterization of an eddy-induced diatom bloom west of the island of Hawaii. *Biogeosciences*, 7(1), 151-162.

Cullen, J. J. (2015). Subsurface chlorophyll maximum layers: enduring enigma or mystery solved?. *Annual review of marine science*, 7, 207-239.

Stramski, D., Boss, E., Bogucki, D., & Voss, K. J. (2004). The role of seawater constituents in light backscattering in the ocean. *Progress in Oceanography*, 61(1), 27-56.

5) Lien avec la biogéochimie

b_{bp} est un proxy du carbone particulaire et la fluorescence de la Chlorophyll a, Fluo(chl), un proxy de la biomasse phytoplanctonique. Mais c'est plus compliqué que cela. Quelques résultats suivent.

5A Annexe 1 – Utilisation du rapport Fluo(chl)/ b_{bp} (ou de son inverse)

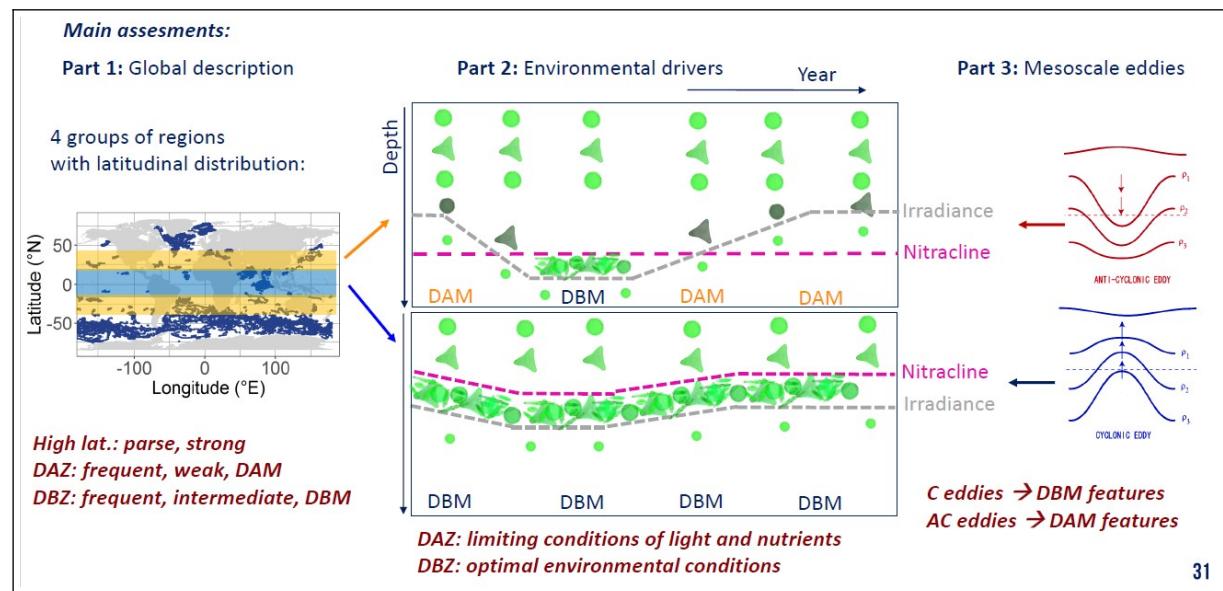
« Associé à la mesure de Fluo(chl), b_{bp} est un proxy du carbone particulaire. Bien que sa mesure soit influencée par l'indice de réfraction et la taille particulaire (Stramski *et al.*, 2004), le ratio Fluo(chl)/ b_{bp} permet d'identifier des processus de photo-adaptation (Nencioli, 2010 ; Barbieux, 2014 * voir 5c), d'éventuels stress nutritifs (Cleveland et Perry, 1987), ou de différencier des communautés phytoplanctoniques (Nencioli, 2010 ; Cetenik *et al.* 2012). L'utilisation de ces deux paramètres permet d'estimer les maximums profonds de chlorophylle *a* associés à des maximums de biomasse, nommés « Deep Biomass Maximum » (DBM) (Cullen, 2015). » (extrait adapté de Cornec, Stage M2 MIO, 2018).

