Télédétection, 2004, vol. 4, n° 2, p. 157–174

© 2004 CONTEMPORARY PUBLISHING INTERNATIONAL
Publié sous l'enseigne *Éditions scientifiques GB*

TÉLÉDÉTECTION OPTIQUE APPLIQUÉE À L'ÉTUDE DES EAUX CÔTIÈRES

JEAN-MARIE FROIDEFOND [a] et DAVID DOXARAN [b]

[a] *Département de géologie et océanographie, UMR 5805, CNRS/DGO, Université de Bordeaux-1, avenue des Facultés, 33405 Talence cedex, France.*
Téléphone : (33) 05 40 00 88 76

[b] *Geomatics Research Group, University of Plymouth, Plymouth PL48AA, United Kingdom.*

Courriel [(a,b)] : jm.froidefond@epoc.u-bordeaux1.fr ; david.doxaran@plymouth.ac.uk

(soumis : 4 juillet 2003 ; révisé : 14 juillet 2003 ; accepté : 22 décembre 2003)

Pour surveiller, gérer et réhabiliter les zones côtières, la télédétection joue un rôle essentiel car elle fournit des données spatiales à fréquence élevée. Mais les eaux côtières ont des couleurs très nuancées du fait de leur composition complexe. Dans cet article, les effets des différentes substances sur la couleur de l'eau seront examinés, de façon abrégée et sur le plan expérimental, afin de pouvoir quantifier les composés particulaires et dissous. L'accent est mis sur la quantification des particules minérales (terrigènes), mais sans négliger l'effet des autres substances, tel que le phytoplancton et les matières organiques dissoutes. Par exemple, les particules minérales rétrodiffusent fortement la lumière, mais le phytoplancton et les matières organiques absorbent certaines parties du spectre, en particulier les faibles longueurs d'onde, et la réflectance : ainsi, le taux de lumière émergeant de la surface s'en trouvera diminué. Les différents paramètres qui influent sur la réflectance sont aussi analysés. Enfin, les algorithmes mis au point pour quantifier les particules à partir d'images satellitaires sont brièvement décrits.

Mots-clefs : télédétection, couleur de l'eau, particules en suspension, eaux côtières, satellites.

REMOTE SENSING APPLIED TO THE STUDY OF COASTAL WATERS

Satellite ocean colour remote sensing is essential for monitoring, managing and rehabilitating coastal areas, as it provides spatial information with a high frequency. However, coastal waters have changing colours because of their complex composition (content in various suspended and dissolved substances). A brief synthesis is presented concerning the influence of these different substances on the colour of coastal waters. The global objective is to develop simple algorithms to quantify the suspended and dissolved substances from remote sensing measurements. Basic principles concerning ocean colour field measurements are described in the first chapter. Then, the optical properties (spectral variations of the absorption and scattering coefficients) of water, suspended particles, and their effects on the colour of water are examined. In chapter 2, the emphasis is on the quantification of mineral particles, respecting the contribution of the other substances, such as phytoplankton and dissolved organic matter. Then in the chapter 3, the reflectance of coastal waters is analysed from in situ measurements carried out in different environments : the Loire River mouth, the Gironde estuary and the Bay of Biscay shelf area. Algorithms to quantify particles from satellite images are described at the end of the chapter 3. In conclusion, the authors propose different perspectives to improve the supervision of coastal waters.

Keywords : remote sensing, water colour, suspended particles, coastal waters, satellite.

1. INTRODUCTION

Une partie importante des ressources économiques (tourisme, pêche, activités portuaires), provient des zones côtières. De plus, la majorité de la population mondiale est située près des côtes, notamment les grandes métropoles. En même temps, l'humanité a pris conscience de la fragilité de cet environnement, d'autant plus que les ressources biologiques sont souvent menacées.

Par ailleurs, les eaux douces ou saumâtres apportées par les fleuves sont riches en éléments nutritifs et favorisent la productivité primaire bactérienne et algale (phytoplancton), qui a un effet sur la productivité du zooplancton et les nourriceries des espèces commerciales (coquillages, poissons). La plupart des eaux côtières constitue ainsi une ressource importante pour la pêche artisanale.

Pour quantifier et cartographier les particules en suspension et les substances dissoutes dans ces eaux côtières (phytoplancton, particules terrigènes, matières organiques dissoutes), la télédétection est un moyen bien approprié en raison de sa couverture spatiale et de sa répétitivité. Les

panaches turbides sont nettement visibles sur les images satellitaires. Leur forme et leur orientation sont des marqueurs vis-à-vis des courants côtiers dans la mesure où les particules minérales en suspension ont une vitesse de chute faible et qu'elles quittent lentement la couche de surface. Les blooms phytoplanctoniques peuvent aussi apparaître s'ils ne sont pas masqués par la turbidité des eaux.

Cet intérêt s'est traduit par de nombreuses études de télédétection réalisées sur ce thème dans différentes régions. Citons par exemple des analyses menées sur des débouchés deltaïques, tel que le Rhône avec des données hebdomadaires AVHRR de NOAA (Estournel *et al.*, 1997) et ponctuelles HRV de SPOT (Ouillon *et al.*, 1997) ainsi que le panache du Mississipi avec des données AVHRR (Walker, 1996). On peut également citer les études concernant les panaches estuariens, tels que ceux de la Seine (Dilligeard 1997), du Delaware (Stumpf and Pennock 1989), de la Gironde avec des photographies infrarouges (Castaing *et al.*, 1979) et des données HRV de SPOT, AVHRR et SeaWiFS (Froidefond *et al.*, 1991, 1996, 1999), du fleuve Jaune (Aranuvachapun and Walling, 1988), du rio de Plata (Gagliardini *et al.*, 1984), du Columbia (Fieldlers and Laurs, 1990), de l'Orénoque (Farmer *et al.*, 1993 ; Hochman *et al.*, 1994) et de l'Amazone (Mertes *et al.*, 1993).

Cette télédétection est basée sur l'optique marine. En ce qui concerne les eaux du large (cas 1), les connaissances sont avancées (Ivanoff, 1975 ; Gordon *et al.*, 1975 ; Jerlov, 1976 ; Morel and Prieur, 1977 ; Morel and Gentili, 1993). Pour les eaux côtières (cas 2), des recherches récentes confirment la possibilité de quantifier les sédiments en suspension (Withlock *et al.*, 1981 ; Curran and Novo, 1988 ; Novo *et al.*, 1989, 1991 ; Ritchie *et al.*, 1990 ; Tassan et Ferrari, 1995 ; Doxaran *et al.*, 2002) et les concentrations en phytoplancton à la surface des eaux à partir des données satellitaires SeaWiFS (Gohin *et al.*, 2002), MODIS et MERIS (IOCCG, 2000).

Afin de présenter l'état des connaissances sur ce sujet, nous verrons successivement : les mesures optiques pour la télédétection côtière, les propriétés optiques de l'eau et des particules en suspension ainsi que la réflectance des eaux côtières et les algorithmes de quantification. Les grandeurs physiques utilisées dans cet article sont présentées en annexe.

2. MESURES OPTIQUES POUR LA TÉLÉDÉCTION CÔTIÈRE

La connaissance des interactions entre la lumière et l'eau est à la base de l'interprétation des images satellitaires enregistrées dans les domaines visibles et proche infrarouge. Pour ce chapitre, nous nous sommes en grande partie inspirés des publications de Ivanoff (1975), Jerlov (1976), Morel et Prieur (1977) et Bonn et Rochon (1992).

2.1. Cheminement d'un rayon lumineux

Quoi de plus changeant que la couleur de la mer ? Toutes les nuances se succèdent dans le temps et dans l'espace de façon déconcertante. Sur le pont du navire qui trace sa route, la mer est argentée du côté du Soleil, elle est bleu verte du côté opposé et, à l'arrière, elle est couverte de petites vagues d'écumes. C'est en regardant à proximité de la verticale qu'il est possible de distinguer la vraie couleur de l'eau, et encore à condition que le Soleil soit assez haut dans le ciel. Mais, en dirigeant notre regard vers le large, nous voyons essentiellement la couleur du ciel et les reflets du Soleil.

Quelles lois physiques peut-on évoquer pour expliquer ces variations ? Quand un rayon lumineux arrive sur l'eau (figure 1), une partie est réfléchie (r1) et une autre partie transmise est réfractée (r2), suivant la loi de Descartes :

$$\sin(i) = n \cdot \sin(r) \qquad (1)$$

où l'indice i désignant l'angle d'incidence par rapport à la verticale, r étant l'angle de réfraction par rapport à la verticale et n étant l'indice de réfraction de l'eau qui est d'environ 1,341. Cet indice n varie peu avec la salinité. La partie de la lumière qui pénètre dans l'eau (r2) subit deux effets : une partie est absorbée (r2a) et une partie est diffusée (r2b) en fonction de la longueur d'onde ainsi que des constituants moléculaires et particulaires. Une partie de cette lumière est diffusée vers le fond (r2bf) et une autre partie, plus faible, est rétrodiffusée (r2bb) et remonte vers la surface (r2b = r2bf + r2bb). Si elle arrive avec un angle proche de la verticale, cette lumière émerge (r3) et pourra atteindre le capteur aéroporté ou spatial, après modification par l'atmosphère. Par contre, si le ciel est couvert, cette lumière sera invisible par le capteur spatial. Le capteur verra donc une fraction de la lumière rétrodiffusée en fonction des processus d'absorption et de diffusion dues aux constituants particulaires et dissous présents dans l'eau. Ces processus d'absorption et de diffusion correspondent aux propriétés optiques inhérentes (IOP) du milieu, alors que les effets optiques dus aux positions du Soleil et du capteur par rapport à la surface de l'eau correspondent aux propriétés optiques apparentes (AOP).

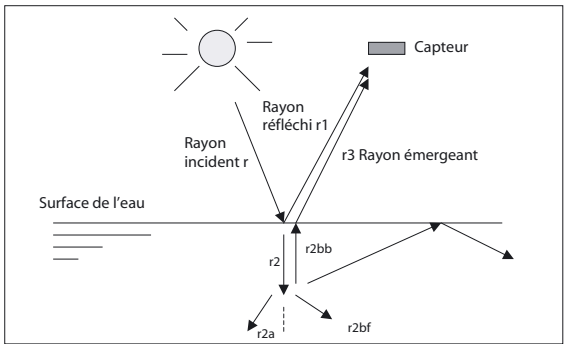
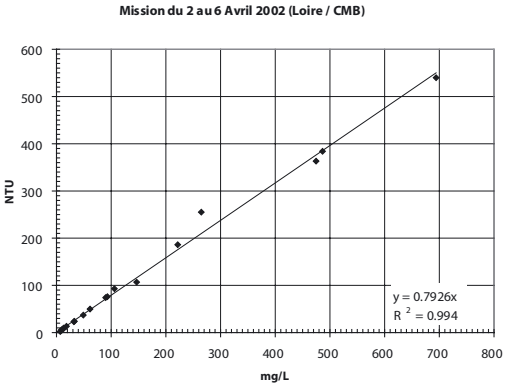


FIGURE 1 Trajets schématiques des rayons lumineux à l'interface atmosphère/eau. *Schematic trajectories of light rays at the air/water interface.*

2.2. Mesure de turbidité et correspondance entre des mesures optiques et les concentrations en particules minérales : exemple de l'estuaire de la Loire (France)

L'exemple de l'estuaire de la Loire permet de visualiser la relation qui peut exister entre les concentrations en particules minérales (poids massique par volume d'eau filtrée) et l'atténuation ou diffusion de la lumière. Ainsi, pour mesurer la turbidité de l'eau, les hydrologues et les océanographes utilisent des capteurs optiques. Par exemple, au cours d'une campagne de mesures sur la partie aval de l'estuaire de la Loire, en mars 2002, nous avons prélevé 19 échantillons d'eau de surface dont nous avons mesuré la concentration en particules ou en matières en suspension (MES) et la turbidité (NTU). Dans le cas de l'appareil utilisé (turbidimètre *Hach*), cette turbidité est égale à l'intensité de la lumière diffusée à 90° divisée par la somme des intensités des lumières rétrodiffusées et transmises (document *Hach*, modèle 18 900). Les points obtenus sur le graphique de la figure 2 montrent clairement une correspondance étroite entre les mesures optiques et les concentrations en milligrammes par litre. Des résultats similaires ont été obtenus sur l'estuaire de la Gironde et sur les eaux du bassin d'Arcachon (Doxaran *et al.*, 2002). Le turbidimètre donnera un signal d'autant plus élevé que la densité en particules sera grande. S'il existe une relation évidente pour des eaux estuariennes (figure 2), ce n'est pas le cas pour les eaux côtières qui contiennent des particules de densités différentes : par exemple 1,15 pour le phytoplancton et 2,6 pour une particule de quartz. En outre, les mesures de concentration en milligrammes par litre sont d'autant plus délicates à réaliser que les eaux sont claires ; en effet, il est nécessaire de filtrer de grands volumes d'eau et de rincer très soigneusement les filtres au formiate d'ammonium pour éviter un dépôt de sel et un éclatement des organismes.



