

souhaiter. En effet pour des sujets d'importance mondiale tels que le suivi temporel, pour de vastes territoires (au niveau de la région géographique ou du continent), de l'évolution du couvert végétal sur de longues périodes, de phénomènes de sécheresse..., il peut y avoir accumulation d'erreurs dues tant aux perturbations atmosphériques qu'aux caractéristiques des couverts qui rendent délicate l'utilisation des résultats.

Il est évident que les données de télédétection doivent être associées au sein de modèles, souvent très complexes, à d'autres paramètres des couverts végétaux et de leur environnement (climat, sol, régime hydrique...) pour évaluer des rendements (voir chapitre 22), des stress hydriques... L'approche empirique par les indices de végétation doit être considérée avec la plus grande prudence.

4.4 L'eau

On distinguera dans ce qui suit trois grands types de portion du spectre électromagnétique : le visible et l'infrarouge proche, l'infrarouge thermique, le domaine des hyperfréquences et deux modes d'observation à distance : passive et active pour discuter des propriétés, soit de la masse d'eau elle-même, soit de sa surface, accessibles et mesurables par télédétection. Plus spécifiquement, et dans l'ordre de leurs présentations, ces propriétés fondamentales de la masse d'eau et de sa surface accessibles par observation à distance concernent :

- la profondeur de la masse d'eau (bathymétrie) ;
- la couleur de l'eau ;
- la température de surface ;
- la salinité de surface ;
- l'état de surface ;
- la qualité de la surface.

Considérant que sur la terre les surfaces en eau marine représentent 73 % de la surface globale et que pour la partie émergée les surfaces en eau douce libre (fleuves et lacs hors glace) ne représentent pas même 1 % de la surface globale, les propriétés fondamentales des masses d'eau que nous considérons dans ce qui suit sont propres aux eaux marines salées ou saumâtres.

4.4.1 Domaine du visible et de l'infrarouge proche

Le comportement spectral de l'eau est fonction des molécules d'eau mais aussi des constituants dissous ou en suspension (particules, algues, matière organique...), ainsi que de l'état de rugosité de sa surface. Le rayonnement incident est pour une part réfléchi de façon spéculaire, d'autant plus que l'eau est calme et sa surface lisse, l'autre part est réfractée et pénètre dans le volume. La réflexion spéculaire de l'eau peut être observée sur des photographies aériennes comme sur des images satellitaires. La détection du phénomène est aisée sur les photographies aériennes, puisque la même surface apparaîtra très blanche sur une photographie et sombre sur la suivante. Sur images satellitaires, à moins de disposer de données diachroniques sur le même territoire, on risque de confondre cet effet spéculaire avec des surfaces minérales très réfléchissantes (carières, exploitations de sables alluviaux...). L'eau pure réfléchit très peu dans le rouge et l'infrarouge. Elle apparaît en noir sur les photographies infrarouge noir et blanc ainsi que sur les photographies infrarouge couleur. Sur les données satellitaires, les valeurs de comptes numériques sont très faibles pour les bandes correspondantes (SL 4.2) et tout spécialement dans l'infrarouge moyen réfléchit.

La réponse spectrale de la mer est directement liée à l'interaction de plusieurs phénomènes agissant à sa surface et dans la masse d'eau. Citons ainsi :

- l'agitation de surface sous l'effet du vent et des houles,
- la présence d'un polluant flottant (hydrocarbures, macrodéchets divers...), ou d'un navire,
- le mélange d'eaux de densité, de flottabilité et de températures différentes (eaux douces et eaux salées, remontées d'eaux froides),
- les courants,
- la charge en sédiments en suspension,
- la présence de phytoplancton et de pigments chlorophylliens dans les eaux,
- la présence de substances dissoutes....

La réponse de la tranche d'eau dans le domaine optique, phénomène intéressant l'interface terre/mer et la masse d'eau de mer proprement dite, est présentée en relation avec deux types d'applications : la mesure de la bathymétrie et celle de la couleur de l'eau.

