



HAL
open science

Suivi et simulation de la qualité de l'eau en milieu littoral par télédétection et modélisation

Dominique Durand

► **To cite this version:**

Dominique Durand. Suivi et simulation de la qualité de l'eau en milieu littoral par télédétection et modélisation. Automatique / Robotique. Université de Nice Sophia-Antipolis, 2000. Français. NNT : . pastel-00956574

HAL Id: pastel-00956574

<https://pastel.hal.science/pastel-00956574v1>

Submitted on 6 Mar 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



CENTRE DÉNERGÉTIQUE
Groupe Télédétection & Modélisation



NANSEN ENVIRONMENTAL
& REMOTE SENSING CENTER



UNIVERSITÉ DE NICE –
SOPHIA ANTIPOLIS

N° attribué par la bibliothèque

|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|_|

THÈSE

Présentée pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences

de l'Université de Nice - Sophia Antipolis

Discipline “Sciences et Technologies de l'Information et de la
Communication”

Spécialité “Electronique”

Par

Dominique DURAND

**Suivi et simulation de la qualité de l'eau en milieu littoral par
modélisation et télédétection**

Directeur de thèse : Lucien WALD

Soutenue le 21 novembre 2000 devant le jury composé de :

L. ALBEROTANZA	CNR-ISDGM, Italie	Rapporteur
F. CAUNEAU	École des Mines de Paris	Examinateur
A. PAPIERNIK	Laboratoire d'Électronique, UNSA	Examinateur
D. POZDNYAKOV	NIERSC, Russie	Rapporteur
R. SANTER	Université du Littoral, Wimereux	Rapporteur

Remerciements

Nous voici rendu !

Une nouvelle étape, une nouvelle expérience, de nouvelles connaissances, un nouveau savoir. Après avoir longuement enseigné, j'ai décidé, il y a de cela quatre ans, de renouer avec ce à quoi je m'étais toujours destiné : la recherche. Je dois cette prise de conscience à ma rencontre, durant ces dix dernières années, avec quatre hommes, quatre inspirations. Deux d'entre eux sont aujourd'hui directeur et co-directeur de cette thèse. Lucien, François, peut-être découvrez-vous par ces mots, l'importance que vous avez eu dans ma progression professionnelle, je vous remercie pour votre soutien, vos encouragements et votre amitié. Les deux autres ont pour nom Gilbert Weill et Marc Bernard qui tous deux furent mes supérieurs hiérarchiques dans une vie professionnelle antérieure. Soyez ici remerciés pour m'avoir montré la voie.

Je tiens également à remercier les personnes qui m'ont fait l'honneur de juger ce travail : messieurs Albert Papiernik qui m'a accueilli dans la formation doctorale qu'il dirige, Richard Santer, Luigi Alberotanza qui ont accepté la lourde charge d'être rapporteurs de ce volumineux manuscrit.

Je tiens tout particulièrement à remercier monsieur Dmitry Pozdnyakov dont la rencontre, il y a de cela deux ans, a éclairé la fin de cette thèse. Son érudition fut et reste une source d'inspiration pour moi. Puisse le futur me donner la chance de collaborer plus étroitement avec lui.

J'ai effectué l'intégralité de ce travail à Bergen en Norvège, au sein du Nansen Environmental & Remote Sensing Center. Je remercie chaleureusement monsieur Ola M. Johannessen pour m'avoir accueilli dans son centre de recherche et pour m'avoir fourni les moyens matériels nécessaires à la réalisation de ce travail. Mes remerciements vont également à la Commission Européenne (Bruxelles) qui a financé cette thèse au travers de deux bourses Marie Curie consécutives.

J'exprime toute ma gratitude à mes amis et collègues qui ont contribué de diverses manières à la progression de cette thèse : Roseline Adde-Wald, Michel Albuisson, Axel Iehlé, Thierry Ranchin, Anton Lyakovski, Norman McCormick, Rick Gould, Arnold Dekker, Roland Doerffer.

Un remerciement tout spécial à Curt Mobley pour m'avoir fourni gracieusement son logiciel HYDROLIGHT©, à Luigi Alberotanza et Stéphane Sommer pour m'avoir donné accès aux données aéroportées et in situ de la campagne EISAC '89, et à Yann Morel et Stéphane Maritorena pour leur informations détaillées sur la « méthode en eaux claires ».

Enfin, je ne pourrais conclure ces remerciements sans exprimer ma profonde reconnaissance à ma famille restée en France, pour leur soutien de tous les instants.

...à ma femme et mon fils.

Sommaire

	<i>pages</i>
SOMMAIRE.....	5
LISTE DES FIGURES	9
LISTE DES TABLEAUX.....	15
CHAPITRE 1 - INTRODUCTION	19
1.1 Présentation de la thèse.....	19
1.2 Objectifs et structure de la thèse.....	22
1.3 Conseil de lecture	24
CHAPITRE 2 - LES EAUX DU LITTORAL EUROPÉEN : ANALYSE DU BESOIN EN PARAMÈTRES BIOGÉOPHYSIQUES ET RÉPONSE DE LA TÉLÉDÉTECTION.....	29
2.1 Caractérisation des eaux côtières.....	29
2.2 Analyse du besoin en information sur la qualité de l'eau.....	30
2.2.1 Paramètres environnementaux et de la qualité de l'eau.....	31
2.2.2 Besoins quantitatifs	34
2.2.3 Conclusions	36
2.3 Performances des techniques de télédétection.....	36
2.3.1 Considérations générales.....	36
2.3.2 Echantillonnage spatial et temporel.....	38
2.3.3 Performance de la télédétection paramètre par paramètre.....	40
2.3.4 Adéquation de la réponse par télédétection au besoin exprimé.....	41
2.4 Conclusions.....	44
2.4.1 Constituants de la colonne d'eau.....	45
2.4.2 Bathymétrie	46
2.4.3 Géomorphologie.....	46
2.4.4 Considérations finales	46
CHAPITRE 3 - THÉORIE ET APPLICATIONS DES MODÈLES DE TRANSFERT RADIATIF	51
3.1 Introduction.....	51
3.2 Transfert radiatif dans l'eau de mer.....	55
3.2.1 Théorie des deux flux	56