Tiré de Froidefond et al. (2003)

FIGURE 2 Relation linéaire entre des mesures optiques (turbidité NTU) et des concentrations en MES (mg/L) dans la Loire. *Linear relationship between optical measurements (turbidity in NTU units) and the concentration of suspended particulate matter (mg/L) in the Loire River.*

2.3. Mesure de la réflectance

Le capteur spatial mesure des intensités de lumière appelées « luminances ». Ces valeurs sont calibrées à partir de mesures *in situ* appelées « réflectances » (voir annexe). Celles-ci peuvent être réalisées avec un spectroradiomètre placé au-dessus ou en dessous de la surface de l'eau, suivant un protocole donné (e.g. Fargion and Mueller, 2000).

2.3.1. Exemple de mesure de réflectance au-dessus de l'eau

En zone côtière, il est pratique d'utiliser un spectropradiometre portable pour faire des mesures au-dessus de l'eau afin d'obtenir une calibration de mesures satellitaires. Mais, dans d'autres cas, des mesures devront être réalisées sous la surface de l'eau, en particulier lorsque celle-ci est agitée par le vent. Dans les exemples qui suivent, les mesures ont été effectuées avec un spectroradiomètre portable, un Spectron SE-590 constitué de 256 photodiodes (256 bandes) recevant la lumière dispersée par un réseau monochromateur. Les photodiodes donnent un spectre entre 380 nm et 1 100 nm, avec une résolution spectrale d'environ 2,7 nm. Le champ de vue est de 6° et le temps d'intégration (temps d'exposition) est variable en fonction de la luminosité (entre 1/64^{e} de seconde et une seconde). Les luminances sont enregistrées sous forme de valeurs numériques qui peuvent être transformées par l'intermédiaire de valeurs de calibration pour chacun des 256 canaux afin de fournir des luminances en $\mu W.cm^{-2}.sr^{-1}.nm^{-1}$.

Pour obtenir une valeur de réflectance, une mesure de luminance supplémentaire (figure 3) est

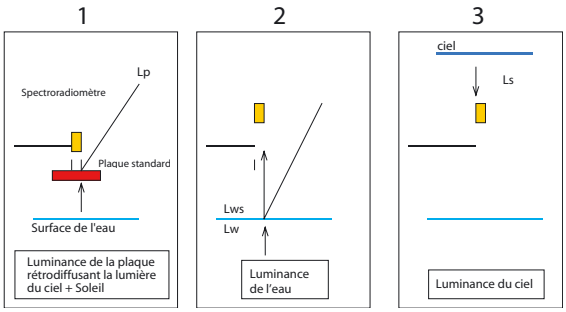
effectuée en pointant l'appareil au-dessus d'une plaque standard en spectralon qui rétrodiffuse 99 % de la lumière incidente (Rp). La seconde propriété de ce type de plaque est d'être presque lambertienne, c'est-à-dire qu'elle rétrodiffuse un rayonnement incident de façon à peu près équivalente dans toutes les directions. Ainsi, en multipliant par π la luminance mesurée sur une telle plaque, on obtient une valeur approchée de l'éclairement descendant. Les deux mesures, celle de la luminance au-dessus de l'objet (Lw) et celle de la luminance de la plaque rétrodiffusante (Lp), doivent être effectuées à un très faible intervalle de temps pour éviter un changement d'éclairement. Enfin, une mesure est effectuée avec le capteur pointé vers le ciel (Ls) pour tenir compte du reflet du ciel sur la surface de l'eau (figure 3).

La réflectance totale télédétectée (Trs) avec cet appareil est alors :

$$\mathrm{Trs} = \left(\frac{1}{\mathrm{Rp}}\right) \cdot \left[\frac{\frac{\mathrm{Lws}}{\mathrm{t1}}}{\left(\frac{\mathrm{Lp}}{\mathrm{t2}}\right)*\pi}\right] \qquad (2)$$

où Lws est la luminance de l'objet, Lp la luminance de la plaque et t1 et t2 le temps d'intégration (ouverture du diaphragme).

Il faut noter ici que la longueur d'onde (λ) a été omise, mais il est sous-entendu. Le dénominateur peut être remplacé par la valeur de l'éclairement incident (Ed) si l'instrument dispose de ce type de capteur.



Tiré de Froidefond et al. (2002b)

FIGURE 3 Mesures de luminance pour obtenir la réflectance télédétectée avec un seul capteur. *Radiance measurements to obtain the remote sensing reflectance signal (Rrs) with a single sensor.*

Puisque le signal provenant de la surface de l'eau (Lws) inclut la lumière du ciel réfléchie par l'eau, cette composante est réduite en utilisant l'équation suivante (Austin, 1974), si les temps d'ouverture/obturation sont les mêmes :

$$\mathrm{Lw} = \mathrm{Lws} - \rho(\mathrm{Ls}) \qquad (3)$$

$$\mathrm{Rrs} = \frac{\mathrm{Lw}}{\left[\frac{\mathrm{Lp}*\pi}{\mathrm{Rp}}\right]} \text{ ou : } \mathrm{Rrs} = \frac{\mathrm{Lw}}{\mathrm{Ed}} \qquad (4)$$

où Ls est la luminance du ciel, Lw la luminance émergeant de l'eau et Rrs la réflectance télédétectée définie par Mobley (1999). Après avoir mesuré la luminance de l'eau et de la plaque, il est donc nécessaire de pointer le capteur vers le zénith pour mesurer la luminance du ciel. Le facteur ρ correspond au pourcentage de la luminance du ciel directement réfléchi par la surface. Lorsque la surface de l'eau est plate, sous un ciel bleu et le Soleil au zénith, cette valeur est d'environ 2 %. Les variations de ce facteur ρ en fonction de la couverture nuageuse ont été étudiées par Mobley (1994) avec le code de transfert radiatif *Hydrolight*. Elles sont généralement comprises entre 0,02 et 0,07.

2.3.2. Exemple de mesure de la réflectance sous la surface de l'eau

La réflectance télédétectée (Rrs) peut également être déterminée à partir de mesures realisées sous la surface de l'eau. Par exemple, le spectroradiomètre présentera deux capteurs immergés, l'un orienté vers le zénith mesurant l'éclairement descendant (capteur cosine) et l'autre orienté vers le nadir mesurant la luminance dans un angle d'ouverture faible. Pour éviter une correction supplémentaire, les fenêtres d'ouverture peuvent être placées au même niveau (figure 4), comme cela a été réalisée avec un système TRIOS (*www.trios.de*) dont le capteur de luminance est couplé à un profondimètre et à un inclinomètre.

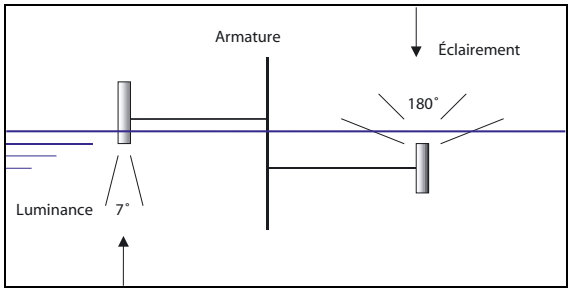


FIGURE 4 Mesure sous l'eau avec les deux capteurs au même niveau. *Underwater Rrs measurement with two sensors at the same depth.*

Dans le cas de mesures réalisées sous l'eau, le signal n'est pas déformé par les reflets de surface, ce qui permet d'obtenir, en théorie, des mesures de très bonne qualité. En pratique l'ombre de la coque du navire et les phénomènes de réfraction induits par les vagues peuvent perturber le signal. En outre, il est nécessaire de tenir compte des indices

de réfraction des différents milieux traversés par les rayons lumineux.

Dans les codes informatiques modélisant la réflectance sous la surface de l'eau, une correction doit être prise en compte car le flux de lumière décroît au-dessus de l'interface d'un facteur $1/n^2$, n étant l'indice de réfraction de l'eau de mer, égal à 1,341. Si Lw est la luminance mesurée par l'appareil et Lu la luminance sans l'effet de l'interface eau-air :

$$Lw = 0{,}544\ Lu(0\text{-}) \tag{5}$$

où 0,544 est un coefficient moyen résumant les effets de la réflexion/réfraction à l'interface eau/air (Austin, 1974 ; Morel, 1980 ; Gordon *et al*, 1988 ; Morel and Antoine, 1994 ; O'Reilly *et al*., 1998). Une formulation plus complète de l'équation (5) est donnée par Morel et Gentili (1993).

Pour comprendre les variations de réflectance de l'eau, il est nécessaire de décrire brièvement les propriétés optiques de l'eau et des particules.

3. PROPRIÉTÉS OPTIQUES DE L'EAU ET DES PARTICULES DANS L'EAU

La couleur de l'eau dépend de sa teneur en particules et en certaines substances dissoutes. Par soucis de clarté, nous présentons d'abord les propriétés optiques de l'eau pure, puis celles des matières organiques dissoutes, des particules minérales et des particules phytoplanctoniques.

3.1. Eau pure

Les propriétés optiques de l'eau pure, l'absorption, la diffusion et l'atténuation, sont bien connues et sont décrites en se basant sur l'ouvrage d'Ivanoff (1975).

3.1.1. Absorption

Soit un flux de lumière incident (F_0) arrivant sur une épaisseur d'eau x, le flux de lumière émergeant (F) en dehors de toute diffusion sera :

$$F(\lambda) = F_0(\lambda) \cdot e^{-a(\lambda)x} \tag{6}$$

en considérant une épaisseur infiniment petite, où a est le coefficient d'absorption en m^{-1}, lequel varie en fonction de la longueur d'onde. Ainsi, la décroissance de la lumière due à l'absorption suit une loi exponentielle inverse.

3.1.2. Diffusion et rétrodiffusion

Soit un flux de lumière incident (F_0) arrivant sur une épaisseur d'eau x, le flux de lumière émergeant (F) en dehors de toute absorption sera :

$$F(\lambda) = F_0(\lambda) \cdot e^{-b(\lambda)x} \tag{7}$$

en considérant une épaisseur infiniment petite où b est le coefficient de diffusion en m^{-1}, lequel varie en fonction de la longueur d'onde. Ainsi, la décroissance de la lumière due à la diffusion (déviation de la lumière) suit une loi exponentielle inverse, tout comme l'absorption. Mais la distribution angulaire du flux diffusé par la particule n'est pas isotrope. Nous pouvons considérer deux diffusions : une diffusion vers l'avant (b_f), entre 0° et 90°, dirigée vers le bas, et une diffusion vers l'arrière ou rétrodiffusion (b_b), entre 90° et 180°, dirigée vers le haut (figure 1). Suivant les caractéristiques de la particule (indice de réfraction et taille), il peut y avoir une rétrodiffusion de la lumière plus ou moins élevée. L'énergie lumineuse susceptible d'être captée par le radiomètre embarqué sur le satellite provient de l'énergie de rétrodiffusion (b_b). Des mesures (Ivanoff, 1975) montrent que cette partie de l'énergie est relativement faible par rapport à la diffusion vers l'avant.

3.1.3. Atténuation

En réalité, les deux phénomènes, l'absorption et la diffusion, coexistent. Leur somme constitue l'atténuation de la lumière. Ainsi, le flux émergeant après absorption (photons absorbés) et diffusion (photons déviés) est égal à :

$$F(\lambda) = F_0(\lambda) \cdot e^{-c(\lambda)x} \tag{8}$$

c étant le coefficient d'atténuation :

$$c(\lambda) = a(\lambda) + b(\lambda) \tag{9}$$

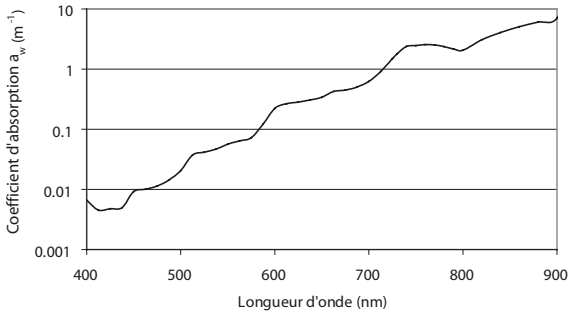
Le coefficient d'atténuation est égal à la somme des coefficients d'absorption et de diffusion.

3.1.4. Variation des coefficients d'absorption et de diffusion en fonction de la longueur d'onde

A) Coefficient d'absorption de l'eau pure (a_w)

Les valeurs du coefficient d'absorption de l'eau de mer pure $a_w(\lambda)$ ont d'abord été mesurées entre 400 et 800 nm par Smith et Baker (1981). Puis Pope et Fry (1997) ont mesuré à nouveau ces coefficients entre 380 et 700 nm, en utilisant une nouvelle technique, et ont établi les valeurs $a_w(\lambda)$ considérées comme définitives.

Les résultats obtenus par Hale et Querry (1973) permettent d'extrapoler ces mesures dans le domaine du proche infrarouge (800-900 nm). Le spectre d'absorption résultant entre 400 et 900 nm est présenté sur la figure 5 : une échelle logarithmique est utilisée pour tenir compte des fortes variations de $a_w(\lambda)$.