■ Mesure approchée de la bathymétrie en eau claire

Pour des conditions d'observation de milieux côtiers en eaux claires dans le domaine du visible, le signal lumineux pénètre la tranche d'eau où il est absorbé. Si la bathymétrie est faible, il peut atteindre le fond et traverser la masse d'eau en retour pour fournir une information vers le capteur sur la profondeur du fond et sa nature : le signal mesuré au-dessus des petits fonds dépend à la fois des propriétés de réflexion du fond et de l'influence de la colonne d'eau qui le surmonte.

Ces comportements sont bien décrits par un modèle de décroissance exponentielle du signal avec la profondeur à laquelle se trouve le fond. On peut trouver différentes formulations de ce modèle dans la littérature (O'Neill et Miller, 1989...), elles sont toutes très proches et sont du type :

$$R(0, z) = R(0, \infty) + [A - R(0, \infty)] e^{-K_d z}$$

- avec :
- $R(0, z)$ réflectance mesurée au-dessus d'un fond à une profondeur z ;
 - $R(0, \infty)$ réflectance mesurée au-dessus d'un fond à une profondeur infinie ;
 - A albédo du fond ;
 - z profondeur du fond ;
 - K_d coefficient d'atténuation diffuse.

Ainsi, la réflectance d'une colonne d'eau limitée par un fond réfléchissant situé à la profondeur z peut être décrite comme une fonction de la réflectance d'une colonne d'eau optiquement identique en l'absence d'un fond $R(0, \infty)$ à laquelle s'ajoute le contraste du fond par rapport à $R(0, \infty)$ modulé par l'atténuation d'un double trajet entre la surface et le fond. Le paramètre K_d décrit quantitativement la décroissance de l'énergie solaire incidente en surface avec la profondeur. Il reflète assez bien la « clarté » de l'eau dans une bande spectrale donnée et va déterminer en grande partie les profondeurs concernées par les mesures par télédétection. La figure 4.17 présente des spectres de coefficients d'atténuation diffuse pour des eaux aux contenus en matières particulaires et dissoutes différents.

K_d varie avec la longueur d'onde et, notamment dans les eaux claires, l'atténuation diffuse est faible aux courtes longueurs d'onde et présente des valeurs plus élevées au-delà de 570 nm. Ainsi, dans le cas des eaux claires, le rayonnement pour les canaux situés dans la gamme 400-500 nm pénétrera le plus profondément dans la colonne d'eau alors que pour des eaux davantage chargées en particules et substances

dissoutes, les plus grandes profondeurs seront atteintes dans la gamme 500-600 nm. Seules les bandes TM1 (450-520 nm), TM2 (520-600 nm) et dans une moindre mesure TM3 (630-690 nm) de LANDSAT et S₁ (500-590 nm) et dans une moindre mesure S₂ (610-690 nm) et P (510-730 nm) de SPOT seront utilisables pour caractériser la bathymétrie et la nature des fonds à faible profondeur compte tenu des valeurs des coefficients d'atténuation diffuse dans ces bandes spectrales. Si l'on veut extraire les bathymétries à partir de données de télédétection dans le visible, il faut estimer, le mieux possible, l'atténuation diffuse pour la zone d'étude et les bandes spectrales concernées.

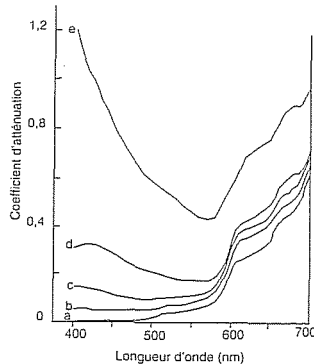


Figure 4.17 – Exemples de spectres du coefficient d'atténuation diffuse pour l'éclaircement descendant pour (a) l'eau de mer pure, (b) une eau océanique oligotrophe, (c) une eau côtière claire, (d) une eau océanique eutrophe (4-5 mg chlorophylle a · m⁻³) et (e) une eau côtière très chargée en particules et substances dissoutes optiquement actives (mer Baltique) (d'après Maritorena, 1993)