M. Cornec s'est donc intéressé aux DBM et cela l'a amené à utiliser aussi d'autres éléments ; profondeur de pénétration de la lumière et nitracline pour en tirer les conclusions suivantes.

Résumé simpliste de la diapositive extraite de la soutenance de thèse de M. Cornec, 2020 (direction de H. Claustre et S. Speich)

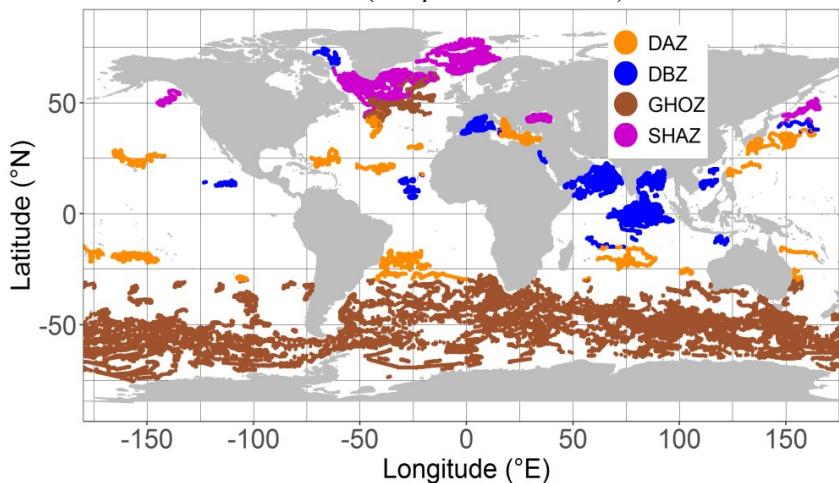
DAZ zone subtropicale en général DAM sauf qd il y a assez de lumière arrivant sous la nitracline, permettant un DBM (schéma milieu haut)

DBZ zone équatoriale en général DBM (schéma milieu bas)



DAM = Deep photoAcclimation Maximum
DBZ DBM = Deep Biomass Maximum

avec les zones DAZ (Deep photoAcclimation Zone) et DBZ (Deep Biomass Zone) montrées ci-dessous :



5b) Annexe 2 – Nous avons défini les IOPs comme des propriétés, c'est à dire des caractéristiques assez constantes pour considerer qu'elles définissent meur milie. En fait, au cours du temps, on s'est aperçu qu'elles varient... avec un cycle diurne. Elles continuent à garder le nom d'IOPs.

Extrait de la thèse Marie BARBIEUX (sous la direction de A. Bricaud et J. Uitz, 2019)

Le cycle diurne des propriétés optiques inhérentes

Le cycle jour-nuit est le forçage principal de l'activité biologique dans les systèmes oligotrophes (e.g. Oubelkheir & Sciandra 2008). Les effets du cycle diurne de la lumière ont été observés sur l'abondance des microorganismes (Jacquet et al. 1998; Vaulot & Marie 1999; Brunet et al. 2007), la fluorescence de la chlorophylle (Stramska & Dickey 1992; Dandonneau & Neveux 1997), ou encore les propriétés optiques comme le coefficient d'atténuation (e.g. Siegel et al. 1989) et le coefficient de rétrodiffusion des particules (e.g. Kheireddine et Antoine, 2014, Barnes et Antoine, 2014).

En raison de leur dépendance à la lumière pour effectuer la photosynthèse, les microalgues marines se sont adaptées au rythme diurne. Différentes études ont ainsi mis en évidence une périodicité diurne du temps de génération et de la division des cellules phytoplanctoniques (Chisholm & Costello 1980; Chisholm & Brand 1981; Vaulot et al. 1995), du contenu intracellulaire en Chla (Owens et al. 1980; Ohi et al. 2005; Ragni & D'Alcalà 2007), ou encore de l'assimilation des nutriments (Vincent 1992; Clark et al. 2002).