3.2.2	Solution des équations « des deux flux »	59
3.2.3	Réflectance marine	61
3.2.4	Coefficient d'atténuation diffuse, K_d	66
3.2.5	Modèle de réflectance en eaux peu profondes.....	71
3.3	Transfert radiatif dans l'atmosphère et à l'interface air-mer	75
3.3.1	Définition et équations fondamentales	76
3.3.2	Réflectance de l'atmosphère.....	77
3.3.3	Transmittance atmosphérique.....	82
3.3.4	Réflexion spéculaire à l'interface air - mer	83
3.3.5	Réflectance de l'écume.....	85
3.4	Conclusions.....	85

CHAPITRE 4 - MÉTHODES D'ANALYSE DES EAUX CÔTIÈRES PAR TÉLÉDÉTECTION ET MODÉLISATION..... 89

4.1	Combinaisons spectrales, indices et décorrélation.....	89
4.1.1	Intérêts de ce type d'approche.....	91
4.1.2	Limites de ce type d'approche.....	91
4.2	Analyse bidimensionnelle avec hypothèse de stationnarité.....	92
4.2.1	Considérations d'ordre général.....	92
4.2.2	L'approche en eaux claires	94
4.2.3	Extension de la méthode.....	102
4.2.4	Intérêts et limites de la méthode	102
4.3	Le problème inverse en optique hydrologique	104
4.3.1	Introduction aux problèmes inverses.....	104
4.3.2	Le problème inverse optique hydrologique	106
4.3.3	Méthodes linéaires d'inversion.....	107
4.3.4	Méthodes non linéaires par optimisation itérative.....	108
4.3.5	Autres méthodes	110
4.3.6	Résumé des méthodes présentées	111
4.4	Conclusions.....	112

CHAPITRE 5 - MODÉLISATION DE LA RÉFLECTANCE MARINE ET INVERSION DE LA COULEUR DE L'EAU EN MILIEU PEU PROFOND 115

5.1	Etalonnage instrumental	116
5.2	Prise en compte de l'atmosphère	117
5.2.1	Aspects généraux.....	117
5.2.2	Méthode de de-Haan & Kokke.....	120
5.3	Modélisation de l'interface air – mer.....	127
5.3.1	Prise en compte de l'état de surface	127

5.3.2	Transmission à travers l'interface.....	128
5.4	Modélisation de la réflectance marine	129
5.4.1	Introduction à Hydrolight	129
5.4.2	SWRM et modèles dérivés	131
5.4.3	Un modèle semi-analytique de réflectance en eaux peu profondes.....	134
5.5	Inversion de la couleur de l'eau.....	138
5.5.1	Méthode à données synthétiques	138
5.5.2	Méthode itérative : analyse multi-variée sur modèle semi-analytique	141
5.6	Conclusions.....	144

CHAPITRE 6 - LE PROTOTYPE SWIM : FONCTIONNALITES ET EXEMPLES

D'UTILISATION.....	149	
6.1	Les composants de SWIM	149
6.2	Utilitaires	151
6.2.1	Utilitaires de lecture et écriture	151
6.2.2	Initialisation des traitements.....	152
6.3	Module d'étalonnage	152
6.3.1	Les composants	154
6.3.2	Prise en compte de mesures <i>in situ</i>	157
6.4	Module de simulation	158
6.4.1	Application des modèles de réflectances.....	158
6.4.2	Elaboration d'une base de données synthétiques	159
6.5	Module d'optimisation.....	160
6.5.1	Exemples de produits dérivés par la méthode ADS	160
6.5.2	Méthode itérative : analyse multi-variée sur modèle semi-analytique	163
6.6	Module d'analyse a posteriori.....	165
6.7	Conclusions.....	166

CHAPITRE 7 - GUIDE POUR L'UTILISATION DES MÉTHODES POUR LE SUIVI DE LA QUALITÉ DE L'EAU EN MILIEU LITTORAL..... 169

7.1	Impact de la sensibilité sur les limitations des outils.....	169
7.1.1	Méthode inverse à données synthétiques.....	169
7.1.2	Méthode inverse par itération.....	177
7.2	Choix de la méthode en fonction des données disponibles.....	185
7.2.1	Intégration des données	185
7.2.2	Quelques conseils pour la planification de mission et campagne de mesure	187
7.3	Conclusions.....	189

CHAPITRE 8 - CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES..... 193

8.1	Les principaux résultats	193
8.2	Les perspectives de recherche.....	195
	RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	199
	ANNEXE A - ETAT DE L'ART CONCERNANT L'INTERPRÉTATION DES DONNÉES SATELLITAIRES DE LA COULEUR DE LA MER.....	217
	ANNEXE B - RADIATIVE TRANSFER IN TURBID SHALLOW-WATERS: VOLUME REFLECTANCE AND DIFFUSE ATTENUATION	225
	ANNEXE C - OPTICAL REMOTE SENSING OF SHALLOW-WATER ENVIRONMENTAL PARAMETERS: A FEASIBILITY STUDY	249
	ANNEXE D - CARACTÉRISTIQUES DE L'INSTRUMENT GER.....	261
	ANNEXE E - LE MODÈLE GC (GREGG & CARDER, 1990).....	263
	ANNEXE F - LISTES DES INSTRUMENTS SPATIO-PORTÉS ET AÉROPORTÉS.....	269
	GLOSSAIRE	273

Liste des Figures

Chapitre 2

- Figure 2.1. Diagramme des échelles spatiale et temporelle pour les processus et phénomènes relatifs aux zones côtières et du large (ESA, 1995)..... 39
- Figure 2.2. Analyse des contraintes spatio-temporelles versus les performances des systèmes satellite/capteur en opération et utilisés pour déterminer des paramètres environnementaux en milieux côtiers. Les paramètres eux-mêmes ne sont pas montrés mais plutôt les sujets d'intérêt qui nécessitent des estimations de ces paramètres..... 43
- Figure 2.3. Comparaison entre la demande en terme d'intervalle de valeur et de précision, et les performances des algorithmes de télédétection spatiale de la couleur de la mer, pour différents domaines d'application : Concentration en chlorophylle (en haut à droite), concentration en matière en suspension (en haut à gauche), et bathymétrie (en bas)..... 44