Une méthode de traitement des données permet de s'affranchir de ces estimations complexes. Pour un fond donné, la transformation $X_i = \ln(L_i - L_{i\infty})$, avec L_i exprimant la luminance pour la longueur d'onde i et $L_{i\infty}$ celle obtenue au-dessus d'un fond infini, équivaut approximativement à linéariser les signaux correspondant aux différentes bathymétries (Lyzenga, 1978). Dans une représentation où $\ln(L_i - L_{i\infty})$ est en abscisse et $\ln(L_j - L_{j\infty})$ en ordonnée, les points associés à un type de fond forment un nuage de points dispersé le long d'une droite de pente égale à K_j/K_i . L'étalement du nuage de points est linéairement dépendant de la bathymétrie et l'écartement de ce nuage est fonction de la variation du type de fond. Une rotation du systèmes d'axes d'un angle égal à $\arctan(K_i/K_j)$ donne un nouveau repère ($Y_z, Y_{f1}, Y_{f2}, \dots, Y_{fn} - 1$) tel que Y_z est théoriquement indépendant de la nature du fond tandis que les Y_{fi} sont indépendants de la bathymétrie. On a alors :

$$Z = aY_z + b$$

En pratique, plusieurs méthodes permettent d'accéder à un Z réel absolu. L'usage de points de calage est une solution qui permet de définir les coefficients a et b , que l'on suppose constants pour tous les pixels de l'image. Une application de la méthode proposée ci-dessus (Loubersac *et al.*, 1989), par inversion du modèle de décroissance exponentielle du signal avec la profondeur, linéarisation, changement d'axes, calcul d'un

couple de coefficients (a, b) pour chacun des grands types de fond mis en évidence par un saillage de Y_{f1} et calage par introduction dans le modèle de mesures *in situ*, montre une erreur relative du modèle bathymétrique ainsi construit de 10 % sur la tranche d'eau 0-10 m. Au-delà de 20 m, les résultats du modèle n'ont plus de signification en raison de la perte du signal et du bruit dû au capteur HRV utilisé. L'article de synthèse d'Andréfouët *et al.*, (1998) détaille sur ces questions les différentes approches et solutions et fait l'analyse critique des résultats obtenus et des erreurs. On citera également des applications développées plus récemment pour les lagunes méditerranéennes (Minguelli-Roman *et al.*, 2007).

■ Mesure de la couleur de l'eau

Lorsque la composante due au fond n'intervient pas dans le signal reçu par le capteur, soit parce que les eaux sont chargées en particules, soit parce que la tranche d'eau est d'épaisseur suffisante, on peut tirer, dans le domaine du visible, une information sur la couleur de l'eau. En effet les flux réfléchis, mesurés au-dessus de la surface, sont directement reliés à la concentration des constituants présents dans la masse d'eau : pigments liés au plancton, matière organique dégradée, matière en suspension et matière dissoute (Miller *et al.*, 2005, Richardson et Ledrew, 2006). Toutefois la contribution de l'atmosphère au signal mesuré étant très importante, jusqu'à 90 %, dans les bandes spectrales étroites utilisées (voir plus loin), le développement d'algorithmes de correction atmosphérique est nécessaire.

En matière de télédétection de la couleur de l'eau, des avancées considérables ont été atteintes grâce aux données du capteur CZCS (*Coastal Zone Color Scanner*) de NIMBUS 7, opérationnel entre 1978 et 1986, et de ses successeurs SeaWiFS et MODIS lancés par la NASA, et MERIS lancé par l'ESA sur Envisat. Ces satellites possèdent au moins 6 bandes spectrales : quatre dans le visible, une dans le proche infrarouge et une dans le thermique (Cassanet 1990 ; IOCCG). Les quatre bandes du visible positionnées respectivement entre 433 – 453 nm, 510 – 530 nm, 540 – 560 nm, 660 – 680 nm autorisent la mesure de la couleur de l'eau, et permettent l'estimation avec une précision de 30 % de la concentration en chlorophylle. Ces bandes autorisent également les corrections atmosphériques qui constituent 80 % du signal dans le spectre visible.