Le cycle diurne de b_{bp} et c_p se caractérise par une augmentation pendant la journée et une diminution durant la nuit (Gernez et al. 2011; Kheireddine & Antoine 2014; Barnes & Antoine 2014) (Figure 5.1). Pour être plus exact, b_{bp} commence à décroître dès le début de la période de division cellulaire. Cette augmentation diurne est attribuée au premier ordre à l'augmentation du nombre et de la taille des cellules et au second ordre à la modification de leur forme et indice de réfraction (Stramski & Reynolds 1993; Durand & Olson 1996; Claustre et al. 2002; Durand et al. 2002) tandis que la diminution nocturne s'explique par la diminution de la taille et de l'indice de réfraction des cellules, par respiration et division cellulaire (Gernez 2009). Cependant, les coefficients de rétrodiffusion et d'atténuation particulaire ne sont pas uniquement influencés par le phytoplancton mais par l'ensemble des particules présentes dans le milieu. Les variations diurnes de ces coefficients ne sont donc pas le seul fait du cycle diurne du phytoplancton. Les petits brouteurs, les bactéries hétérotrophes et photo-hétérotrophes contribuent également aux variations diurnes des propriétés optiques (Claustre et al. 2008; Oubelkheir & Sciandra 2008). Par ailleurs, les processus d'agrégation et la sédimentation des particules participent également à ces variations diurnes. Pendant la nuit la diminution de c_p ou b_{bp} reflète indirectement le broutage du zooplancton (Cullen et al. 1992) et/ou la dilution du stock de particules liée à l'augmentation nocturne de la profondeur de la couche de mélange (Gardner et al. 1995).

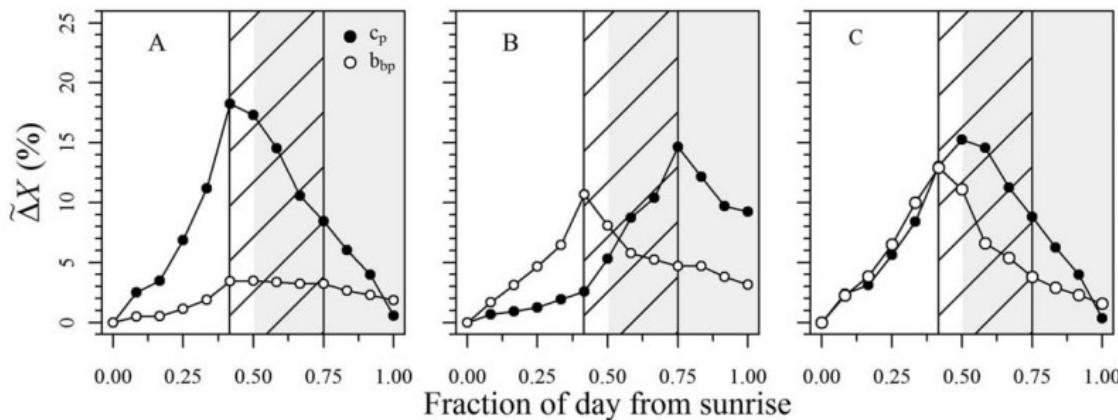


Figure 11. Average Δc_p (black dots) and Δb_{bp} (open circles) for a variation of either (a) size only or (b) refractive index only or (c) both. The hashed area is the cell division period and the shaded area is nighttime.

Figure : Variations journalières de c_p (en noir) et b_{bp} (en blanc) pour une variation A) de la taille, B) de l'indice de réfraction, C) des deux. La partie hachurée des diagrammes représente la période de division cellulaire tandis que la partie grisée représente la période nocturne d'un jour normalisé de 0 à 1. Source : Kheireddine & Antoine, 2014.