Chapitre 3

- Figure 3.1 Modification de la luminance lors de sa propagation à travers un élément de volume. 52
- Figure 3.2 Diagramme schématique montrant comment les processus de diffusion vers l'avant et vers l'arrière (rétrodiffusion) contribuent à b_{bd} , la fonction de rétrodiffusion diffuse pour l'éclairement descendant. 58
- Figure 3.3 Relations entre propriétés optiques inhérentes et apparentes des eaux de mer (d'après Mobley, 1994). 61
- Figure 3.4 Coefficient d'atténuation diffuse pour l'éclairement descendant pour différents types d'eaux du large (large (cas I, Ia, Ib, II) et côtières (1 à 9). L'intitulé "austin" correspond aux eaux du telles que définie par Jerlov mais dont les valeurs exactes ont été remesurées par (Austin & Petzold, 1986)..... 67
- Figure 3.5 Relations entre atténuation diffuse, profondeur de Secchi et couleur de la mer.... 70
- Figure 3.6 Géométrie d'observation (d'après Vermote et al., 1997)..... 79
- Figure 3.7 Spectres de transmission par les gaz et de diffusion par les particules. 82

Chapitre 4

- Figure 4.1 Occurrence dans l'espace bidimensionnel défini par des bandes spectrales rouge (662 nm) et proche infrarouge (848 nm) (à gauche) similaires à celles des capteurs SPOT-HRV ou Landsat-TM pour une zone littorale type (à droite) : Le nord de la mer de Wadden à la frontière entre Allemagne et Danemark, à

<i>proximité de la ville de Sylt. L'instrument utilisé est le capteur hyperspectral aéroporté GER durant la campagne EISAC'89, en composition colorée RGB des bandes spectrales 848, 662 et 551 nm. Les différents polygones représentent les différents grands types de milieux observés sur l'image GER à droite : gris pour l'estran sableux, rouge pour la terre, noir pour la zone peu profonde à droite de l'image et bleu pour la zone profonde.....</i>	<i>90</i>
<i>Figure 4.2 Indices de turbidité et de bathymétrie calculés à partir des bandes spectrales 798 et 662 nm de l'instrument GER (a) turb_1, (b) turb_2, (3) indice de turbidité (IT), (d) Indice bathymétrique (IB).....</i>	<i>92</i>
<i>Figure 4.3 Descriptions des types de fond par la méthode de Lyzenga (1981).....</i>	<i>93</i>
<i>Figure 4.4 Distribution de l'information dans l'espace bidimensionnel des canaux vert et rouge.....</i>	<i>98</i>
<i>Figure 4.5 Exemple pour la mer de Wadden (Sylt). Bandes spectrales $\lambda_1 = 551$ nm et $\lambda_2 = 662$ nm du spectromètre GER.</i>	<i>100</i>

Chapitre 5

<i>Figure 5.1 Luminance atmosphérique calculée par MODTRAN en mode diffusion multiple pour différentes conditions initiales. Le capteur vise à 45° et la réflectance apparente du sol égale 0. Deux valeurs de visibilité (Vis.) 5 ou 15 km. Et deux modèles d'aérosol : urbain ou Navy maritime (NM). Le label NM 10 correspond à une atmosphère dominée par les aérosols d'origine continentale. NM8 correspond à une atmosphère pour laquelle la fraction d'aérosol maritime est plus importante. Dans tous les cas une atmosphère type été aux latitudes moyennes est utilisée.</i>	<i>121</i>
<i>Figure 5.2 Luminance atmosphérique calculée par MODTRAN en mode diffusion multiple pour différentes conditions initiales. Le capteur vise à 45°. La réflectance apparente du sol égale 1. Deux valeurs de visibilité (Vis.) 5 ou 15 km. Et deux modèles d'aérosol : urbain ou Navy maritime (NM). Le label NM 10 correspond à une atmosphère dominée par les aérosols d'origine continentale. NM8 correspond à une atmosphère pour laquelle la fraction d'aérosol maritime est plus importante. Dans tous les cas une atmosphère type été au latitude moyenne est utilisée.</i>	<i>122</i>
<i>Figure 5.3 Luminance atmosphérique et transmittance totale calculée par MODTRAN en mode diffusion multiple pour un capteur visant à 0° ou 45°. La réflectance apparente du sol égale 0,5. La visibilité est 15 km. Le modèle d'aérosol Navy Maritime est utilisé en configuration d'influence continentale maximale. Dans tous les cas une atmosphère type été aux latitudes moyennes est utilisée.....</i>	<i>122</i>
<i>Figure 5.4 Luminance mesurée simulée L_{rs} et ses composants $L_{surface}$ et $L_{atm.}$, calculé par MODTRAN-3.5 (en mode LOWTRAN), pour une surface spectralement uniforme de réflectance 0,10. Le capteur est placé à 6 km d'altitude et pointe au nadir. L'angle zénithal solaire est 45°. La visibilité horizontale est choisie égale à 10 km. Le modèle d'atmosphère d'été pour les latitudes moyennes et avec présence d'aérosols de type urbains a été utilisé pour cette simulation.....</i>	<i>125</i>

Figure 5.5 Spectre de correction atmosphérique $C_1 - C_5$ pour des conditions atmosphériques identiques à celles sélectionnées en Figure 5.4.....	126
Figure 5.6 Comparaison des valeurs de réflectances de volume calculées par le modèle SWRM (ordonnées) et par HYDROLIGHT (abscisse).	132
Figure 5.7 Comparaison des valeurs de réflectances de volume calculées par le modèle SWRM (ordonnées) et par HYDROLIGHT (abscisse). $\theta_s = 0^\circ$ pour les graphes A, B et C, et $\theta_s = 60^\circ$ pour les graphes D, E et F. La réflectance du fond est soit spectralement homogène et égale à 1 (A et D), soit le spectre de réflectance de l'algue verte <i>Ulva rigida</i> (B, E), soit le spectre de réflectance d'un sable gris (C, F).	133
Figure 5.8 Spectres moyens d'absorption spécifique de la chlorophylle, des matières en suspension, de l'eau pure et des substances jaunes pour le lac Ladoga, Russie et le Lac Michigan, USA.	137
Figure 5.9 Spectres moyens de rétrodiffusion spécifique de la chlorophylle, des matières en suspension et de l'eau pour le lac Ladoga, Russie et le Lac Michigan, USA.	137
Figure 5.10 Schéma algorithmique de la méthode inverse à données synthétiques appliquée au modèle SWRM.....	141