En règle générale, les algorithmes développés pour estimer les paramètres optiques de l'eau de mer comportent trois étapes :

- transformation des comptes numériques fournis par le capteur en valeur de luminance et calibration en tenant compte de la dérive progressive de sensibilité du capteur (Sturm, 1983 ; Singh *et al.*, 1985) ;
- correction atmosphérique de la luminance totale obtenue pour en tirer la part uniquement due à la tranche d'eau observée ;
- calcul de la concentration en pigments, en matière en suspension, et atténuation diffuse par algorithmes spécifiques qui sont basés sur l'analyse de rapports entre canaux calibrés par des mesures *in situ* de concentration en pigments (Bricaud *et al.*, 1981 ; Sturm 1981 ; O'Reilly *et al.*, 2000 ; Babin *et al.*, 2003 ; Bricaud *et al.*, 2004 ; Gohin *et al.*, 2008 ; Quillon *et al.*, 2008 ; Dupouy *et al.*, 2009 ; Blondeau *et al.*, 2009) ou calcul du coefficient d'absorption et rétrodiffusion ou absorption de la matière organique dissoute par inversion d'un modèle de transfert radiatif (Fischer et Doerfler 1987 ; Loisel *et al.*, 2007 ; Bélanger *et al.*, 2008 ; Doxaran *et al.*, 2009).

Les résultats de ces traitements sont utilisés dans des applications de biologie et d'écologie marine comme de suivi de la qualité des eaux, le transport sédimentaire et les processus dynamiques (Miller *et al.*, 2005 ; Andréfouët *et al.*, 2008).

Les bandes spectrales du capteur MODIS ou MERIS ayant été placées de façon optimale vis à vis des causes de variation de la qualité optique des eaux marines, on peut en tirer des paramètres suffisamment fiables au plan qualitatif et quantitatif qui soient utilisables vis à vis de problèmes d'aménagement littoral tels que ceux de contamination des eaux par exemple. L'attente forte de la communauté scientifique se porte à présent sur la disponibilité de données issues de nouveaux capteurs dont la résolution spectrale est optimisée par rapport à MERIS : Hyperion, Ikonos ou encore du futur géostationnaire imageur couleur de l'eau (<http://www.cnrs.fr/web/CNRS-Ir/7729-la-couleur-de-l-eau-signe-de-vie.php>).

4.4.2 Domaine de l'infrarouge thermique

■ Mesure et suivi de l'évolution de la température de surface de la mer

Pour les longueurs d'onde de 10-12 µm, le rayonnement émis par la Terre est directement proportionnel à la température de la surface observée (voir chapitre 1.5.2).

Ceci explique que la mesure du rayonnement thermique du sol à partir de capteurs embarqués dans des avions ou des satellites est couramment utilisée depuis la fin des années 1970 (voir paragraphes 2.3.2 et 2.3.3) pour observer les phénomènes naturels à une échelle relativement grande : suivi de la végétation, météorologie et océanographie.

La méthode de traitement employée pour calculer la température de surface se caractérise par :

- un décodage permettant de restituer des pixels de l'ordre du km de côté ;
- l'élimination des zones qui ne sont pas significatives, correspondant au sol et aux nuages ; l'opération de masquage des nuages nécessite plusieurs opérations successives relativement complexes (calcul de combinaisons de canaux, filtrage, puis seuillage) ; des difficultés se posent avec les nuages semi-transparents et avec les contours des nuages (qui ne sont pas toujours bien déterminés) ;
- une correction géométrique permettant de restituer dans un système de projection donné ;
- l'application d'une combinaison linéaire restituant la température en fonction des valeurs numériques dans les deux canaux thermiques (T4) et (T5) ; cette formule a été élaborée par les chercheurs pour tenir compte de l'absorption atmosphérique à partir de modèles simplifiés de l'atmosphère et de méthodes statistiques d'ajustement aux mesures effectuées simultanément par des bateaux. Pour l'Atlantique Nord Ouest la formule élaborée par le Centre de Météorologie Spatiale de Lannion est $T = 3T4 - 2T5 + C0$.