Tiré des données de Pope et Fry (1997) et Hale et Querry (1973)

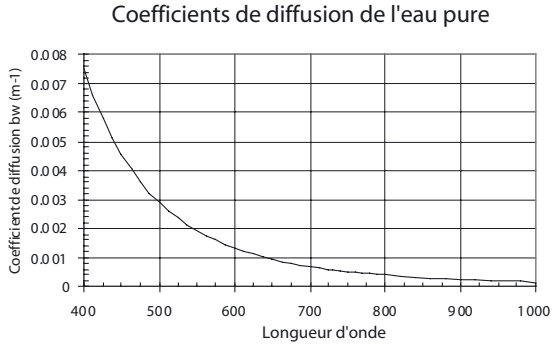
FIGURE 5 Coefficient d'absorption de l'eau de mer pure. *Absorption coefficient of pure sea water.*

B) Coefficient de diffusion de l'eau pure (b_w)

Le coefficient de diffusion de l'eau de mer pure $b_w(\lambda)$ a été mesuré entre 400 et 800 nm par Smith et Baker (1981). Ce coefficient diminue graduellement avec la longueur d'onde et atteint des valeurs très faibles entre 700 et 800 nm. Morel (1974) a établi une loi définissant la variation spectrale de ce coefficient :

$$b_w(\lambda) = 0{,}00288 \cdot \left(\frac{\lambda}{500}\right)^{-4{,}3} \qquad (10)$$

Le spectre $b_w(\lambda)$ (400-900 nm) est présenté sur le figure 6. Les mesures de Smith et Baker (1981) sont extrapolés entre 800 et 900 nm à partir de la relation précédente (10).



Tiré de données de Morel (1974) et de Smith et Baker (1981)

FIGURE 6 Coefficient de diffusion de l'eau de mer pure. *Scattering coefficient of pure sea water.*

Il faut remarquer que le coefficient d'absorption est beaucoup plus fort que le coefficient de diffusion, soit entre 0,01 et 0,6 pour $a_w(\lambda)$ et entre 0,001 et 0,007 pour $b_w(\lambda)$. Ainsi, pour l'eau pure l'atténuation de la lumière par l'eau est due essentiellement à un processus d'absorption. Ce sont les longueurs d'onde bleue verte qui pénètrent le plus loin dans l'eau (coefficients d'absorption et de diffusion faibles simultanément).

3.2. EAU DE MER : RÉTRODIFFUSION ET ABSORPTION DE LA LUMIÈRE PAR LES PARTICULES ET LES SUBSTANCES DISSOUTES

Les propriétés optiques d'une eau de mer, notamment les coefficients totaux d'absorption et de rétrodiffusion, résultent de la somme des contributions respectives des substances contenues dans l'eau (Sathyendranath and Morel, 1983) :

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_y(\lambda) + a_{ph}(\lambda) + a_s(\lambda) \qquad (11)$$

$$b_b(\lambda) = b_{bw}(\lambda) + b_{bph}(\lambda) + b_{bs}(\lambda) \qquad (12)$$

où a_w, a_y, a_{ph} et a_s sont, respectivement, les coefficients d'absorption de l'eau pure (indice w), des matières organiques colorées dissoutes (*MODC*) ou substances jaunes (indice y), des particules phytoplanctoniques (indice ph) et des particules minérales (indice s) ; b_{bw}, b_{bph} et b_{bs} sont, respectivement, les coefficients de rétrodiffusion de l'eau pure, des particules phytoplanctoniques et des particules minérales. Les concentrations de ces constituants ont été omises par soucis de simplification.

Dans cette section, on présente une vue générale, basée sur les résultats des recherches menées d'abord par des physiciens de l'atmosphère, tel Van de Hulst (1957), puis par des océanographes, tels Jerlov (1976), Gordon, (1974), Ivanoff (1975) et Morel et Prieur (1977). Nous avons dû simplifier certains aspects pour insister sur : *1)* la répartition et la taille des particules dans les eaux côtières ; *2)* les propriétés optiques des particules terrigènes et phytoplanctoniques ; *3)* la réflectance des eaux côtières.

3.2.1. Répartition des particules minérales et phytoplanctoniques

Les particules minérales et phytoplanctoniques à proximité des côtes ne se repartissent pas de façon uniforme sur toute la colonne d'eau. Autrement dit, leur concentration (mg/L pour les MES et µg/L pour la chlorophylle a) varient de façons verticale et horizontale.

Pour les particules minérales, cette répartition dépend du mode de transport : les particules minérales peuvent provenir du fond par remise en suspension sous l'effet de turbulences ou elles peuvent provenir des cours d'eau par déplacement horizontal. Ainsi, trois types de panaches turbides peuvent apparaître sur les images satellitaires : des panaches d'origine fluviale, des panaches provenant de l'érosion du littoral et des panaches provenant du fond par remise en suspension de sédiments. La répartition horizontale des particules minérales vue par télédétection ne permet pas, *a priori*, de différencier une remise en suspension d'un transport

horizontal. Verticalement, dans la colonne d'eau, apparaît souvent un néphéloïde de surface, c'est-à-dire une tranche d'eau turbide de 5 m à 10 m d'épaisseur avec des concentrations variant de 30 mg/L à 5 mg/L. En dessous, les eaux deviennent plus claires. Puis, en s'approchant du fond, la turbidité augmente de nouveau, dans des proportions plus élevées qu'en surface. Ce néphéloïde de fond de quelques mètres d'épaisseur a pour origine une remise en suspension de sédiments fins par l'action de la turbulence. Lors de coups de vent, la turbulence augmente et ce néphéloïde de fond peut atteindre la surface (Froidefond *et al.*, 2002a).

Les particules phytoplanctoniques se répartissent en fonction de la couche photique, c'est-à-dire dans la couche de surface, sur quelques centimètres dans les zones très turbides (à forte concentration de particules minérales) et sur quelques dizaines de mètres dans les zones peu turbides. Par ailleurs, leur apparition et leur concentration dépendent non seulement des courants mais aussi des nutriments, des conditions d'éclairement, de la température et de la salinité (Labry *et al.*, 2001). Des couches phytoplanctoniques sont aussi observées à plus grande profondeur, non visibles par les capteurs spatiaux.

3.2.2. Taille des particules

On pense souvent, à tort, que les particules sont plus ou moins distribuées autour d'une taille moyenne, qui varierait soit en fonction de la profondeur, soit en fonction de l'environnement. Or, ces distributions dépendent aussi de l'appareil utilisé pour observer et compter les particules en fonction de leur taille. Ainsi, dans les eaux côtières, Eisma *et al.*, (1991), Gentien *et al.* (1995) et Lunven *et al.* (2003) observent par laser ou vidéo-caméras les particules in situ. Celles-ci sont agrégées sous forme de flocons, dont les tailles varient le plus souvent entre 30 et 400 µm. Ces flocons sont très fragiles et se désagrègent lors des prélèvements hydrologiques. En laboratoire, après défloculation ou filtration, ce sont les particules élémentaires qui sont mesurées par micro-granulomètre laser ou par microscopie électronique. Ainsi, dans les eaux côtières de la Gironde, après défloculation, la distribution est bimodale avec un mode des particules minérales vers 7 µm et un mode de particules biogènes entre 15 et 30 µm (Weber *et al.*, 1991). Dans les eaux du large, Lambert *et al.* (1981), utilisant un microscope électronique, montrent une distribution log-normal avec de très nombreuses particules inférieures à 1 µm.

L'interaction entre le rayonnement incident et une particule considérée comme isolée présente deux aspects (Morel, 1991). Le premier correspond aux phénomènes d'absorption et affecte l'énergie incidente, alors que le second processus concerne la direction de propagation et est appelé diffusion. Ces deux facteurs, absorption et diffusion, dépendent de l'indice de réfraction des particules, de leur nombre et de leur taille.

3.2.3. Indice de réfraction

Ce sont les indices de réfraction des minéraux qui sont en grande partie à l'origine de leurs couleurs. Ces indices de refraction sont des nombres complexes, dont les parties réelles et imaginaires gouvernent, respectivement, les propriétés de diffusion et d'absorption de la lumière (Mobley, 1994). Les particules minérales présentent des indices relativement bien connus. Les particules de quartz ont un indice réel n = 1,15 (par rapport à l'eau) qui diminue lorsque la phase amorphe remplace l'état cristallin. Les aluminosilicates (argiles) et les particules d'hydroxydes de fer ont des indices réels compris entre 1,10 et 1,18 (Thomas, 1978). Les argiles étudiées par Ahn (1990, 1992) montrent des valeurs de n entre 1,10 et 1,14. Il faut ajouter à ces particules terrigènes des particules minérales produites par des organismes marins : les tests de diatomées formés de silice amorphe ou d'opale et les coccolithophores formés de plaques de calcite et d'aragonite. Leurs indices réels sont situés, respectivement, entre 1,05 et 1,06 et entre 1,19 et 1,21, sans absorption notable. Il faut mentionner que les particules vivantes sont constituées en grande partie d'eau et de matière organique. Leur indice de réfraction est en général proche de l'eau et augmente faiblement avec la concentration en carbone organique.

3.3. COEFFICIENTS D'ABSORPTION ET DE DIFFUSION DES PRINCIPAUX CONSTITUANTS DE L'EAU DE MER

Les principaux constituants qui influent sur la couleur des eaux côtières sont : *a)* la matière organique dissoute coloré (MODC), *b)* les particules phyto-planctoniques et c) les particules minérales (e.g. Mobley, 1994 ; Kirk,1994). D'autres éléments peuvent influer sur la couleur des eaux, mais d'une façon spécifique : algues flottantes, nappe d'hydrocarbure, débris flottants, etc.

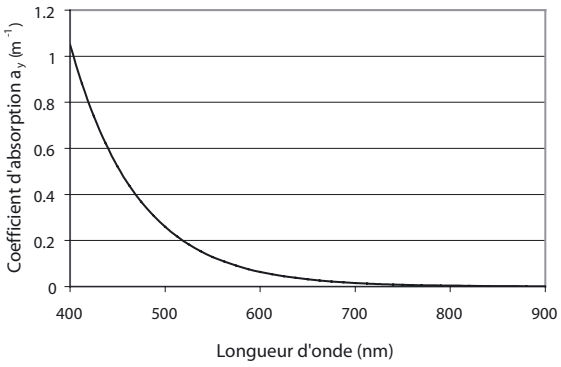
3.3.1. Matière organique dissoute colorée

En milieu côtier, l'origine des MOD est double : *1)* les apports continentaux d'origine pédologique, principalement les acides humiques et fulviques (Kirk, 1994) et *2)* les apports provenant de la dégradation du phytoplancton (Bricaud and Stramski, 1990). Elles absorbent essentiellement la lumière dans les courtes longueurs d'onde (UV, bleu et bleu vert). En forte concentration, l'eau présente une couleur sombre marron jaunâtre, d'où leur

appellation de substances jaunes. Quelle que soit l'origine des MODC, leurs propriétés d'absorption sont régies par une loi de type exponentielle (Bricaud *et al.*, 1981) :

$$a_y(\lambda) = a_y(\lambda_0).\exp[-S(\lambda - \lambda_0)] \quad (13)$$

où λ_0 est une longueur d'onde de référence, prise à 440 nm. La concentration en MODC, difficilement mesurable, est prise en compte à travers le coefficient d'absorption à cette longueur d'onde. Le paramètre S tient compte de la nature des MODC. Différentes études (Bricaud *et al.*, 1981 ; Carder *et al.*, 1991) ont montré que S varie peu dans le milieu naturel et sa valeur moyenne (0,014 m^{-1}) est jugée représentative pour la majeure partie des eaux côtières et océaniques. Kirk (1994) donne des exemples de coefficients a_y(440 nm), et donc de concentration en MODC, mesurés dans différents types d'eau. Les valeurs a_y(440 nm) s'avèrent faibles et peu variables en milieu océanique (0,010-0,113 m^{-1}), mais variables entre 0,07 et 0,65 m^{-1} en milieux côtier et estuarien, pouvant atteindre des valeurs proches de 20 m^{-1}. Sur la figure 7, on présente les variations spectrales de $a_y(\lambda)$, entre 400 et 900 nm, d'après (12), avec les paramètres suivants : $a_y(\lambda_0) = 0{,}6\ m^{-1}$; $S = 0{,}014\ m^{-1}$).