5c) Annexe 3 – Extrait de la thèse Marie BARBIEUX (sous la direction de A. Bricaud et J. Uitz, soutenue en 2019)

La mesure de la fluorescence de la chlorophylle a et des propriétés bio-optiques de l'océan

L'étude de la distribution et des sources de variabilité de la biomasse phytoplanctonique représente un véritable défi en océanographie car cette biomasse phytoplanctonique est particulièrement difficile à mesurer. Des mesures indirectes sont le plus souvent utilisées. Le comptage cellulaire et la conversion du biovolume en biomasse carbonée à l'aide de relations empiriques (Strathmann 1967) peuvent être par exemple utilisés, mais c'est l'analyse chromatographique (HPLC pour « High Performance Liquid Chromatography ») des pigments qui représente certainement l'approche la plus fréquemment employée pour caractériser les communautés phytoplanctoniques. A ce jour, cette méthode est la plus précise et considérée comme la méthode de référence pour quantifier la concentration en chlorophylle a (Jeffrey & Mantoura, 1997; Roy et al., 2011), l'indicateur de biomasse phytoplanctonique le plus communément utilisé. Récemment, Graff et al. (2012 & 2015), couplant mesures de cytométrie en flux et quantification du contenu cellulaire en carbone, ont proposé une méthode permettant de mesurer la biomasse phytoplanctonique de manière directe. Cette méthode reste cependant fastidieuse et un effort d'échantillonnage colossal est nécessaire si l'on souhaite appréhender la variabilité de cette biomasse phytoplanctonique à de larges échelles spatio-temporelles. En effet cette méthode, tout comme celles exposées précédemment, se base sur des mesures discrètes.

Afin de pallier les limitations inhérentes aux mesures discrètes, la mesure de propriétés optiques liées au phytoplancton permettant un échantillonnage en continu a donc été envisagée. La fluorescence de la chlorophylle a (Lorenzen 1966) est ainsi à ce jour la plus fréquemment employée pour estimer la concentration en chlorophylle a et donc biomasse phytoplanctonique. La fluorescence de la chlorophylle a est un estimateur de la concentration en chlorophylle a (Chla), représentant elle-même un proxy de la biomasse phytoplanctonique. Il n'est cependant pas aisément de relier de manière directe la fluorescence de la chlorophylle a à la biomasse phytoplanctonique.

Différentes hypothèses sous-jacentes à la chaîne de proxies « fluorescence – Chla – biomasse

phytoplanctonique» doivent être prises en compte afin d'interpréter correctement la quantité biogéochimique estimée à partir du signal optique mesuré. En effet, la relation entre la fluorescence de la chlorophylle *a* et la Chla, tout comme le lien entre la Chla et le contenu en carbone est soumis à une forte variabilité. Tout d'abord, le rapport fluorescence/Chla varie en fonction de la composition des communautés phytoplanctoniques, de leur acclimatation à la lumière, des conditions nutritives, de la phase de croissance des cellules phytoplanctoniques ou encore du **quenching nonphotochimique*** (Cullen 1982; Geider et al. 1998; Proctor & Roesler 2010; Macintyre et al. 2011). De la même manière, le rapport carbone/Chla fluctue non seulement d'une espèce à l'autre, mais également au sein d'une même espèce en fonction des conditions environnementales (Banse 1977; Geider 1987; Cloern et al. 1995) et des phases de croissance (Riemann et al. 1989; Geider et al. 1997).

Note explicative * L'extinction non-photochimique (non-photochemical quenching ou NPQ en anglais) est l'un des mécanismes utilisés par les plantes et notamment par les algues pour se protéger des effets d'une intensité lumineuse trop élevée1. Il implique l'extinction des chlorophylles à l'état excité singulet (Chl) via une conversion interne améliorée vers l'état fondamental (décroissance non radiative), dissipant ainsi sans danger l'excès d'énergie d'excitation sous forme de chaleur par le biais de vibrations moléculaires.