Chapitre 6

Figure 6.1. SWIM : organigramme modulaire des outils logiciels. (L pour luminance, R pour réflectance, AOP pour propriétés optiques apparentes, IOP pour propriétés optiques inhérentes et BGP pour paramètres bio-géophysiques).	151
Figure 6.2 Algorithmes de correction atmosphérique proposés dans SWIM.....	157
Figure 6.3. Schéma fonctionnel intégrant les modules d'étalonnage et de simulation.....	160
Figure 6.4 A gauche : Composition colorée RVB de l'image GER, corrigée géométriquement. Les canaux RVB sont respectivement le 17 (675 nm), le 9 (576 nm) et le 3 (502 nm). A, droite : Carte bathymétrique de la lagune de Venise.....	162
Figure 6.5 Exemple de résultats obtenus par l'algorithme à données synthétiques pour la lagune de Venise par traitement d'une image hyperspectrale GER (campagne EISAC'89, 26.05.89). Cinq images ont été générées – (a) bathymétrie ; (b) type d'eau ; (c) nature du fond (K), (d) Turbidité , et (f) degré de confiance. (e) composition colorée RVB - 675, 576, 502 nm.....	164

Chapitre 7

Figure 7.1 Spectres de réflectance de différents type de fond. Les spectres de mélanges d'algues et celui de sable corallien sont tirés de Maritorenna, et al., 1994. Les spectres de <i>Ulva rigida</i> et de sable gris et de vase sont tirés de Alberotanza, 1989.	173
Figure 7.2 Analyse de sensibilité de la méthode à données synthétiques appliquée au modèle SA. En abscisse : niveau du bruit (bruit additif) ajouté aux réflectances synthétiques. En ordonnées : quantification du niveau de performances de la	

méthode ADS, la statistique représentée portes sur le rang de la solution correcte dans l'espace des solutions. 174

Figure 7.3 Analyse de sensibilité de la méthode à données synthétiques appliquée au modèle SA. En ordonnée est représentée la probabilité de retrouver le spectre de réflectance lorsqu'un un bruit, variant de -30 à $+30$ % du niveau du signal ajouté. 175

Figure 7.4 Analyse de sensibilité par paramètre de la méthode à données synthétiques appliquée au modèle SA. En ordonnée est représentée la probabilité de retrouver la vraie valeur des variables lorsqu'un un bruit variant de -30 à $+30$ % de la valeur de la réflectance spectrale simulé est ajouté. La base de données utilisée consistent en 7 classes de R_b , 5 classes de $ag(440)$, 5 classes de CHL et 11 classes de Z. (a) Bathymétrie, Z. (b) Réflectance du fond, R_b . (c) Absorption par les substances jaunes, à 440 nm, $ag(440)$. (d) concentration en chlorophylle, CHL. .. 176

Figure 7.5 Analyse de sensibilité par paramètre de la méthode à données synthétiques appliquée au modèle SA. En ordonnée est représentée la probabilité de retrouver la vraie valeur des variables lorsqu'un un bruit variant de -30 à $+30$ % de la valeur de la réflectance spectrale simulé est ajouté. La base de données utilisée consistent en 3 classes de R_b , 2 classes de $ag(440)$, 3 classes de CHL et 3 classes de Z. (a) Résultat pour l'absorption par les substances jaunes à 440 nm (m^{-1}) – $a_g(440)$ et pour deux valeurs possibles de ce paramètre (0,1 ou 1,0) dans la base de données. (b) Résultat pour la profondeur de la colonne d'eau – Z (m) et pour trois valeurs possibles de ce paramètre (0,5 ; 1,0 ; 5,0) dans la base de données. . 177

Figure 7.6 Analyse de sensibilité de la méthode LM pour une variation systématique des valeurs en entrée - série 1. En abscisse sont présentée les valeurs en entrée de l'algorithme d'inversion, et en ordonnée les valeurs restituées. (a) présente les valeurs restituées de chlorophylle a ($\mu g \cdot l^{-1}$) en fonction des valeurs en entrée. Des graphes correspondants pour les matières en suspension, les substances jaunes et la nature du fond (0 pour un substrat purement algal et 1 pour un substrat purement sableux) sont présentés respectivement en (b), (c) et (d). 181

Figure 7.7 Analyse de sensibilité de la méthode LM pour une variation systématique des valeurs en entrée - série 2. En abscisse sont présentée les valeurs en entrée de l'algorithme d'inversion, et en ordonnée les valeurs restituées. (a) Résultats de la série 1 pour tous les cas pour lesquels l'algorithme a convergé. (b) Résultat de la série 2 : les conditions non réalistes ont été supprimées. 182

Figure 7.8 Analyse de sensibilité de la méthode LM pour une variation systématique des valeurs en entrée - série 2. En abscisse sont présentée les valeurs en entrée de l'algorithme d'inversion, et en ordonnée les valeurs restituées. (a) présente les valeurs dérivées de chlorophylle a ($\mu g \cdot l^{-1}$) en fonction des valeurs en entrée. Des graphes correspondants pour les matières en suspension, la nature du fond (0 pour un substrat couvert d'algue et 1 pour un substrat purement sableux) et la bathymétrie sont présentés respectivement en (b), (c) et (d). 183

Figure 7.9 Analyse de sensibilité de la méthode LM pour une variation systématique des valeurs en entrée - série 3. En abscisse sont présentée les valeurs en entrée de l'algorithme d'inversion, et en ordonnée les valeurs restituées. (a) présente les valeurs dérivées de chlorophylle a ($\mu g \cdot l^{-1}$) en fonction des valeurs en entrée. Des

graphes correspondants pour les matières en suspension, l'absorption par les substances jaunes à 440 nm et la bathymétrie sont présentés respectivement en (b), (c) et (d). 184

Figure 7.10 Analyse de sensibilité de la méthode LM pour une variation systématique des valeurs en entrée - série 3 - après ajustement de la valeur maximale autorisée pour la variable a_{y440} . En abscisse sont présentée les valeurs en entrée de l'algorithme d'inversion, et en ordonnée les valeurs restituées. (a) présente les valeurs dérivées de chlorophylle a ($\mu\text{g l}^{-1}$) en fonction des valeurs en entrée. Des graphes correspondants pour les matières en suspension, l'absorption par les substances jaunes à 440 nm et la bathymétrie sont présentés respectivement en (b), (c) et (d). 185

Annexe A

Figure A.1. Exemples de signatures spectrales d'eaux dominées par des composants différents contribuant au signal de la couleur de la mer. 218