D'après les recherches de Bricaud et al. (1981) et de Kirk (1994)

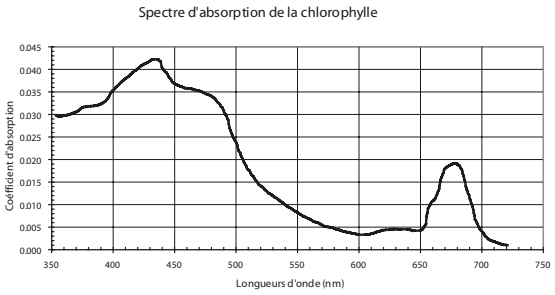
FIGURE 7 Variation du coefficient d'absorption des substances jaunes en fonction de la longueur d'onde. *Typical absorption coefficient of yellow substances, from 400 to 900 nm.*

3.3.2. Particules phytoplanctoniques

La caractérisation des propriétés d'absorption et de diffusion du phytoplancton a été mise en évidence par Bricaut et Stramski (1990). Les résultats de mesures répertoriées par Kirk (1994), puis repris par Dilligeard (1997) et Lahet (1999) définissent la variation des coefficients $a_{ph}(\lambda)$ et $b_{bph}(\lambda)$. Le spectre d'absorption du phytoplancton est généralement modélisé suivant l'équation :

$$a_{ph}(\lambda) = a^*_{ph}(\lambda).chl \quad (14)$$

où $a^*_{ph}(\lambda)$ est le coefficient d'absorption spécifique d'une espèce phytoplanctonique, normalisé à une concentration en chlorophylle a unitaire et *chl* est la concentration en chlorophylle a. Les coefficients d'absorption normalisés $a^*_{ph}(\lambda)$ ont notamment été déterminés entre 400 et 700 nm (spectre visible) par Prieur et Sathyendranath (1981) et, plus récemment, par Bricaud *et al.* (1998). Indépendamment de l'espèce phytoplanctonique considérée, le spectre $a_{ph}(\lambda)$ est caractérisé par deux maxima d'absorption, respectivement centrés à 440 et 680 nm (figure 8). Les études de Bricaud *et al.* (1995, 1998) montrent que les valeurs de $a_{ph}(\lambda)$ sont inférieures à 0,25 m^{-1} lorsque la concentration *chl* varie entre 0,1 et 10 µg/L. Le spectre du coefficient d'absorption (figure 8) varie en fonction de l'âge des cellules et de l'espèce. Les autres pigments ont des pics d'absorption décalés. Ainsi, le pic de la phycocyanine est localisé à 620 nm, celui de la fucoxanthine vers 520 nm, celui du carotène vers 480 nm. Par contre, lorsque les algues sont émergées, elles rétrodiffusent essentiellement la lumière solaire dans le proche infrarouge (PIR), comme la plupart des végétaux terrestres.



D'après Bricaud et al. (1998)

FIGURE 8 Variation du coefficient d'absorption de la chlorophylle en fonction de la longueur d'onde. *Typical absorption coefficient of chlorophyll.*

Le coefficient de rétrodiffusion $b_{bph}(\lambda)$ dépend également de la nature des espèces considérées. Ahn (1990) a mesuré en laboratoire ce coefficient pour cinq espèces différentes. Pour des concentrations variant entre 0,1 et 10 µg/L, les variations spectrales s'avèrent faibles, avec cependant un pic à 685 nm, dû à la fluorescence de la chlorophylle a, et un autre pic vers 550 nm (par différence relative avec les plages d'absorption à 440 nm et 680 nm). Les valeurs de $b_{bph}(\lambda)$ entre 400 et 700 nm sont inférieures à 0,0065 m^{-1}, soit du même ordre de grandeur que les coefficients de rétrodiffusion de l'eau pure. Ahn (1992) a proposé une formulation de $b_{bph}(\lambda)$ similaire à celle du coefficient d'absorption, soit :

$$b_{bph}(\lambda) = b^*_{bph}(\lambda).chl \quad (15)$$

où $b^*_{bph}(\lambda)$ est le coefficient spécifique moyen de rétrodiffusion de neuf espèces phytoplanctoniques.

3.3.3. Particules minérales

En milieux côtier et estuarien, les particules minérales sont assimilées aux sédiments en suspension. Souvent, seules les propriétés de diffusion de ces matières en suspension (*MES*) sont considérées et leurs propriétés d'absorption sont négligées (Mobley, 1994). Cette approximation n'a pas de conséquence dans les eaux du cas 1 où les sédiments en suspension sont rares. En revanche, dans les eaux du cas 2, ce terme doit être pris en considération (Cipollini and Corsini, 1994 ; Dilligeard 1997). La formulation du terme d'absorption $a_s(\lambda)$ (Bricaud and Stramsky, 1990) est comparable à celle de l'absorption par les MODC :

$$a_s(\lambda) = a_s(\lambda_0).\exp[-k(\lambda - \lambda_0)] \qquad (16)$$

où λ_0 est la longueur d'onde de référence, prise à 440 nm, et k est un paramètre qui dépend de la nature des particules. L'intervalle de variation de k est 0,004-0,009 m^{-1}. D'après Cipollini et Corsini (1994), le terme $a_s(\lambda_0)$ est fonction de la concentration en sédiment (MES), suivant $a_s(\lambda_0) = 0{,}042^*(MES/s)$, où s est une valeur constante égale à 3,327 (Schmitz-Pieffer *et al.,* 1990). Les variations de $a_s(\lambda)$ en fonction de la concentration en *MES* sont représentés sur la figure 9. Les variations spectrales de $a_s(\lambda)$ sont, par définition, les mêmes que pour les MODC, c'est-à-dire une absorption qui augmente vers les faibles longueurs d'onde. Le terme de concentration en MES, apparaissant comme un terme multiplicatif dans l'équation, les valeurs obtenues entre 25 et 1000 mg/L présentent une forte variabilité. La comparaison avec la valeur des coefficients des autres constituants montre l'influence considérable que peuvent avoir les propriétés d'absorption des sédiments sur les IOPs, dans les milieux très turbides.

Le coefficient de diffusion $b_s(\lambda)$ est la propriété optique caractéristique des matières particulaires minérales. Ce coefficient a été modélisé suivant une loi de Junge en λ^{-n}, le paramètre n dépendant de la nature des particules. Si l'hypothèse $n = -1$ est adoptée (Sathyendranath *et al.*, 1989), cette loi s'écrit :

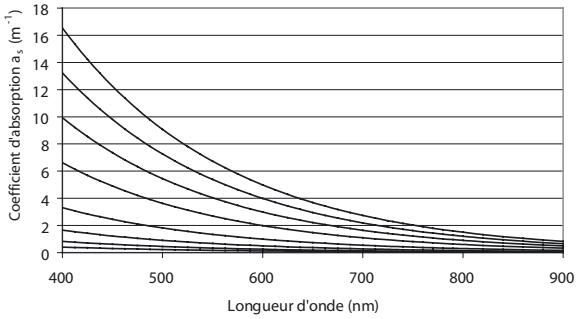
$$b_s(\lambda) = b_s(550) \cdot \left(\frac{\lambda}{500}\right)^{-1} \qquad (17)$$

Une relation entre le coefficient de diffusion à 550 nm, en m^{-1}, et la concentration en MES est donnée par (Schmitz-Pieffer *et al.*, 1990) : $b_s(550) = MES / 3{,}327$ (MES = concentration).

La relation entre le coefficient de rétrodiffusion $b_{bs}(\lambda)$ et le coefficient de diffusion est régie par l'indicatrice de diffusion. La relation généralement prise en compte dans les modèles bio-optiques (Cipollini and Corsini, 1994 ; Dilligeard, 1997) est :

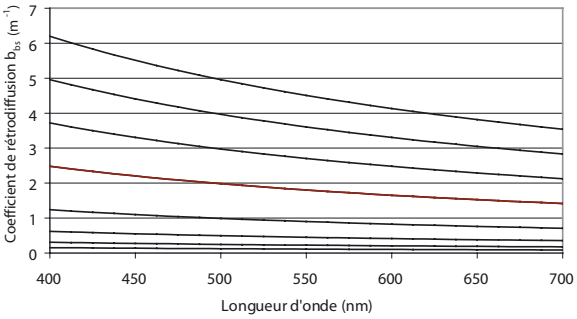
$$b_{bs}(\lambda) = 0{,}015\ b_s(\lambda) \qquad (18)$$

et considère que seulement 1,5 % des photons diffusés sont rétrodiffusés. Les spectres $b_{bs}(\lambda)$ ainsi obtenus sont représentés sur la figure 10, pour différentes concentrations en MES. Les variations spectrales sont faibles entre 400 et 700 nm.



D'après Doxaran (2002)

FIGURE 9 Coefficient d'absorption des sédiments en fonction de leur concentration (MES), d'après l'équation (16). Valeur du paramètre k : 0,006 m^{-1}. De bas en haut, MES (mg/L) = 25 ; 50 ; 100 ; 200 ; 400 ; 600 ; 800 ; 1000. *Absorption coefficient of suspended mineral particles for different MES concentrations (mg/L), from equation (16). Value of the parameter k: 0,006 m^{-1}. From bottom to top, MES (mg/L) = 25; 50; 100; 200; 400; 600; 800; 1000.*



D'après Doxaran (2002)

FIGURE 10 Coefficient de rétrodiffusion des sédiments (d'après les équations 17 et 18) en fonction de leur concentration (MES). De bas en haut, MES (mg/L) = 25 ; 50 ; 100 ; 200 ; 400 ; 600 ; 800 ; 1000. *Backscattering coefficient of suspended mineral particles (from equations 17 and 18) for different MES concentrations. From bottom to top, MES (mg/L) = 25; 50; 100; 200; 400; 600; 800; 1000.*

Pour des concentrations supérieures ou égales à 100 mg/L, les valeurs b_{bs} s'avèrent largement supérieures aux coefficients de rétrodiffusion de l'eau pure et du phytoplancton.

Une formulation plus juste du coefficient de rétrodiffusion peut être écrite en utilisant la théorie de Mie (Van de Hulst, 1957). Cette théorie et l'écriture du coefficient $b_{bs}(\lambda)$ qui en découle ont été explicitées par Lahet (1999).

4. RÉFLECTANCE DES EAUX CÔTIÈRES EN FONCTION DES SUBTANCES PARTICULAIRES ET DISSOUTES, ET LES ALGORITHMES DE QUANTIFICATION

Morel et Prieur (1977) ont proposé une classification optique des eaux marines basée sur la réflectance. Ils ont distingué deux cas :

– le cas 1, qui représente les eaux océaniques dont la couleur dépend essentiellement des concentrations en phytoplancton (résumé à la section 4.1.1.) ;

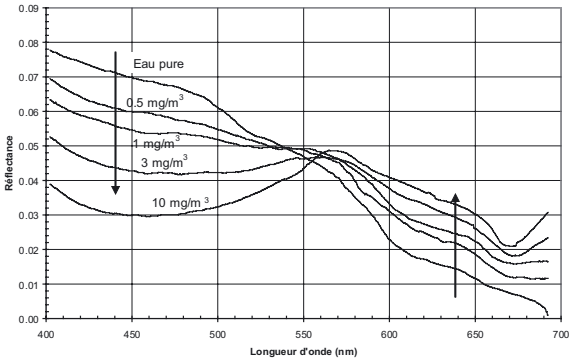
– le cas 2, qui représente les eaux côtières, dont la couleur va dépendre non seulement des concentrations en phytoplancton, mais aussi des concentrations en substances jaunes (MOD colorées) et en particules minérales que nous allons décrire plus longuement (section 4.1.2.).

4.1. Réflectance des eaux côtières

4.1.1. Réflectance des eaux côtières présentant uniquement du phytoplancton

Par rapport à la réflectance de l'eau pure, au fur et à mesure que la concentration en phytoplancton augmente, la réflectance diminue dans le bleu vert (Clark *et al.*, 1970 ; Morel, 1982 ; Bricaud and Stramsky, 1990). La décroissance est maximale aux alentours de 440 nm, correspondant au pic d'absorption principal (figure 11). La réflectance est à peu près stable vers 550 nm. Un pic apparaît vers 685 nm à cause de la fluorescence, mais il n'est visible que pour les très fortes concentrations.

Plus la concentration en phytoplancton augmente et plus la réflectance dans le bleu vert diminue. En revanche, elle augmente dans le jaune, aux alentours de 555 nm et 560 nm, comme cela a été observé sur des images SeaWiFS. En revanche, l'augmentation dans les parties orange et rouge du spectre est rarement observée, sauf si le phytoplancton est constitué de coccolithophoridés, car leurs tests en calcite rétrodiffuse fortement la lumière dans les bandes jaunes et rouges (GREPMA Group, 1988).

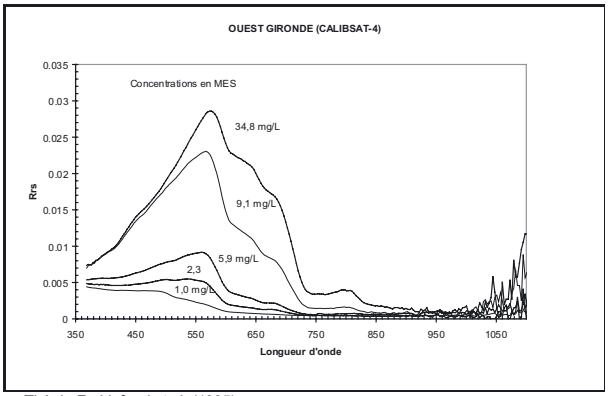


D'après les données de Morel (1982)

FIGURE 11 Variation schématique de la réflectance de l'eau en fonction de la concentration en chlorophylle. *Schematic variation of the water reflectance for different chlorophyll concentrations.*

4.1.2. Eaux côtières présentant uniquement des particules minérales

Plus la concentration en particules terrigènes augmente et plus la réflectance augmente dans toutes les longueurs d'onde, mais plus particulièrement dans le jaune, puis dans le rouge, puis dans le proche infrarouge (figures 12 & 13). Cette réflectance varie aussi en fonction de l'indices de réfraction et de la taille des particules terrigènes (Bhargava and Mariam, 1990).