L'extinction non-photochimique existe chez presque tous les eucaryotes photosynthétiques (algues et plantes). Il les aide à réguler et à protéger la photosynthèse dans des environnements où l'absorption d'énergie lumineuse dépasse la capacité d'utilisation de la lumière par la photosynthèse

Afin d'affiner l'interprétation de la fluorescence de la chlorophylle *a* en terme de biomasse phytoplanctonique, il est possible d'utiliser les mesures complémentaires des propriétés optiques inhérentes (IOPs) telles que le coefficient de rétrodiffusion (b_{bp}) ou d'atténuation (c_p) particulière qui permettent d'obtenir des informations supplémentaires sur l'assemblage particulaire. Ces propriétés optiques nous renseignent en premier lieu sur l'abondance mais également sur la nature des particules en suspension (e.g. micro-organismes, particules non-vivantes) dans le milieu (Morel & Bricaud 1986; Babin et al. 2003; Huot et al. 2007; Whitmire et al. 2010). Par ailleurs, les estimations de b_{bp} et de c_p sont moins sensibles que la mesure de la fluorescence de la chlorophylle *a* à l'état physiologique des cellules phytoplanctoniques en réponse aux conditions lumineuses ou nutritives. En revanche, ces indices optiques concernent l'ensemble des particules présentes dans le milieu et ne permettent pas d'isoler spécifiquement le phytoplancton du reste de l'assemblage particulaire (e.g. zooplancton, détritus, bactéries, particules minérales). Les coefficients de rétrodiffusion et d'atténuation sont ainsi considérés comme des proxies du POC (Stramski et al. 1999; Bishop et al. 1999; Gardner et al. 2006; Cetinić et al. 2012). Finalement, aucune de ces différentes mesures, fluorescence de la chlorophylle ou IOPs, ne permet d'évaluer strictement la biomasse phytoplanctonique. Cependant, leur analyse conjointe constitue une perspective particulièrement intéressante dans le but d'améliorer notre compréhension et nos estimations de cette variable clef du cycle du carbone océanique (Behrenfeld & Boss 2003; Behrenfeld & Boss 2006; Westberry et al. 2010; Graff et al. 2015).

Outre la biomasse phytoplanctonique, ces mesures rendent également possible l'estimation de la production primaire (à partir de la Chla) et de la production communautaire (mesures des IOPs)⁴. En effet, ces mesures peuvent être utilisées comme variables d'entrées des modèles bio-optiques dits « de production primaire ». Ces modèles qui, quelle que soit leur formulation, nécessitent également comme variable d'entrée l'éclairage disponible pour la photosynthèse, peuvent être couplés aux observations satellitaires de la couleur de l'océan et permettent ainsi d'obtenir des estimations globales de la PP (Longhurst et al. 1995; Antoine et al. 1996; Behrenfeld & Falkowski 1997; Uitz et al. 2010). Cependant, les paramètres photophysioliques de ces modèles restent mal

contraints en raison du manque de données *in situ* pertinentes (Babin et al. 1994; Sakshaug et al. 1997; Uitz et al. 2008). La faible quantité de mesures *in situ* de production dans l'océan mondial entrave également la validation des estimations globales de PP (e.g. Marra 2015; Siegel et al. 2016). Dans ce contexte, l'utilisation des cycles diurnes des IOPs pourrait constituer une alternative intéressante pour estimer la production (Siegel et al. 1989; Claustre et al. 2008; Gernez et al. 2011). Les coefficients de rétrodiffusion et d'atténuation particulières présentent un cycle diurne marqué, caractérisé par une augmentation pendant la journée et une diminution durant la nuit (e.g. Gernez et al. 2011; Kheireddine & Antoine 2014; Barnes & Antoine 2014). L'augmentation diurne est la conséquence du processus de production primaire compensé par les pertes (e.g. respiration, broutage) tandis que la diminution nocturne est attribuée aux pertes métaboliques qui dominent en l'absence de production autotrophe. A partir de ces variations diurnes des propriétés optiques, il est ainsi possible de quantifier la production de carbone organique (e.g. Siegel et al. 1989).