Liste des tableaux

Chapitre 2

- Tableau 2.1 Paramètres de la qualité de l'eau et autres paramètres environnementaux..... 33
- Tableau 2.2. Besoins quantitatifs par sujet d'intérêt et par paramètre (le lecteur se reportera au glossaire en fin de document pour une explication des termes de ce tableau)..... 35
- Tableau 2.3. Echelles spatiales et applicabilité des données de télédétection pour les eaux côtières. 40
- Tableau 2.4. Performances quantitatives des algorithmes de télédétection. Les valeurs indiquées dans le tableau résultent de la compilation de divers algorithmes publiés, et sont représentatives des meilleures performances pouvant être atteintes actuellement 41

Chapitre 3

- Tableau 3.1 Relations entre la classification de Jerlov, la profondeur pour laquelle l'éclairement égal 10 % de l'éclairement de surface (Z_m), la profondeur de Secchi, et la profondeur euphotique pour laquelle l'éclairement égal 1 % de l'éclairement de surface (Z_{eu})..... 71

Chapitre 6

- Tableau 6.1 Fichier de paramètres d'initialisation de SWIM..... 153

Chapitre 7

- Tableau 7.1 Conditions d'expérimentation pour l'analyse de sensibilité de la méthode de Levenberg-Marquardt appliquée au modèle SA modifié. Série 1 et 2. 179
- Tableau 7.2 Conditions d'expérimentation pour l'analyse de sensibilité de la méthode de Levenberg-Marquardt appliquée au modèle SA modifié. Série 3. 180
- Tableau 7.3 Utilisation des données in situ les plus couramment mesurées pour les corrections atmosphériques de données de télédétection. 186
- Tableau 7.4 Utilisation des données in situ les plus couramment mesurées dans le cadre des procédures d'analyse des données de télédétection. 188

- CHAPITRE 1 -

INTRODUCTION

- Chapitre 1 -

INTRODUCTION

*« Among these treasures of our land is water
--fast becoming our most valuable, most prized,
most critical resource. A blessing where properly
used--but it can bring devastation and ruin when
left uncontrolled ».*

Dwight D. Eisenhower

1.1 Présentation de la thèse

Le domaine côtier est un espace économique fondamental du domaine maritime. Sa gestion, son exploitation et son aménagement sont des enjeux majeurs de l'économie d'un pays maritime. Cette prise de conscience s'est manifestée récemment par la mise en place d'actions et de programmes de recherche nationaux et internationaux, regroupés sous les termes « développement durable, gestion intégrée des zones côtières et gestion appropriée ».

Défini en première approche comme l'interface des domaines maritime et terrestre, le domaine côtier est le sein de processus et phénomènes biologiques, géomorphologiques, chimiques et physiques complexes et souvent couplés qui le rendent difficile à appréhender. Le développement des activités anthropiques y est partout intensif ce qui occasionne des effets directs ou indirects sur cet environnement et les activités qui y prennent place : (industries, pêche, agriculture, etc.) Ces contraintes engendrent de plus en plus souvent des perturbations et une modification rapide des caractéristiques du milieu. De même, il est maintenant reconnu que les interactions entre les systèmes naturels et l'homme sont bilatérales – l'être humain induit des changements écologiques par son exploitation du domaine côtier et est influencé par ces changements, e.g. pollution, modification du trait de côte entraînant le mouvement de population (Scavia, 1997). Les écosystèmes côtiers et estuariens devraient donc être au cœur des politiques environnementales de développement à cause des énormes bénéfices économiques et écologiques que ces régions apportent aux pays. Coïncidant avec cette interaction, une demande devrait donc émerger concernant l'élaboration de données et informations de qualité accrues, ainsi qu'une meilleure compréhension du

fonctionnement de ces écosystèmes et de la manière dont les processus naturels et anthropiques interagissent pour engendrer des changements au sein de ceux-ci.

La connaissance et la gestion de la qualité de l'eau en milieu littoral sont des enjeux majeurs d'un secteur économique en pleine croissance (tourisme, activités aquacoles, pêche, etc.) dans les pays industrialisés tout comme dans les pays en voie de développement. La prédiction des *blooms* phytoplanctoniques, la simulation du devenir des effluents urbains ou de pollutions accidentelles sont quelques exemples des besoins actuels pour une protection efficace de la santé humaine, de l'environnement ou des activités économiques. La gestion du milieu marin passe par la connaissance de celui-ci : connaissance de ses composantes, des processus qui s'y déroulent, de sa dynamique, etc.

Les définitions relatives au domaine côtier sont nombreuses et souvent contradictoires. D'un point de vue fonctionnel, c'est à dire basé sur une vision systémique du monde, la zone côtière est généralement définie comme l'espace dans lequel l'environnement terrestre influence l'environnement marin (ou lacustre) et vice versa, le domaine côtier étant la réunion de ces deux environnements.

D'un point de vue pratique, le domaine côtier est généralement limité au plateau continental et au domaine terrestre adjacent incluant la zone littorale exondée interagissant directement avec le domaine marin. Cette définition peut donc amener à attribuer un même littoral marin à deux pays non limitrophes (Manche), et ayant des faciès littoraux très différents (Adriatique). Pour éviter de telles ambiguïtés, on restreint en général les marges littorales marines à l'aide de critères juridiques (eaux territoriales, 200km...) ou écologiques (franges des marches continentales dans lesquelles les effets de dilution d'effluents ou de polluants anthropiques ont un impact significatif sur les écosystèmes).

Le domaine littoral est caractérisé par des conditions environnementales particulières. D'un point de vue physique ce sont en particulier les instabilités géomorphologiques (érosion, sédimentation, etc.), la forte dépendance aux conditions atmosphériques en raison des faibles profondeurs (dilution par les pluies, influence des champs de vent sur la stratification, l'évaporation et les courants), la présence de marée. D'un point de vue biologique, le milieu marin littoral est caractérisé par la présence d'écosystèmes souvent uniques, reposant principalement sur des populations de macrophytes (algues ou phanérogames) ou sur des récifs coralliens. La cartographie de la bathymétrie et celle des vastes herbiers de macrophytes et récifs coralliens, élément moteur des écosystèmes marins côtiers, est sans doute un élément

important pour la gestion du milieu littoral, tout comme l'estimation des constituants chimiques, biologiques et minéraux de la colonne d'eau.

Etudier le milieu côtier est toujours délicat car les moyens traditionnels de mesure (navire, sondeur, station de mesure, etc.) ne sont pas adaptés aux zones d'eaux peu profondes présentant de fortes variabilités dans leurs faciès.