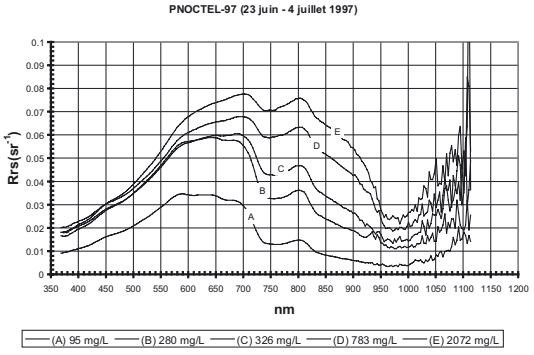


Tiré de Froidefond et al. (1995)

FIGURE 12 Réflectance des eaux de la plume turbide de la Gironde, France. *Water eflectance in the turbid plume of the Gironde River, France.*

Pour des eaux moyennement turbides, comme celles du panache estuarien de la Gironde (figure 12), la réflectance augmente fortement en passant de concentrations de 1 mg/L (eaux du large) à 35 mg/L (eaux du panache interne). Cette augmentation se produit surtout dans la bande jaune (500-650 nm), mais une augmentation commence à se produire dans le PIR vers 800 nm.

Au fur et à mesure que la concentration augmente, la réflectance dans le jaune rouge augmente en s'atténuant, alors qu'elle augmente rapidement dans le PIR. Pour les concentrations très élevées (> 1 000 mg/L), elle est même plus élevée dans le PIR que dans le « visible » (figure 13).



Tiré de Doxaran et al. (2002)

FIGURE 13 Réflectance des eaux de la Gironde pour de fortes concentrations en particules minérales. *Water reflectance in the Gironde estuary, corresponding to high concentrations in mineral particles.*

4.1.3. Eaux côtières présentant uniquement des matières organiques dissoutes

Plus la concentration en matière organique dissoute (MOD) augmente et plus la réflectance diminue dans les courtes longueurs d'onde, de l'UV jusqu'au bleu vert (Bricaud *et al.*, 1981). Lorsqu'elles sont très concentrées, les substances humiques donnent une couleur jaune à l'eau, d'où le nom de substances jaunes ou gelbstoff.

4.1.4. Eaux côtières mixtes comprenant du phytoplancton des particules minérales et des substances organiques dissoutes

Cette situation est le cas le plus courant, mais aussi le plus difficile à interpréter, puisque la couleur de l'eau intégre un maximum de paramètres. Des mesures *in situ* ont souvent été réalisées, mais peu de mesures en laboratoire permettant de déconvoluer les différents signaux à partir d'un seul spectre de réflectance.

4.2. PRINCIPAUX ALGORITHMES POUR MESURER LES CONCENTRATIONS DES SUBSTANCES PARTICULAIRES ET DISSOUTES PAR TÉLÉDÉTECTION

L'interprétation de la couleur de l'eau peut être effectuée suivant plusieurs approches (Gordon and Morel, 1983). La première, empirique, consiste à établir des relations statistiques entre la réflectance de l'eau (Rrs) et la concentration de la substance étudiée, en ignorant l'équation du transfert radiatif. La seconde, analytique, consiste à résoudre l'équation du transfert radiatif afin d'établir les relations entre la réflectance (R ou Rrs) et les propriétés optiques des substances (dissoutes et en suspension) dans l'eau (Dilligeard, 1997), qui dépendent, entre autres, de leur concentration. La troisième, semi-analytique, consiste à introduire dans l'équation du transfert radiatif en cours de résolution des relations empiriques (Lee *et al.*, 1998). La quatrième est basée sur le concept informatique des réseaux de neurones (traitement des eaux du cas 2 pour le capteur spatial ENVISAT/Meris, Doerffer and Shiller, 1997). Les approches analytiques et semi-analytiques peuvent être employées dans les eaux du cas 1, où seules les propriétés optiques de l'eau et du phytoplancton doivent être connues pour résoudre l'équation du transfert radiatif. Les propriétés optiques des eaux du cas 2 sont beaucoup plus complexes à définir du fait de la diversité des apports terrestres dissous et en suspension. La validation de l'imagerie visible et proche infrarouge dans les eaux côtières requiert en général la mise en évidence de relations empiriques relatives à une zone d'étude spécifique. De telles études sont nombreuses et la liste des références complètes serait longue à établir. Citons par exemple les articles de Thomas (1978), Munday et Alfoldi (1979), Bukata *et al.* (1981, 1988), Tassan et Sturm (1986), Ritchie et Shiebe (1990) ainsi que Bostater (1992). Dans les sous-sections suivantes, nous présentons brièvement ce type d'approche avec les algorithmes utilisés pour quantifier les différentes substances dans l'eau.

Ces algorithmes sont des équations permettant de mesurer des concentrations en particules ou en substances dissoutes à partir de données optiques spatiales ou aéroportées. Ils ont été développés et mis au point en tenant compte des coefficients d'absorption, de diffusion et de nombreuses mesures océanographiques. Ils sont en quelque sorte le reflet des connaissances à un moment donné. Nous pouvons actuellement mentionner les algorithmes suivants : *1)* algorithme de mesure de la concentration en phytoplancton ; *2)* algorithme de mesure de la concentration en particules terrigènes ; *3)* algorithme de mesure de la concentration en MODC. Ces algorithmes s'appliquent a des données aéroportées ou satellitaires préalablement corrigées des effets atmosphériques.

4.2.1. Exemple d'algorithmes de quantification de la chlorophylle

Les données spatiales de la couleur de l'eau fournissent le meilleur moyen d'enregistrer les variations saisonnières du phytoplancton et de la productivité primaire à proximité de la surface des océans. C'est grâce au capteur CZCS du satellite Nimbus-7 (1979-1986) que le premier algorithme fut mis au point par Clark (1981). Il est basé sur le

rapport de deux longueurs d'onde (rapport de deux images) en considérant le domaine spectral 550-555 nm stable, et le domaine 430-490 nm variant sous l'effet de la concentration en chlorophylle (voir figure 11). Depuis le lancement du capteur SeaWiFS (ORBIMAGE-2), en 1997, un grand nombre de données in situ concernant les concentrations en chlorophylle a et les valeurs de réflectance télédétectées ont été rassemblées (SeaBAM) pour mettre au point un nouvel alogorithme plus précis. L'algorithme mis au point (OC2) à partir de 919 stations (concentrations variant entre 0,019 et 32,79) est dérivé d'une fonction de régression de type polynomial cubique. Cette fonction utilise le rapport Rrs490/Rrs555 (O'Reilly *et al*., 1998) :

algorithme OC2 (SeaWiFS/SeaBAM) :

$$Chl = -0{,}040 + 10^{[0{,}341 - 3{,}001*X + 2{,}811*X^2 - 2{,}041*X3]}$$

$$X = \log_{10}\left[\frac{Rrs(490)}{Rrs(555)}\right] \qquad (19)$$

Indice de régression : $r^2 = 0{,}918$
Erreur moyenne : RMS = 0,172

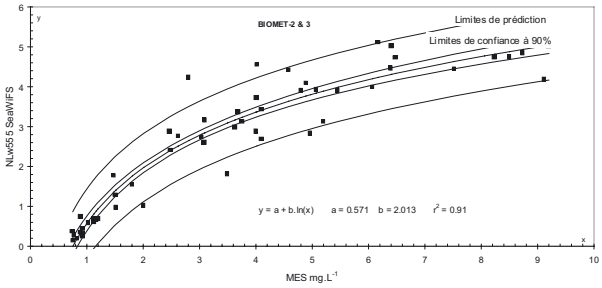
Mais ce type d'algorithme ne s'applique qu'aux eaux du cas 1, c'est-à-dire dont la concentration en particules en suspension est inférieure à 1 mg/L. Pour les eaux du cas 2, les publications sont rares et concernent des algorithmes empiriques mis au point sur des sites particuliers. Ces algorithmes utilisent des rapports de quatre à six bandes spectrales (Tassan, 1994 ; Gohin *et al*., 2002).

4.2.2. Exemple d'algorithmes de quantification des particules terrigènes à partir des images SeaWiFS sur le proche plateau continental de l'ouest de la Gironde

Les recherches montrent qu'il ne peut pas exister d'algorithme universel pour quantifier les particules terrigènes, dans la mesure où ces particules sont variables en taille et en composition (argile, silice, carbonate, etc.). Avant le lancement du capteur SeaWiFS, Tassan (1994) montra qu'il est opportun d'utiliser les bandes de 555 nm et 670 nm. Pour tester les algorithmes possibles, il réalisa de multiples essais en utilisant un modèle analytique de la couleur de l'eau et des données mesurées dans le golfe de Naples. L'algorithme sélectionné est le suivant (Tassan, 1994) :

$$Xs = [R(555) + R(670)] \cdot [R(490) / R(555)]^{-b} \qquad (20)$$

Un autre algorithme empirique a été établi récemment à partir des données SeaWiFS et de mesures de concentration in situ réalisées pendant les missions *Biomet-2* et *Biomet-3* (1998) pour la zone située à l'ouest de la Gironde (Froidefond *et al*., 2002a). Malheureusement, les luminances normalisées à 670 nm n'étant pas disponibles au cours de ces missions, une seule bande, soit celle de 555 nm, fut utilisée. Les concentrations en MES ont été mesurées les 9 et 10 janvier 1998 ainsi que les 4 et 5 mars 1998, et les nLw555 l'ont été à partir des images SeaWiFS enregistrées par le Plymouth Marine Laboratory, les 10 janvier et 5 mars 1998. En fonction des concentrations en MES, les nLw555 se répartissent suivant une fonction logarithmique (figure 14).



Tiré de Froidefond et al. (2002a)

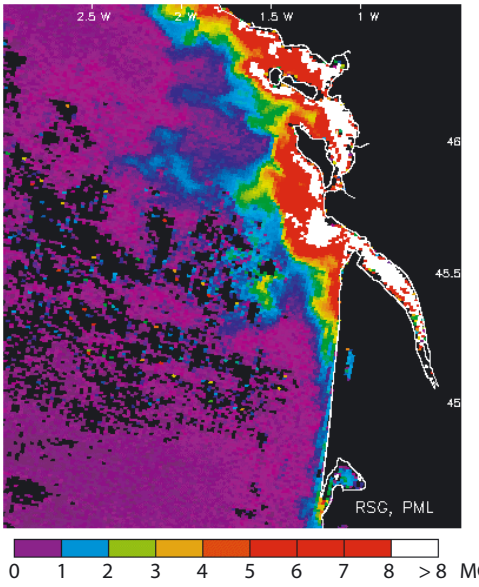
FIGURE 14 Relation observée entre les données Lwn 555 (SeaWiFS) et les concentration en MES (en mg/L) mesurées au cours des missions Biomet 1998. *Observed relationship between Lwn 555 (SeaWiFS data) and MES concentrations (in mg/L) measured during the Biomet surveys in 1998.*

Les concentrations en MES déduites des données Lwn 555, sont obtenues en inversant la relation présentée sur la figure 14. Différentes fonctions d'ajustement sont testées de façon à obtenir une équation simple avec un indice de régression élevé. L'algorithme sélectionné est :

$$Y(mg/L) = (a1 + b1 \cdot X555)^2 \qquad (21)$$

où X_{555} = Lwn à 555 nm.

L'image représentée sur la figure 15 a été traitée suivant cet algorithme. Les surfaces émergées sont en noir avec, du nord au sud, les îles de Ré et d'Oléron, l'estuaire de la Gironde et le bassin d'Arcachon (golfe de Gascogne, France). L'échelle des couleurs donne les variations de concentration en mg/L des particules en suspension en surface. L'estuaire de la Gironde peut présenter des concentrations supérieures à 1 000 mg/L. Ces eaux chargées en particules terrigènes sont expulsées et forment un panache turbide qui s'oriente vers le nord sous l'effet de la déviation de Coriolis. Les fortes concentrations entre les îles de Ré et d'Oléron sont probablement dues aux apports de la Charente et à une remise en suspension au-dessus des petits fonds.