La concentration en chlorophylle a et les IOPs constituent donc des variables adéquates pour répondre à la problématique de la dynamique spatio-temporelle de la biomasse phytoplanctonique et de la quantification de la production de la communauté phytoplanctonique. Elles possèdent l'avantage d'être mesurables *in situ*, de façon continue grâce à des capteurs miniatures pouvant être embarqués sur une large gamme de plateformes océanographiques (navire océanographique *via* un montage de type FerryBox ou « continu de surface », mouillage fixe, planeur sous-marin ou glider, flotteur profileur).

Quelques résultats majeurs de sa thèse :

Analyse de la variabilité et réévaluation de la relation b_{bp} -Chla

Cette étude a permis de mettre en avant la variabilité régionale, verticale et temporelle de la relation b_{bp} -Chla à l'échelle globale. Une covariation entre b_{bp} et Chla était bien connue et observée depuis longtemps (Smith & Baker 1978; Reynolds et al. 2001; Stramska et al. 2003; Huot et al. 2008; Antoine et al. 2011; Xing et al. 2014), mais la variabilité spatio-temporelle de cette relation restait mal appréhendée. Dans cette étude, nous avons réévalué la relation globale entre b_{bp} et la Chla. Dans un premier temps, les tendances générales ont été mises en évidence. La variabilité au second ordre a ensuite été examinée et a permis d'identifier les déviations régionales de la relation b_{bp} vs. Chla. Notre étude révèle ainsi une variabilité importante de la relation entre b_{bp} et Chla en fonction de la saison, de la couche de la colonne d'eau et de la région considérées. Permettant de comprendre le couplage entre le stock de carbone organique particulaire et la concentration en chlorophylle a, cette étude permet également de mieux caractériser la dynamique de la biomasse phytoplanctonique dans différents régimes de l'océan mondial. Nos résultats révèlent une covariation permanente de b_{bp} et Chla dans la couche de surface dans les gyres subpolaires et un découplage de ces deux variables dans les régions oligotrophes de l'océan global.

A large échelle spatio temporelle et au premier ordre de variabilité, nous suggérons l'utilisation du rapport b_{bp} :Chla comme un indice de la concentration et de la nature (composition et taille) de l'assemblage particulaire dans les SPG (Gyres Subpolaires) et le bassin ouest de la Méditerranée, c'est-à-dire dans des régimes dits « de biomasse ». Au contraire, le rapport b_{bp} :Chla peut être considéré comme un indice photophysiological dans les STG (Gyres Subtropicaux) et le Bassin est de la Méditerranée, c'est-à-dire dans des régimes dits « de photoacclimatation ».

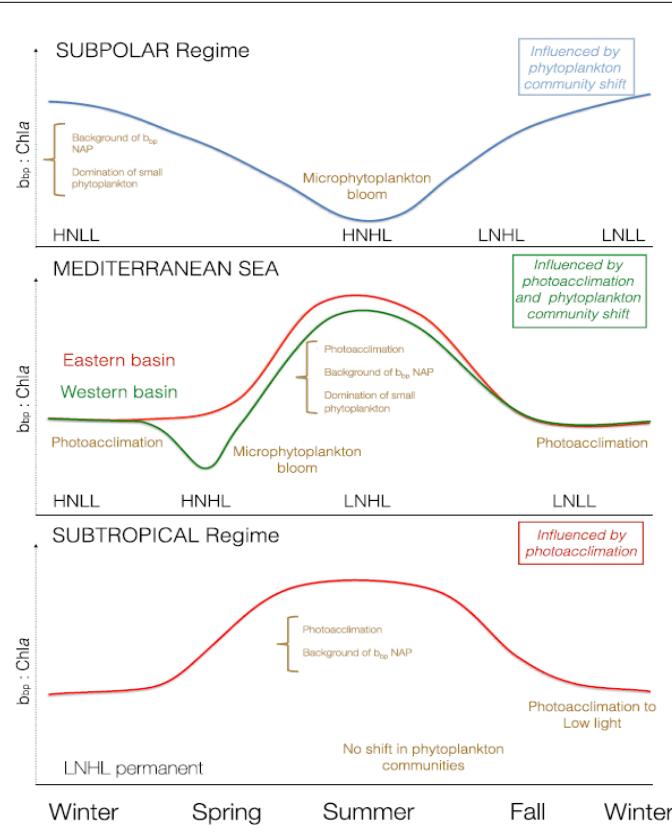


Figure Conceptual scheme of the seasonal cycle of the b_{bp} :Chla ratio in the surface layer of the ocean with potential factors explaining its variability. HNLL, High Nutrient Low Light; HNHL, High Nutrient High Light; LNHL, Low Nutrient High Light; LNLL, Low Nutrient Low Light.