La télédétection occupe une place essentielle au sein des moyens d'investigation du milieu marin. Son premier atout est l'apport d'une vue synoptique sur certains processus impossible à appréhender par les moyens d'échantillonnage conventionnels. En télédétection spatiale ou aéroportée, le rayonnement électromagnétique est utilisé comme véhicule de l'information. Dans les domaines spectraux des rayonnements infrarouge, millimétrique et centimétrique, celui-ci ne pénètre que faiblement dans l'eau (quelques micromètres), il est donc quasiment impossible, par son biais, d'obtenir directement des données sur la structure verticale de l'océan. Cependant, la couche de surface océanique est l'élément le plus important dès que l'on étudie les interactions océan - atmosphère, la variabilité globale du climat ou encore la production primaire (Kirk, 1983 ; Robinson, 1985). Dans le domaine spectral des rayonnements visibles, la pénétration des rayonnements électromagnétiques varie en fonction de la longueur d'onde, quelques centimètres pour le rouge à quelques dizaines de mètres pour le bleu.

Depuis le lancement du satellite SEASAT, mis en orbite en 1978, de nombreuses missions dédiées à l'observation de l'océan ont été menées, et d'autres encore sont programmées au cours des deux décennies à venir. De nombreux instruments ont été embarqués sur ces satellites pour l'étude du milieu marin. On citera notamment les radiomètres utilisant le domaine visible et infrarouge (incluant l'infrarouge thermique), les spectromètres imageurs, les radiomètres micro-ondes, les systèmes micro-ondes actifs (radar à synthèse d'ouverture, abrégé en SAR, diffusiomètre et altimètre). De par leur faible pouvoir de résolution spatiale, les altimètres, diffusiomètres et radiomètres hyperfréquences n'ont que peu d'applications dans le domaine côtier. De plus, le signal mesuré est perturbé par les interactions du rayonnement (lobes secondaires) avec le domaine terrestre avoisinant, interdisant leur utilisation à moins de 1 km de la côte.

Les mesures de la température de surface et de la couleur de la mer effectuées par les spectromètres et radiomètres utilisant le domaine du visible et de l'infrarouge sont des paramètres importants pour l'étude et le contrôle de la qualité de l'eau, l'estimation de la production primaire, le suivi des floraisons d'algues phytoplanctoniques ou encore l'étude des flux entre océan et atmosphère.

Trois paramètres globaux peuvent être mesurés par les instruments cités ci-dessus : la rugosité de la surface de la mer (instruments micro-ondes), la température de surface (radiomètres utilisant l'infrarouge thermique) et la « couleur de l'eau » (spectromètres, radiomètres et lidars utilisant le domaine visible du spectre électromagnétique).

1.2 Objectifs et structure de la thèse

Dans ce travail nous proposons de développer un ensemble de procédures en vue de fournir un outil de suivi de la qualité de l'eau des eaux côtières et de simulation d'environnements littoraux (paramètres de la qualité de la colonne d'eau tels que turbidité et concentration en chlorophylle ou en matières en suspension, bathymétrie et cartographie des habitats benthiques) en eaux peu profondes. Un tel outil présente un intérêt crucial pour la modélisation, la prévision et la gestion des phénomènes accidentels induits ou naturels. Le besoin d'un tel outil semble évident dès que nous reviennent en mémoire les catastrophes auxquelles nous avons assisté ces dernières années : prolifération d'algues toxiques le long des côtes Nord Atlantique, marées noires, etc..

Le travail de thèse fut motivé par deux constatations :

D'une part, les opérateurs de satellites, telles les agences spatiales, ont, depuis quelques années, mené des politiques volontaristes dans le but d'identifier des débouchés opérationnels et potentiellement commerciaux aux données des satellites d'observation de la Terre. Il est désormais généralement admis que le principal élément limitant le développement du marché de la télédétection est le manque de service proposant des produits déduits à haute valeur ajoutée, et répondant aux besoins de catégories d'utilisateurs.

D'autre part, la qualité de l'environnement marin côtier est quantifiable par le biais de nombreux paramètres bio-géophysiques observables par et/ou dérivables des données de divers capteurs embarqués sur des plates-formes orbitales : capteurs optiques, thermiques ou micro-ondes, passifs ou actifs. Le travail de thèse se limite aux instruments optiques passifs (radiomètres et spectromètres) qui sont certainement les capteurs fournissant potentiellement l'accès au plus grand nombre de paramètres différents et complémentaires au travers de la mesure de la couleur de la mer. Dans cette catégorie, deux grands types de capteurs sont identifiés : les radiomètres à haute résolution spatiale, tels que SPOT et Landsat TM/ETM+, et les spectromètres à haute résolution spectrale conçus pour l'étude de la couleur de la mer, dont SeaWiFS et MOS (500 m de résolution spatiale et 16 bandes spectrales) et maintenant MODIS (1 km de résolution spatiale et 9 bandes spectrales en mode *ocean color*) sont des précurseurs.

Une nouvelle génération de capteur de couleur de la mer verra bientôt le jour, intégrant des instruments présentant simultanément de haute résolution spectrale (15 bandes spectrales et plus dans le spectre visible et proche infrarouge) et des résolutions spatiales compatibles avec l'étude des zones littorales. C'est le cas par exemple de l'instrument COIS qui volera à bord du satellite militaire américain NEMO. Ces nouveaux capteurs seront susceptibles de fournir des données d'une qualité nouvelle et d'un intérêt accru pour l'étude des environnements côtiers. Cependant des approches innovantes sont nécessaires en vue de l'exploitation optimale de ces données : on peut citer notamment l'exploitation du nombre accru de bandes spectrales pour une meilleure extraction de paramètres de la qualité de l'eau dans les eaux côtières, *e.g.* concentration en pigments chlorophylliens, sédiment en suspension, matière organique dissoute (CDOM).

A la lumière de ces deux constatations, nous nous proposons donc d'inscrire dans un cadre opérationnel susceptible de résulter en une gamme de produits répondant aux besoins exprimés, tous nouveaux développements méthodologiques ou algorithmiques liés à l'exploitation des données de cette nouvelle génération de capteur.

Nous étudions les potentialités des données de télédétection (spectromètres et radiomètres embarqués sur avion ou plate-forme spatiale) pour définir simultanément des indices de qualité de l'eau, et de paramètres environnementaux du milieu littoral.