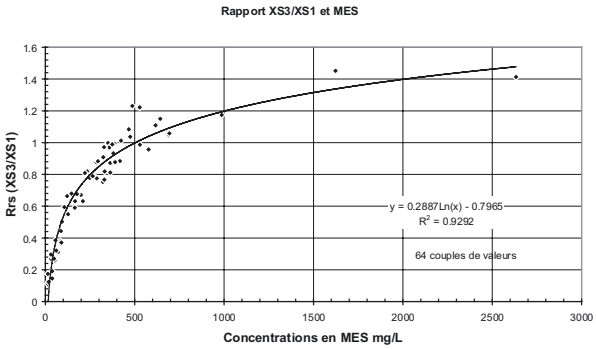


Tiré de Froidefond et al. (2002a)

FIGURE 15 Image SeaWiFS nLw555 du 5 mars 1998 transformée en concentration en particules terrigènes (mg/L). *Suspended particle concentrations (in mg/L) observed on the SeaWiFS nLw555 image (5th March 1998), based on equation (20).*

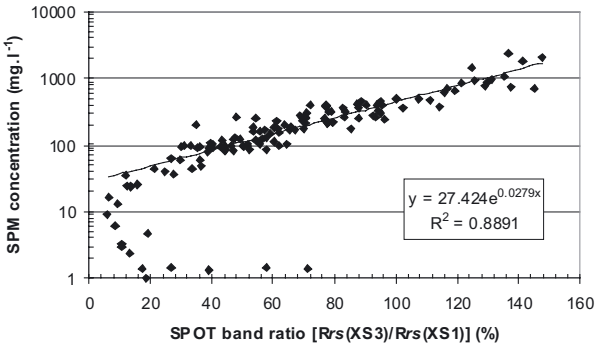
4.2.3. Algorithme de quantification pour les fortes concentrations en MES : exemples utilisés pour la Gironde et la Loire

Des algorithmes de quantification des MES ont été mis au point par Doxaran *et al.* (2002 ; 2003) pour les eaux très turbides de la Gironde et par Froidefond *et al.* (2003) pour l'estuaire de la Loire. Ils ont permis de cartographier les concentrations en MES à partir d'images HRV(XS) de SPOT. Ces algorithmes utilisent des rapports de réflectance entre le proche infrarouge (bande XS3 = 800 nm-900 nm) et le jaune (bande XS1 = 500 nm-600 nm). Par exemple, le rapport XS3/XS1 a été utilisé pour quantifier les MES dans l'estuaire de la Loire (figure 16). Il est nécessaire d'ajouter que les mesures in situ (mesures spectroradiométriques et concentrations) ont été effectuées suivant la méthode et le matériel décrit à la figure 3 et avec un ciel variable, tantôt dégagé et tantôt couvert de nuages. Les Rrs dans les bandes HRV ont été extraites des mesures spectroradiométriques et des réponses spectrales de ce capteur. L'algorithme est obtenu en inversant les coordonnées et en recalculant une ligne de régression. L'équation d'ajustement obtenue est de type exponentiel. En utilisant une échelle logarithmique pour l'axe des Y (figure 17), il est évident que cette équation ne peut pas être utilisée pour les concentrations inférieures à 30 mg/L environ. En effet, en dessous de cette limite, les Rrs XS3 deviennent très faibles et constantes, par contre les valeurs de Rrs XS1 augmentent avec la concentration, d'où cette rétroflexion particulière des points de faible concentration.



Tiré de Froidefond et al. (2003)

FIGURE 16 Diagramme obtenue avec le rapports XS3/XS1 de HRV de SPOT (Rapport CMB, 2003). *Diagram obtained from in situ spectroradiometric measurements when considering the SPOT HRV band ratio : XS3/XS1 (Report CMB, in 2003).*



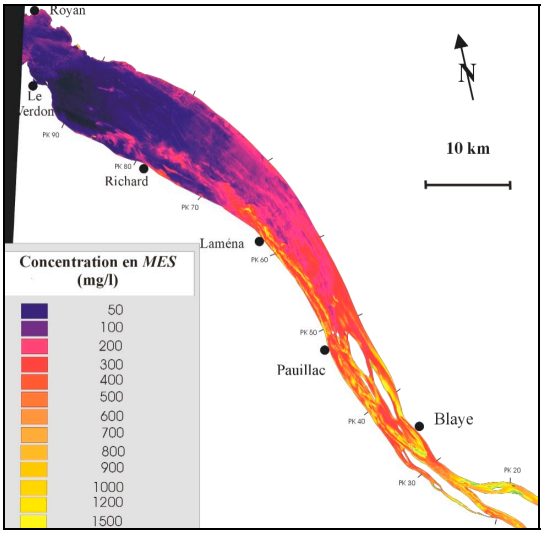
Tiré de Doxaran et al. (2003)

FIGURE 17 Algorithme utilisé pour quantifier les MES à partir des données satellites HRV(XS) de SPOT. Cet algorithme est utilisable pour des concentrations supérieures à 50 mg/L environ. *Algorithm used to quantify the suspended particles in the Gironde estuary from SPOT-XS satellite data. This algorithm can be used for concentrations higher than 50 mg/L, approximately.*

Cet algorithme (Doxaran *et al.*, 2003) a été appliquée à six images HRV(XS) de SPOT de l'estuaire de la Gironde :

$$\left.\begin{aligned} Y &= a \cdot e^{(b \cdot X)} \\ X &= \left[\frac{Rrs(XS3)}{Rrs(XS1)}\right] \% \end{aligned}\right\} \qquad (22)$$

Un exemple est présenté sur la figure 18.



Tiré de Doxaran (2002)

FIGURE 18 Répartition des MES dans la Gironde d'après l'image HRV(XS) de SPOT du 14 juillet 1996 prise à 11 h 23 TU. Les fortes turbidités sont situées en amont de Pauillac : elles correspondent au bouchon vaseux qui migre d'aval en amont entre le mois de mars et le mois de juillet. *Suspended particle distribution in the Gironde estuary established from Spot-XS data recorded the 14th of July 1996, 11:23 am. High turbidities are located upstream : they correspond to the maximum turbidity which migrates upstream between March and July.*

4.2.4. Algorithme de quantification des matières organiques dissoutes colorées

Ce type d'algorithme existe, mais il n'est pas complètement validé. Il s'inspire d'une relation mis en évidence par Jerlov (1976) et par Bricaud *et al.* (1981) :

$$a(\lambda) = C \cdot \exp(0{,}015\lambda) \qquad (23)$$

où C est la concentration en carbone organique dissous et a(λ) est le coefficient d'absorption.

Un rapport de réflectance entre deux bandes spectrales visibles (e.g. 443 nm et 510 nm, bandes SeaWiFS) peut également être utilisé pour quantifier les MODC (D'Sa and Miller, 2003).

4.2.5. Algorithme de quantification du coefficient d'atténuation diffuse K(490)

La connaissance de l'atténuation de la lumière a de nombreuses applications en océanographie. Cette atténuation de l'éclairement descendant (Ed) en fonction de la profondeur (z) suit la loi de Beer-Lambert (Defant, 1961) :

$$Ed(\lambda z) = Ed(\lambda,0\text{-}) \cdot e^{-K(\lambda,z)z} \qquad (24)$$

où K(λ,z) est le coefficient d'atténuation diffuse en unité « par mètre ». Comme nous l'avons vu, cette atténuation décroît très rapidement au départ puis plus lentement (fonction exponentielle inverse). Gordon et McCluney (1975) ont montré que 90 % de la lumière télédétectée provenait d'une couche d'eau plus ou moins épaisse de profondeur z_{90} suivant la relation :

$$Ed(\lambda,z90) / Ed(\lambda,0\text{-}) = e^{-1} \qquad (25)$$

Cette profondeur z_{90} dépend du coefficient d'atténuation et, par conséquent, des concentrations en particules et en MODC. Le K490 correspond au coefficient d'atténuation pour cette profondeur z90 dans la bande 490 nm de SeaWiFS. L'algorithme mis au point par Mueller (1997) pour le capteur SeaWiFS est de la forme :

$$K(490) = 0{,}016 + 0{,}15645 \left[\frac{nLw(490)}{nLw(555)}\right]^{-1{,}5401} \qquad (26)$$

Dans cette même logique, des recherches très actives sont menées pour estimer la productivité primaire qui dépend de nombreux paramètres et, en particulier, du coefficient d'atténuation diffuse. C'est un enjeu important pour connaître les ressources marines et le rôle de cette productivité sur le cycle du carbone.

5. CONCLUSION

Si l'image satellitaire de la couleur de l'eau permet une surveillance des océans en ce qui concerne la pénétration de la lumière dans l'eau ainsi que les concentrations en particules terrigènes et en phytoplancton, par exemple, il ne faut pas perdre de vue les limites et les aléas de cette approche. En premier lieu, il sera toujours nécessaire de calibrer et de valider les données satellitaires par rapport aux données in situ, pour éviter des erreurs dues aux corrections atmosphériques et aux algorithmes utilisés. Ensuite, l'observation ne peut s'effectuer que de jour et par faible nébulosité. En présence de nuages, seule la télédétection aéroportée peut être mise en œuvre. Malheureusement, elle est peu développée.

Expérimentalement, il existe deux types de procédure pour quantifier les concentrations en particules terrigènes par télédétection :

– la calibration directe, qui consiste à comparer directement les concentrations en particules avec les réflectances satellitaires ; cette procédure est difficilement utilisable en zone côtière car les courants sont relativement importants et déplacent les masses d'eau (non concordance temporelle entre les données de terrain si on utilise un bateau et les données satellitaires) ; de plus, la validité de ce type de calibration n'est que ponctuelle ;

– la calibration indirecte, qui consiste à comparer les concentrations en particules et les réflectances mesurées en mer avec un spectroradiomètre ; la

correspondance spatio-temporelle entre la mesure optique et le prélèvement est respectée, mais l'acquisition des images satellitaires peut intervenir plusieurs mois après ; par conséquent cette procédure sous entend, d'une part, une invariance de la composition particulaire et, d'autre part, des corrections atmosphériques précises tenant compte des caractéristiques du capteur.

Dans les zones côtières (eaux du cas 2), nous ne savons pas encore quantifier de façon précise, à partir de la couleur de l'eau, la concentration en phytoplancton, la concentration en substances jaunes et l'épaisseur de la couche de surface impliquée, d'où une limite notable. Aussi, des recherches sont à développer pour mettre au point des algorithmes complets utilisables en zones côtières. La méthode analytique est la plus prometteuse car elle peut avoir un champ d'application plus vaste.

De hautes résolutions temporelle et radiométrique sont nécessaires pour l'observation des particules côtières en suspension. En effet, les panaches d'origines fluviale et côtière se déplacent de façon journalière aux grés des courants. C'est pourquoi, il est indispensable de disposer de données à haute fréquence, d'autant plus que le couvert nuageux réduit la répétitivité des observations. Ce type d'analyse, basé sur la comparaison d'images prises à courts intervalles de temps, permettra de mieux connaître le déplacement des eaux turbides et d'améliorer la précision des modèles hydrodynamiques. Les capteurs SeaWifs, MODIS et MERIS répondent en grande partie à ces besoins. Ils fournissent un volume de données très important qui nécessitent des développements informatiques et des mesures de validation supplémentaires.

Les perspectives de recherche dans ce domaine sont relativement nombreuses. Parmi les plus importantes, quatre thèmes méritent d'être soulignés à notre avis :

– l'amélioration des algorithmes de quantification des particules et des substances dissoutes dans les eaux côtières, car les algorithmes actuels sont empiriques et peu validés ;

– la recherche d'algorithmes utilisables par ciel couvert pour la télédétection aéroportée ; en effet, il est dommage de restreindre la télédétection optique aux périodes de ciel clair, alors que, par ciel couvert, des mesures peuvent être effectuées par avion avec des caméras numériques ;

– la réalisation de mesures en laboratoire mériterait d'être développée pour mieux comprendre les processus optiques et pour la mise au point de nouveaux instruments de mesure ;

– enfin, une meilleure connaissance des particules et des substances dissoutes dans les milieux côtiers est indispensable pour obtenir des quantifications précises.

Références

Ahn, Y.H. (1990) Propriétés optiques des particules biologiques et minérales présentes dans l'Océan. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 208 p.

Ahn, Y.H., Bricaud, A. and Morel, A. (1992) Light backscattering efficiency and related properties of some phytoplankters. Deep-Sea Research, vol. 39, p. 1835-1855.

Aranuvachapun, S. and Walling, D.E. (1988) Landsat MSS radiance as a measure of suspended sediment in the lower Yellow River (Hwang Ho). Remote Sensing of Environment, vol. 25, p. 145-165.

Austin, R. W. (1974) Inherent spectral radiance signatures of the ocean surface. *In* S.Q.Duntley, R.W.Austin, W.H.Wilson, C.F.Edgerton and S.E.Mora, "Ocean Color Analysis". Scripps Institute of Oceanography (SIO), Ref. 74-10, La Jolla, p.2.1-2.21.

Bhargava, D.S. and Mariam, D.W. (1990) Spectral reflectance relationships to turbidity generated by different clay materials. Photogrammetry Engineering and Remote Sensing, vol. 56, p. 225-229.

Bonn, F. et Rochon, G. (1992) Précis de télédétection ; vol. 1 : Principes et méthodes. Presse de l'Université du Québec et AUPELF, Sainte-Foy, 485 p.