Les applications océanographiques de la télédétection de la température de surface de la mer sont nombreuses : pêcheries pélagiques (Kimley et Butler, 1988 ; Petit *et al.*, 1994), suivi dynamique issu du mixage et du traitement géostatistique des données (Gohin et Langlois, 1993), détection de structures frontales (Le Vourch *et al.*, 1992), analyse synthétique de l'évolution de la température de surface en relation avec les perturbations écologiques dans le cas de l'eutrophisation et les proliférations algales dans la masse d'eau le long des côtes de Bretagne (Piriou *et al.*, 1993). On ajoutera que les bandes spectrales de l'infrarouge thermique (figure 4.18) ont été et sont largement utilisées, par exemple en France par les Douanes et la Marine Marchande, pour détecter les rejets frauduleux d'hydrocarbures (dégazages) et dissuader les pollueurs.

Actuellement, en raison de la multiplicité des besoins et des applications en matière de température de surface de la mer (variabilité climatique, prévision météorologique, applications militaires, aide à la pêche, perturbations écologiques, données d'entrée des modèles numériques de prévision, etc.), une initiative globale : GODAE (Global Ocean



Figure 4.18 - Exemple de détection aéroportée positive (IR thermique) d'un rejet d'hydrocarbures (en foncé) en mer. Le navire effectuant un prélèvement dans la nappe ainsi que de son sillage sont clairs (- chauds -)

Data Assimilation Experiment) a été lancée au niveau international qui vise à fournir sur des bases opérationnelles et globales ou régionales le champ de température de surface à des résolutions inférieures à 0,4 °K, toutes les 6 heures et pour des résolutions spatiales en couverture mondiale globale inférieure à 10 km. Cette initiative s'appuie sur le développement de méthodologies scientifiquement validées et techniquement réalisables en routine assurant le mixage de différentes sources (satellites géostationnaires, défilants, radiomètres infrarouge, radiomètres micro-ondes, mesures *in situ* par bouées, navires ou autres systèmes). On se reportera utilement à l'article relatif à cette collaboration internationale (Donlon *et al.*, 2007).

4.5 La neige et la glace

La neige est constituée de fins cristaux de glace dont la taille varie de 50 µm à 1 mm, c'est donc un milieu très diffusant à cause de sa structure granulaire. Dans le visible, la réflectance de la neige dépend principalement de sa teneur en polluants, tandis que dans l'infrarouge proche et moyen, elle varie selon la géométrie des cristaux, c'est-à-dire leur forme et leur dimension. La réflectance de la neige est d'autant plus forte dans cette gamme de longueurs d'onde, que les cristaux sont plus petits (figure 4.19).

Cela explique la réflectance plus forte de la neige fraîche par rapport à celle de la neige plus ancienne (aux plus gros cristaux), ou à celle de la neige de névé, elle-même plus réfléchissante que de la glace. La glace a des propriétés optiques, voisines de celles de l'eau, sauf entre 1,55 et 1,75 µm où elle absorbe davantage les rayonnements que l'eau.

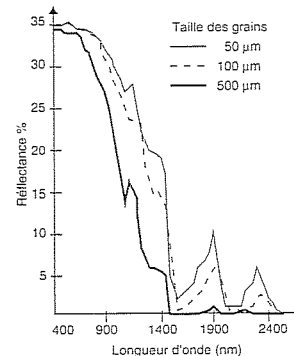


Figure 4.19 - Réflectance bidirectionnelle de la neige (calculée à partir d'un modèle) en fonction de la longueur d'onde, pour diverses tailles de grains. Angle solaire incident 40° par rapport au nadir (d'après Fily *et al.* 1997, p. 455, avec la permission d'Elsevier Science.)