Nous envisageons des scénarios pour lesquels différentes contraintes opérationnelles sont considérées : en particulier la robustesse des algorithmes, leur précision, et la disponibilité et nature des données ou informations initiales disponibles.

Afin de satisfaire à cette approche, une analyse du besoin et de la demande en paramètres géophysiques concernant le domaine côtier est menée. Cette analyse intègre l'exploitation de diverses sources d'informations synthétisant le besoin exprimé par diverses professions dépendantes du domaine côtier, et potentielles utilisatrices de données de télédétection à valeur ajoutée. Nous présentons les paramètres physiques et bio-géochimiques caractérisant les grands types d'eaux européennes. Nous identifions les paramètres utiles, les paramètres dérivables de mesures satellitaires, et les paramètres mesurables pertinents pour l'initialisation ou le contrôle des modèles de transfert radiatif. Ceci inclut aussi bien les données *in situ* que les données de télédétection. Les principales conclusions de cette analyse sont présentées au chapitre 2.

Le chapitre trois est dédié à la présentation du rayonnement observé. Nous rappelons l'influence des principaux milieux et interfaces traversés sur le rayonnement solaire (atmosphère, interface air - mer, colonne d'eau, interface mer - substrat) ainsi que les équations caractéristiques qui gouvernent le transfert radiatif dans le système océan - atmosphère. Un certain nombre de relations entre paramètres sont également introduites.

Le quatrième chapitre présente les principales méthodes de télédétection utilisées communément pour dériver des informations qualitatives et/ou quantitatives sur l'environnement littoral. Leurs limites d'applicabilité sont présentées ainsi que les précisions atteintes. Le chapitre se termine par une présentation des méthodes inverses appliqués à l'optique marine.

Le chapitre cinq détaille les solutions adoptées pour la modélisation de la réflectance marine et l'inversion de la couleur de la mer en milieu peu profond. Nous décrivons le formalisme choisi, nous discutons les hypothèses sous-jacentes et précisons les limitations qui s'y rapportent.

Dans le chapitre six, nous présentons les concepts du logiciel prototype développé, nous décrivons les solutions adoptées pour l'étalonnage des données, les modèles de simulation mis en œuvre et les algorithmes d'extraction d'information quantitative.

Le septième chapitre donne quelques éléments d'évaluation des méthodes développées, au travers d'analyses de sensibilité. Nous retraçons également les différentes possibilités offertes par la télédétection à l'utilisateur en fonction des données dont il dispose.

La conclusion est consacrée aux apports de nos développements pour la gestion du domaine littoral et aux perspectives opérationnelles.

1.3 Conseil de lecture

Le document a été rédigé de façon à faciliter la lecture pour différentes classes de lecteurs.

Un opérateur de télédétection s'intéressera en particulier aux chapitres 4 à 7 qui couvrent les aspects théoriques et les méthodes envisagées.

Un décideur pourra consulter en premier lieu les chapitres 2, 4 et 7 qui lui donneront une vision globale de l'état de l'art et des aspects prospectifs relatifs aux apports de la télédétection passive à la gestion du milieu côtier.

Enfin les aspects les plus innovants d'un point de vue scientifique sont abordés en particulier dans les chapitres 5 à 7, et exposés en détail dans les publications reportées en annexe.

- CHAPITRE 2 -

**LES EAUX LITTORALES EUROPÉENNES :
ANALYSE DU BESOIN EN PARAMÈTRES
BIOGÉOPHYSIQUES ET REPONSE DE LA
TELEDETECTION**

2.1	Caractérisation des eaux côtières	29
2.2	Analyse du besoin en information sur la qualité de l'eau.....	30
2.3	Performances des techniques de télédétection.....	36
2.4	Conclusions	44

- Chapitre 2 -

**LES EAUX DU LITTORAL EUROPEEN : ANALYSE DU
BESOIN EN PARAMETRES BIOGEOPHYSIQUES ET
REPONSE DE LA TELEDETECTION**

« Our necessities are few but our wants are endless ».

Josh Billings

Définir des outils à vocation opérationnelle pour l'étude du domaine côtier, nécessite de connaître clairement les besoins des utilisateurs potentiels. Il faut donc identifier les paramètres qualitatifs et quantitatifs pertinents pour la connaissance de l'environnement côtier, ainsi que les degrés de fiabilité ou de précision qui sont nécessaires pour les exprimer. Une analyse du besoin a donc été menée. Les principales conclusions relatives au suivi et la simulation de la qualité de l'eau en milieu côtier sont présentées. Elles sont d'une importance primordiale dans les divers choix qui se sont présentés et qui ont guidé nos travaux.

Nous présentons en premier lieu une caractérisation succincte des eaux côtières d'un point de vue des activités opérationnelles s'y déroulant. Ceci nous permet de préciser la nature de l'information nécessaire à l'exercice de ces activités. Cette demande en information est alors présentée en terme quantitatif, puis comparée aux performances actuelles de la télédétection optique.

2.1 Caractérisation des eaux côtières

La gestion intégrée de l'espace côtier est par définition une mission pluridisciplinaire incluant des composantes écologiques et environnementales, législatives, industrielles ou plus généralement liées à l'activité anthropique. L'aspect fondamental de l'eau d'un point de vue écologique est évident en tant que milieu essentiel permettant les processus de la vie, ainsi que comme milieu privilégié d'un grand nombre de processus physiques environnementaux. En termes de législation et d'activités anthropiques, les eaux côtières sont étroitement liées avec les activités du tourisme, la pêche commerciale et de plaisance, le commerce, le transport, la production de l'électricité, et les activités industrielles qui exigent des approvisionnements en eau importants. Les eaux côtières sont également liées à un certain nombre d'autres processus tels que le rejet des eaux usées, la pollution, les inondations, et la dissémination et propagation de maladies bactériennes et virales. L'urbanisation, le transport, les activités industrielles telles que l'exploitation pétrolière, et la production d'énergie

nucléaire, tous dépendent, d'une certaine façon, des eaux côtières. En raison du rôle essentiel de l'eau dans tous ces processus, certains scientifiques croient que l'élément moteur dans les futures discussions sur l'utilisation et le changement des ressources globales, sera l'eau (Luterbacher et Serdar, 1996).