Bostater, C. (1992) Remote sensing methods using aircraft and ships for estimating optimal bands and coefficients related to ecosystem responses. *In* 1st Thematic Conference on Remote Sensing for Marine and Coastal Environments, New Orleans (Louisiana), 15-17 June 1992, p. 1-13.

Bricaud, A., Morel, A. and Prieur, L. (1981) Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains Limnology and Oceanography, vol. 26, nº 1, p. 43-53.

Bricaud, A. and Stramski, D. (1990) Spectral absorption coefficients of living phytoplankton and nonalgal biogenous matter : a comparison between the Peru upwelling area and the Sargasso Sea. Limnology and Oceanography, vol. 35, p. 563-582.

Bricaud, A. and Zaneveld, R.C. (1995) In situ methods for measuring the inherent optical properties of ocean waters. Limnology and Oceanography, vol. 40, n° 2, p. 393-410.

Bricaud, A., Morel, A., Babin, M., Allali, K. and Claustre, H. (1998) Variations of light absorption by suspended particles with chlorophyll-a concentration in oceanic (case 1) waters : Analysis and implications for bio-optical models. Journal of Geophysical Research, vol. 103, p. 31033-31044.

Bukata, R.P., Jerome, J.H., Bruton, J.E., Jain, S.C. and Zwick, H.H. (1981) Optical water quality model of lake Ontario. 1 : Determination of the optical cross sections of organic and inorganic particulates in Lake Ontario. Applied Optics, vol. 20, p. 1696-1703.

Bukata, R.P., Jerome, J.H. and Burton, J.E. (1988) Particulate concentrations in lake St-Clair as recorded by a shipborne multispectral optical monitoring system. Remote Sensing of Environment, vol. 25**,** p. 201-229.

Carder, K.L., Hawes, S.K., Baker, K.A., Smith, R.C., Steward, R.G. and Mitcell, B.G. (1991) Reflectance model for quantifying chlorophyll a in the presence of productivity degradation products. Journal of Geophysical Research, vol. 96, p. 20599-20611.

Castaing, G P., Allen, G.P., Houdart, M. and Moign, Y. (1979) Etude par télédétection de la dispersion en mer des eaux estuariennes de la Gironde et du Pertuis de Maumusson. Oceanologica Acta, vol. 2, nº 4, p. 459-468.

Cipollini, P. and Corsini, G. (1994) The effect of yellow substance on pigment concentration retrieval using 'blue to green' ratio. Proceeding of IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS-94, Pasadena, 8-12 August 1994, p. I-772-777.

Clark, G.K., Ewing, G.C. and Lorenzen, C.J. (1970) Spectra of backscattered light from the sea obtained from aircraft as a

measure of chlorophyll concentration. Science, vol. 167, p. 1119-1121.

Clark, D.K. (1981) Phytoplankton algorithms for the Nimbus-7 CZCS. *In* Gower, J.R.F. (réd.) Oceanography from Space. Plenum Press, New-York, p. 227-238.

Curran, P.J. and Novo, E.M.M. (1988) The relationship between suspended sediment concentration and remotely sensed spectral radiance : a review. Journal of Coastal Research, vol. 4, p. 351-368.

Defant, A., (1961). Physical Oceanography. Vol. 1, Pergamon Press, New-York, 729 p.

Dilligeard, E. (1997) Télédétection des eaux du cas II. Caractérisation des sédiments marins. Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque, 184 p.

Doerffer, R. and H. Schiller (1997). Pigment index, sediment and gelstoff retrieval from directional water leaving radiance reflectances using inverse modelling technique. Algorithms Theoretical Basis Document, ATBD 2.12, Rapport ESA, Meris ESL GKSS Research Center, Geesthacht, p. 245-327.

Doxaran, D. (2002) Télédétection et modélisation numérique des flux sédimentaires dans l'estuaire de la Gironde. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux-1, Bordeaux, 280 p.

Doxaran, D., Froidefond, J.-M., Lavender, S.J. and Castaing, P. (2002a) Spectral signature of highly turbid waters. Application with SPOT data to quantify suspended particulate matter. Remote Sensing of Environnement, vol. 81, p. 149-161.

Doxaran, D, Froidefond, J.M. and Castaing, P. (2003). Remote sensing reflectance of turbid sediment-dominated waters. Reduction of sediment type variations and changing illumination conditions effects using reflectance ratios. Applied Optics, vol. 42, p. 2623-2634.

D'Sa, E.J. and Miller, R.L. (2003) Bio-optical properties in waters influenced by the Mississippi River during low flow conditions. Remote Sensing of Environment, vol. 84, p. 538-549.

Eisma, D., Bernard, P., Cadee, G.C., Ittekkot, V., Kalf, J., Lanne, R., Martin, J.M., Mook, W.G., Put, A. and Schuhmacher, T. (1991) Suspended matter particle size in some West-European estuaries; part I : particle-size distribution. Netherlands Journal of Sea Research, vol. 28, n° 3, p. 193-214.

Estournel, C., Kondrachoff, V., Marsaleix, P. and Vehil, R. (1997) The plume of the Rhone : numerical simulation and remote sensing. Continental Shelf Research, vol. 17, p. 889-924.

Fargion, G.S. and Mueller, J.L. (2000) Ocean Optics Protocols for satellite ocean color sensor validation, Revision 2. SeaWiFS Technical Report Series. NASA technical memorandum 209966, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt (Maryland) 184 p.

Farmer, C.T., Moore, C.A., Zika, R.G. and Sikorski, R.J. (1993) Effects of low and high Orinoco River flow on the underwater light field of the Eastern Caribean Basin. Journal of Gephysical Research, vol. 98, nº C2, p. 2279-2288.

Fiedler, P.C. and Laurs, R.M. (1990) Variability of the Columbia River plume observed in visible and infrared satellite imagery. International Journal of Remote Sensing, vol. 11, nº 6, p. 999-1010.

Forget, P., Ouillon, S., Lahet, F. and Broche, P. (1999) Inversion of reflectance spectra of non-chlorophyllous turbid coastal waters. Remote Sensing of Environment, vol. 68, p. 264-272.

Froidefond, J.-M., Castaing, P., Mirmand, M. and Ruch, P. (1991) Analysis of the turbid plume of the Gironde estuary (France) based on SPOT radiometric data. Remote Sensing of Environment, vol. 36, p. 149-163.

Froidefond, J.-M., Hermida, J. et Zaragosi, S. (1995) Interprétation des réflectances dans les bandes SeaWiFS sur le plateau continental Aquitain. Journal de recherche océanographique, vol. 20, n° 3-4, p. 103-109.

Froidefond, J.-M., Castaing, P. and Jouanneau, J.-M. (1996) Distribution of suspended matter in a coastal upwelling area : Satellite data and in-situ measurements. Journal of Marine Systems, vol. 8, p. 91-105.

Froidefond, J.-M., Castaing, P. and Prud'homme, R. (1999) Monitoring suspended particulate matter fluxes and patterns with the AVHRR/NOAA-11 satellite. Application to the Bay of Biscay. Deep-Sea Research II, Special issue Ecofer, vol. 46, p. 2029-2055.

Froidefond, J.-M., Lavender, S., Laborde, P., Herbland, A. and Lafon, V. (2002a) SeaWiFS data interpretation in a coastal area in the Bay of Biscay. International Journal of Remote Sensing, vol. 23, p. 881-904.

Froidefond, J.-M., Gardel, L., Guiral, D., Parra, M. and Ternon, J.F. (2002b) Spectral Remote Sensing reflectances of coastal waters in French Guiana under the Amazon influence. Remote Sensing of Environment, vol. 80, p. 225-232.

Froidefond, J.M., Doxaran, D. et Miller, P. (2003) Opération 2 : Acquisition et traitement d'images satellites. Rapport final. Programme Interrégional Loire Grandeur Nature. Loire Estuaire, Cellule de Mesures et Bilans, DGO(UMR-EPOC), Talence, 173 p.

Gagliardini, D.A., Karszenbaum, H., Legekis, R. and Klemas, V. (1984) Application of Landsat MSS, NOAA/TIROS AVHRR, and Nimbus CZCS to study the La Plata River and its interaction with the ocean. Remote Sensing of Environment, vol. 15, p. 21-36.

Gentien, P., Lunven, M., Lehaître, M. and Duvent, J.L. (1995) In-situ depth profiling of particle sizes. Part I : Deep Sea Research. Oceanographic Research Papers, vol. 42, nº 8, p. 1297-1312.

Gohin, F., Druon, J.N. and Lampert, L. (2002) A five channel chlorophyll concentration algorithm applied to SeaWiFS data processed by SeaDas in coastal waters. International Journal of Remote Sensing, vol. 23, p. 1639-1661

Gordon, H.R. (1974) Mie theory models of light scattering by ocean particulates. *In* Gibbs, R.J. (réd.) Suspended solids in Water. Plenum, New York, p. 73-86.

Gordon, H.R. and McCluney, W.R. (1975) Estimation of the depth of sunlight penetration in the sea for Remote Sensing. Appl. Optics, vol. 14, p. 413-416.

Gordon, H.R. and Morel, A.Y. (1983) Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery. Springer-Verlag, New York, 114 p.

Gordon, H.R., Clark, D.K., Brown, J.W. and Jacobs, M.M. (1975) Computed relationships between the inherent and apparent optical properties of a flat homogenous ocean. Applied Optics, vol. 14, p. 417-427.

Gordon, H.R., Brown, O.B., Evans, R.H., Brown, J.W., Smith, R.C., Baker, K.S. and Clark, D.K. (1988) A semi-analytical radiance model of ocean color. Journal of Geophysical Research, vol. 93, p. 10909-10924.

GREPMA Group (1988) Satellite (AVHRR/NOAA-9) and ship studies of a coccolithophorid bloom in the Western English channel. Marine Nature, vol. 1, nº 1, p. 1-14.

Hale, G. M. and Querry, M. R. (1973) Optical constants of water in the 200nm to 200µm wavelength region. Appied Optics, vol. 12, p. 555-563.

Hochman, H.T., Muller Karger, F.E. and Walsh, J.J. (1994) Interpretation of the coastal zone color scanner signature of the Orinoco River plume. Journal of Geophysical Research, vol. 99, nº C4, p. 7443-7455.

IOCCG (International Ocean-Colour Coordinating Group) (2000) Remote Sensing of Ocean Colour in coastal, and other optically-complex waters. Report n° 3, Dartmouth (Canada), 140 p. (http://www.ioccg.org/).

Ivanoff, A. (1975) Introduction à l'océanographie. Propriétés physiques et chimiques des eaux de mer. Librairie Vuibert, Paris, Tome II, 338 p.

Jerlov, N.G. (1976) Marine optics. Elsevier, Amsterdam, Oceanography Series nº 14, 231 p.

Kirk, J.T.O. (1994) Light and photosynthesis in aquatic ecosystems. Cambridge University Press, Cambridge, 509 p.

Lahet, F. (1999) Caractérisation optique d'eaux côtières méditerranéennes : mesure, modélisation et inversion de réflectances. Application aux observations satellitales. Thèse de doctorat, Université de Toulon et du Var, 194 p.

Lambert, C.E., Jehanno, C., Silverberg, N., Brun-Cottan, J.C. and Chesselet, R. (1981). Log-normal distributions of