Barbier, M., et al. (2018). Assessing the variability in the relationship between the particulate backscattering coefficient and the chlorophyll a concentration from a global Biogeochemical-Argo database. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123. <https://doi.org/10.1002/2017JC013030>

Le rapport b_{bp} /Chl est :

- un indice de concentration (en haut Subpolaire et basin Med ouest) et baisse quand il y a bloom de « gros » phytoplancton (ex microphytoplancton) et
- un indice photophysiological (en bas Subtropical et basin Med est) et baisse quand il y a photo-acclimation à un faible niveau de lumière.

Cette étude dévoile ainsi le fort potentiel de la base de données mondiale de flotteurs BGC-Argo pour réévaluer des relations bio-optiques empiriques et fournir des données *in situ* qualifiées à la communauté scientifique. Nous nous attendons à ce que notre analyse soit particulièrement utile à la communauté scientifique de couleur de l'océan, puisqu'elle peut permettre d'améliorer la paramétrisation des modèles bio-optiques semi-analytiques et la validation des estimations de Chla ou de b_{bp} issues des mesures satellitaires.

Etude de la dynamique saisonnière et régionale des maxima profonds de Chla

Cette étude est, à notre connaissance, la première à examiner la variabilité spatio-temporelle du SCM en Mer Méditerranée à partir de données de flotteurs profileurs BGC-Argo équipés à la fois de capteurs de lumière (PAR) et de nitrates ($[NO_3^-]$). Même si la présence des SCMs (Subsurface Chlorophyll Maximum) dans les régions oligotrophes de l'océan était connue depuis des décennies (Cullen & Eppley 1981; Raimbault et al. 1993; Letelier et al. 2004; Mignot et al. 2014), leur dynamique spatio-temporelle demeurait encore très peu documentée.

Le but de cette étude était donc d'améliorer notre compréhension de l'occurrence, des mécanismes sous-jacents et des caractéristiques biogéochimiques des SCMs (Subsurface Chlorophyll

Maximum) en Mer Méditerranée. Dans ce chapitre, nous avons identifié deux types principaux de SCM, à savoir :

(1) les SCMs bénéficiant à la fois des ressources lumineuses et nutritives et résultant d'une réelle augmentation de la biomasse carbonée en profondeur (SBMs pour maxima profonds de biomasse ; = DBM pour M. Cornec); et

(2) les SCMs résultant d'une augmentation de la concentration intracellulaire en chlorophylle a suite à la photoacclimatation (=DAM pour M. Cornec) des cellules phytoplanctoniques à des niveaux de lumière faibles.

Nos résultats suggèrent que dans le bassin ouest méditerranéen, les SBMs sont récurrents, tandis que dans le bassin est, les SCMs résultent principalement du processus de photoacclimatation. Ainsi, bien que les cycles saisonniers de Chla observés en surface par les satellites de couleur de l'océan puissent sembler similaires dans certaines régions de la Méditerranée, nos résultats suggèrent en réalité des situations très différentes en subsurface d'une région à l'autre. Contrastant avec l'idée que les SCMs dans les régions oligotrophes résultent généralement de la photoacclimation des cellules phytoplanctoniques, cette étude indique également que les SBMs sont fréquemment observés en Mer Méditerranée. Par conséquent, nous suggérons que la contribution des maxima profonds de Chla à la production primaire pourrait être importante alors qu'elle est ignorée par les estimations satellitaires actuelles.