suspended particles in the open ocean. Journal of Marine Research, vol. 39, nº 1, p. 77-98.
Lee, Z., Carder, K.L., Mobley, C.D., Steward, R.G. and Patch, J.S. (1998) Hyperspectral remote sensing for shallow waters ; 1 : A semi-analytical model. Applied Optics, vol. 37, p. 6329-6338.
Lunven, M., Gentien, P., Kononen, K., Le Gall, E. and Danielou, M.M. (2003). In situ video and diffraction analysis of marine particles. Estuarine, coastal and shelf science, vol. 57, nº 5-6, p. 1127-1137
Mertes, L.A.K., Smith, M.O. and Adams, J.B. (1993) Estimating suspended sediment concentrations in surface waters of the Amazon rive wetlands from Landsat images. Remote Sensing of Environment, vol. 43, nº 3, p. 281-301.
Mobley, C.D. (1994) Light and water. Radiative transfer in natural waters. Academic Press Inc., San Diego, 592 p.
Mobley, C.D. (1999) Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements. Applied Optics, vol. 38, p. 7442 - 7455.
Morel, A. (1974) Optical properties of pure water and pure sea water. *In* Jerlov, N.G. and Steemann Nielsen, E. (réd.) Optical aspects of oceanography. Academic Press, London, p. 1-24.
Morel, A. (1980) In-water and remote measurements of ocean color. Boundary-Layer Meteorology, vol. 18, p. 177-201.
Morel, A. (1982) Télédétection dans le domaine visible : Couleur de l'Océan et son interprétation. *In* CNES. L'Océanologie Spatiale. Cepadues Éditions, Toulouse, p. 643-688.
Morel, A. (1991) Optics of marine particles and marine optics. *In* Demers, S. (réd.) Optical Aspects of Oceanography. Nato ASI Series, G27, Springer Verlag, Berlin, p. 141-189.
Morel, A. and Gentili, B. (1993) Diffuse reflectance of oceanic waters ; II : Bidirectional aspects. Applied Optics, vol. 32, p. 6864-6879.
Morel, A. and Gentili, B. (1996) Diffuse reflectance of oceanic waters. II. Implication of bidirectionality for the remote-sensing problem. Applied Optics, vol. 35, p. 4850-4861.
Morel, A. and Prieur, L. (1977) Analysis of variations in ocean color. Limnology and Oceanography, vol. 22, nº 4, p. 709-722.
Mueller, J.L. (1997) SeaWiFS algorithm for the diffuse attenuation coefficient K490 using water leaving radiance at 490 and 555 nm. NASA/GSFC Technical Memorandum 2000-206892, Hooker (Ed.) Greenbelt, V.11, p. 24-27.
Munday, J.C. and Alfoldi, T.T. (1979) Landsat test of diffuse reflectance models for aquatic suspended solids measurement. Remote Sensing of Environment, vol. 8, p. 169-183.
Novo, E.M.M., Hanson, J.D. and Curran, P.J. (1989) The effect of sediment type on the relationship between reflectance and suspended sediment concentration. International Journal of Remote Sensing, vol. 10, p. 1283-1289.
Novo, E.M.L.M., Steffen, C.A. and Braga, C.Z.F. (1991) Results of a laboratory experiment relating spectral reflectanc to total suspended solids. Remote Sensing of Environment, vol. 36, p. 67-72.
O'Reilley, J.E., Maritorena, A.S., Mitchell, B.G., Siegel, D.A., Carder, K.L., Garver, S.A., Kahru, M. and McClain, C. (1998) Ocean color chlorophyll algorithm for SeaWiFS. Journal of Geophysical Research, vol. 103, nº C11, p. 24937-24953.
Ouillon, S., Forget, Ph., Froidefond, J.-M. and Naudin, J.J. (1997) Estimating suspended matter concentrations from SPOT data and from field measurements in the Rhône river plume. Marine Technology Society Journal, vol. 31, nº 2, p. 15-20.
Pope, R.M. and Fry, E.S. (1997) Absorption spectrum (380-700 nm) of pure water ; II : Integrating cavity measurements. Applied Optics, vol. 36, p. 8710-8723.
Ritchie, J.C., Cooper, C.M. and Shiebe, F.R. (1990) The relationship of MSS and TM digital data with suspended sediments, chlorophyll and temperature in Moon Lake, Mississipi. Remote Sensing of Environment, vol. 33, p. 137-148.
Sathyendranath, S. and Morel, A. (1983) Light emerging from the sea – interpretation and uses in remote sensing. In Cracknell, A.P. (réd.) Remote Sensing Applications in Marine Science and Technology. NATO ASI Series, Reidel Publish, Dordrecht, p. 329-357.
Sathyendranath, S., Platt, T., Caverhill, C.M., Warnock, R.E. and Lewis, M.R. (1989). Remote sensing of oceanic primary production: computations using a spectral model. Deep Sea Research, vol. 36, p. 431-453.
Schmitz-Pieffer, A., Viehoff, T. and Grassl, H. (1990) Remote sensing of coastal waters by airborne lidar and satellite radiometer ; Part 2 : Measurements. International Journal of Remote Sensing, vol. 11, p. 2185-2204.
Smith, R.C. and K.S. Baker, K.S. (1981) Optical properties of the clearest natural waters (200-800 nm). Applied Optics, vol. 20, nº 2, p. 177-184.
Stumpf, R.P. and Pennock, J.R. (1989) Calibration of a general optical equation for remote sensing of suspended sediments in a moderatly turbid estuary. Journal of Geophysical Research, vol. 94, nº C10), p. 14363-14371.
Tassan, S. (1994) Local algorithms using SeaWiFS data for the retrieval of phytoplancton pigments, suspended sediment and yellow substance in coastal waters. Applied Optics, vol. 33, nº 12, p. 2369-2378.
Tassan, S. and Ferrari, G.M. (1995) Proposal for the measuremnt of backward and total scattering by mineral particles suspended in water. Applied Optics, vol. 34, nº 36, p. 8345-8353.
Tassan, S. and Sturm, B. (1986) An algorithm for the retrieval of sediment content in turbid coastal waters from CZCS data. International Journal of Remote Sensing, vol. 7, nº 5, p. 643-655.
Thomas, Y.F. (1978) Utilisation des données LANDSAT pour la mise en évidence de la turbidité en zones littorales : limite des méthodes. CNEXO (Centre National d'Exploitation des Océans), Colloque n° 5, Brest, 6-8 février 1978, Publications scientifiques et techniques, p. 109-121.
Van de Hulst, H.C. (1957). Light scattering by small particles. Dover Publications, New York, 470 p.
Walker, N. (1996) Satellite assessment of Mississipi river plume variability : Causes and predictability. Remote Sensing of Environment, vol. 58, p. 21-35.
Weber O., Jouanneau J.M., Ruch P. and M. Mirmand (1991). Grain-size relationship between suspended matter originating in the Gironde estuary and shelf mud-patch deposits. Marine Geology, vol. 96, p. 159-165.
Whitlock, C.H., Poole, L.R., Usry, J.W., Houghton, W.M., Witte, W.G., Morris, W.D. and Gurganus, E.A. (1981) Comparison of reflectance with backscatter and absorption parameters for turbid waters. Applied Optics, vol. 20, nº 3, p. 517-527.
Yang, H. and Gordon, H.R. (1997) Remote sensing of ocean color: assessment of water-leaving radiance bi-directional effects on atmospheric diffuse transmittance. Applied Optics, vol. 36, p. 7887-7897.

Annexes : terminologie et symboles

Énergie rayonnée par une source dans tout l'espace environnant :

E
Unité : Joule (J)

2. Flux (*radiant flux*)
Énergie rayonnée par unité de temps :

$$\Phi = \frac{dE}{dt}$$

Unité : Watt (W)

3. Intensité énergétique (*radiant intensity*)
Flux émis dans un angle solide selon une direction donnée :

$$I = \frac{d\Phi}{d\Omega}$$

Unité : $W.sr^{-1}$ (stéradian, angle solide)

4. Éclairement (*irradiance*)
Flux reçu par unité de surface :

$$E = \frac{d\Phi}{dS}$$

Unité : $W.m^{-2}$

5. Réflectance et albédo (*reflectance and albedo*)
La réflectance est le taux de lumière renvoyé par l'objet. Ainsi, la neige à une réflectance proche de 90 %, c'est-à-dire qu'elle renvoie 90 % de la lumière qu'elle reçoit. Par contre, un papier noir aura une réflectance proche de 0 %. Cette réflectance est appelée albédo, lorsque l'on parle de surfaces terrestres, incluant des objets différents et quelque soit l'angle de vue. La réflectance diffuse de l'eau s'écrit :

$$R(\lambda) = \frac{Eu(\lambda,0^-)}{Ed(\lambda,0^-)}$$

où $Eu(\lambda,0^-)$ est l'éclairement remontant (*upwelling irradiance*) à la longueur d'onde λ juste sous la surface de l'eau et $Ed(\lambda,0^-)$ est l'éclairement descendant (*downwelling irradiance*) à la longueur d'onde λ juste sous la surface de l'eau. Ce facteur de réflectance varie de 0 à 1 ou de 0 à 100 %.

6. Luminance (*radiance*)
Intensité énergétique émise d'un élément de surface dS considéré dont la normale est inclinée de θ par rapport à Ox (Bonn et Rochon, 1993) :

$$L(\theta) = \frac{I}{\Delta A.\cos\theta}$$

Unité : $W.m^{-2}.sr^{-1}$

où ΔA est l'unité de surface (m^2), $\cos\theta$ est la projection de la surface et l'unité est $W.m^{-2}.sr^{-1}$.

Si la luminance est exprimée en fonction de la longueur d'onde, elle est dénommée luminance spectrale $L(\theta,\lambda)$ et les unités sont en $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$.

Les capteurs aéroportés ou spatiaux, appelés radiomètres (quelques bandes spectrales) ou spectrophotomètres (multibandes), enregistrent des luminances, c'est-à-dire des intensités de lumière (en fait, converties en intensité de courant par des cellules CCD). Ces intensités sont exprimées en watts par unité de longueur d'onde, par unité angulaire et par unité de surface. Si ces paramètres étaient omis, il ne serait pas possible de comparer deux mesures.

La luminance et la réflectance sont les deux principales unités utilisées en télédétection.

7. Réflecteurs spéculaires et lambertiens (*Specular and Lambertian reflectors*)
Un objet peut être un réflecteur spéculaire, c'est-à-dire qu'il renvoie toute la lumière reçue, mais dans la direction opposée à l'éclairement, c'est le cas du miroir.

Un objet peut aussi être un réflecteur lambertien ; dans ce cas, il renvoie la lumière de façon égale dans toutes les directions. C'est presque le cas d'une feuille de papier blanc qui renvoie la lumière de façon à peu près égale dans toutes les directions.

Un objet peut également être un réflecteur complexe, comme la surface de l'eau qui renvoie davantage de lumière dans la direction opposée à l'éclairement. On est ébloui par la réflexion du soleil sur l'eau. Cette réflexion dépend aussi des ondulations de surface (clapotis, vagues, *etc.*).

8. Réflectance télédétectée Rrs (*remote sensing reflectance*)
La réflectance télédéctée est de plus en plus utilisée pour les mesures de terrain (Mobley, 1994, 1999).

$$Rrs(\lambda) = \frac{Lw(\lambda)}{Ed(0^+,\lambda)}$$

Unité : sr^{-1}

où Lw est la luminance émergeante mesurée juste au-dessus de l'eau et Ed l'éclairement descendant mesuré également juste au-dessus de l'eau.

Deux grandeurs supplémentaires sont utilisées pour les données satellitaires.

9. Luminance normalisée de l'eau $L_{WN}(\lambda)$ (*normalised water-leaving radiance*)
Cette définition a été introduite récemment pour les mesures effectuées au moyen de capteurs satellitaires. Cette luminance normalisée est définie suivant la relation (Gordon *et al.*, 1988 ; Yang and Gordon, 1997; Wang, 1999) :

$$L_{WN}(\lambda) = \frac{F0(\lambda).Lw(\lambda)}{Ed(\lambda,\theta_0)}$$

Unité : $\mu W.cm^{-2}.nm^{-1}.sr^{-1}$

Dans cette équation, F0 représente l'éclairement solaire au sommet de l'atmosphère, connue à partir de mesures spatiales dans la longueur d'onde λ (F0 en $\mu W.cm^{-2}.nm^{-1}.sr^{-1}$) et $Ed(\lambda,\theta_0)$ est l'éclairement descendant juste au dessus de la surface de l'eau avec un angle solaire θ_0. Par rapport à la $Rrs(\lambda)$ obtenue à partir des données in situ, l'équation peut s'écrire :

$$L_{WN}(\lambda) = F0(\lambda).Rrs(\lambda)$$

Les données spatiales concernant le domaine marin, sont souvent fournies sous cette forme $L_{WN}(\lambda)$. C'est le cas des données de niveau 2 fournies par la NASA pour les capteurs SeaWiFS et MODIS et par l'ESA pour les données POLDER et pour les données MERIS.

10. Réflectance normalisée $\rho_{WN}(\lambda)$ (*normalised water leaving reflectance*)
La réflectance normalisée au-dessus de l'eau est définie par l'équation :

$$\rho_{WN}(\lambda) = \frac{\pi}{F0(\lambda)} \cdot L_{WN}(\lambda)$$

Liste des symboles

a	coefficient d'absorption
aw	coefficient d'absorption de l'eau pure
ay	coefficient d'absorption des substances jaunes
ac	coefficient d'absorption du phytoplancton
ax	coefficient d'absorption des particules terrigènes
b	coefficient de diffusion
bf	coefficient de diffusion vers l'avant
b_b	coefficient de rétrodiffusion
c	coefficient d'atténuation
bw	coefficient de diffusion de l'eau pure
bc	coefficient de diffusion du phytoplancton
bx	coefficient de diffusion des particules terrigènes
$Eu(\lambda)$	Éclairement remontant juste au dessous de la surface marine (0-)
$Ed(\lambda)$	Éclairement descendant, juste au-dessus de la surface marine (0+)
Kd	coefficient d'atténuation diffuse
K490	coefficient d'atténuation diffuse à 490 nm
λ	longueur d'onde
$\beta(\theta)$	volume de diffusion
θ	angle polaire ou zénithal
z	profondeur
L	luminance (radiance) flux d'intensité lumineuse par unité d'angle solide dans une direction donnée par unité de surface projetée dans cette direction.
Lw	luminance de l'eau
Lws	luminance de la surface de l'eau
$L_{WN}(\lambda)$	luminance normalisée de l'eau
Lsky	luminance du ciel au zénith
n	indice de réfraction, partie réelle
$R(\lambda)$	réflectance
Rp	réflectance de la plaque en spectralon
$Rrs(\lambda)$	réflectance télédétectée
$\rho_{WN}(\lambda)$	réflectance normalisée de l'eau
z_{90}	profondeur d'où parvient 90 % de la lumière solaire remontante