Les eaux côtières sont caractérisées par des processus et des phénomènes à petite échelle, une variabilité spatiale et temporelle élevée des principales propriétés physiques et biogéochimiques, des risques et des événements accidentels à caractère imprévisibles. Ces derniers ont été en particulier appréhendés dans le cadre de grands projets internationaux tels que LOICZ (interaction terre - mer dans la zone côtière) et ELOISE (European Land-Ocean Interaction Studies).

Les secteurs principaux consommateurs de données sur l'environnement côtier, y compris les données d'observation de la Terre (OT) sont (Durand *et al.*, 1999) :

- La protection de la santé publique,
- Les zones touristiques,
- La protection de l'espace côtier (élévation du niveau de la mer, érosion),
- Les pêcheries, incluant la gestion des stocks et la gestion de la flotte,
- Le secteur aquacole,
- La gestion intégrée de la zone côtière (planification/prise de décision, gestion des zones portuaires, gestion environnementale),
- Le suivi de la qualité de l'eau et des pollutions,
- La gestion des déchets, y compris ceux de l'industrie pétrolière,
- La météorologie, prévision des tempêtes avec ces implications sur l'élévation extrême du niveau de la mer, l'érosion, l'évaluation des risques naturels,
- La cartographie, incluant la bathymétrie pour la mise à jour des cartes marines,
- Le contrôle maritime (routage des navires et gestion du trafic)
- Engineering (planification et construction)

Les acteurs de ces divers secteurs d'activité représentent la communauté opérationnelle de la zone côtière.

1.4 Analyse du besoin en information sur la qualité de l'eau

Une recherche bibliographique approfondie a été menée afin de déterminer les intérêts et la demande en paramètres quantitatifs de la communauté opérationnelle de la zone côtière. Nous

identifions tout d'abord des sujets d'intérêts pour lesquels une liste de paramètres pertinents est établie. Les besoins quantitatifs en termes d'intervalle de valeur pouvant être observé, de précision sur le paramètre et de contrainte d'échantillonnage spatio-temporel, sont alors analysés afin de pouvoir mener, par la suite, une analyse approfondie de la capacité des techniques de télédétection (satellite, capteur, méthodes et algorithmes de traitement des données, dissémination de l'information) concernant l'estimation de ces paramètres. Une analyse détaillée sur ce sujet a fait l'objet d'un rapport technique (Durand *et al.*, 1999). Nous ne présentons ici que quelques aspects utiles à la démarche adoptée.

2.1.1 Paramètres environnementaux et de la qualité de l'eau

La communauté opérationnelle de la zone côtière inclut notamment des politiques, des industriels et des gestionnaires de l'environnement.

Le besoin en information est généralement exprimé, par cette communauté, de façon très générale, sans référence précise aux paramètres devant être mesurés. Une synthèse de ce besoin permet de dégager quatre sujets d'intérêt principaux :

Les **risques anthropogéniques & les pollutions** qui regroupent des thèmes tels que l'eutrophisation (incluant les floraisons phytoplanctoniques), les processus de contamination (toxique, organique, pathogène, radioactive ou par les hydrocarbures), le transport sédimentaire, l'aspect de l'eau (odeur, goût, couleur, turbidité) et les processus de pollution trans-nationale.

Les **risques naturels & les processus hydrodynamiques** incluent les notions de variations rapides du niveau de la mer, les changements climatiques, les risques dus aux marées, les modifications de la bathymétrie et de la topographie du fond marin, les vagues et les courants et les modifications du trait de côte.

Les **bilans écologiques** font appel aux notions de statut des écosystèmes, à la biodiversité et à la caractérisation des habitats aquatiques (environnements de loisir, benthos, zone intertidale, herbiers, etc.).

Enfin, les **ressources naturelles & gestion de l'environnement** regroupent les activités concernant les pêcheries et à l'aquaculture, aux études d'impact et au développement durable.

Cependant une analyse à ce niveau d'interprétation n'est pas optimale pour conclure sur l'intérêt éventuel des données et techniques de télédétection pour la communauté opérationnelle définie. Une recherche plus précise des paramètres requis pour la caractérisation de ces sujets d'intérêt a donc été menée. Les résultats de cette recherche sont présentés dans le Tableau 2.1. Une référence aux possibilités offertes par les techniques de

télédéttection concernant la détermination de ces paramètres est mentionnée et sera discutée en plus amples détails dans les sections suivantes. Les paramètres sont regroupés selon leur nature : paramètres physiques, chimiques, biologiques, écologiques, sanitaires et géomorphologiques.

Une codification est utilisée dans ce tableau afin de caractériser la capacité des techniques de télédection à déterminer les différents paramètres :

- Le terme « futur » fait référence aux performances des futurs capteurs et algorithmes de traitement de données, pouvant être supposées dans l'état actuelle des connaissances.
- L'indication « oui » signifie que des capteurs, données et/ou algorithmes existent permettant de dériver le paramètre considéré.
- Le terme « partiel » indique que les techniques de télédection actuelles donnent accès à une partie du paramètre (*e.g.* la quantité de substances jaunes (*colored dissolved organic matter* - CDOM) dans la colonne d'eau peut être déterminée par télédection de la couleur de l'eau et peut être considéré comme une portion de la quantité de carbone organique dissous total). Ceci peut se révéler intéressant si le paramètre dérivé permet d'estimer par extrapolation le paramètre d'intérêt.
- « non » signifie qu'il n'y a pas de possibilité de dériver ce paramètre dans l'état actuel des connaissances et des techniques d'observation de la Terre.
- Enfin, le terme « potentiel » indique que la possibilité de déterminer ce paramètre reste à confirmer, les connaissances actuelles laissant présager que le paramètre puisse être déterminé. Cependant aucune solution n'a encore été proposée.

Les processus et phénomènes biologiques et écologiques sont souvent cités en termes de sujets d'intérêt, mais sont que rarement traduits en termes de paramètres utiles. Les possibilités de la télédection sont limitées à quelques paramètres. Ces paramètres, tels que la concentration en pigments chlorophylliens (*CHL*), la production primaire, les substances jaunes (CDOM), le sédiment en suspension (*SM*), la bathymétrie, l'étendue des nappes d'hydrocarbures sont cependant jugés importants par la communauté des opérateurs en milieu côtier. Ces constatations permettent de cerner le besoin qualitatif. Cependant, une appréciation réaliste des besoins de la communauté opérationnelle ne peut être obtenue que par une analyse de la demande, en terme quantitatif.

Tableau 2.1 Paramètres de la qualité de l'eau et autres paramètres environnementaux..

Paramètres	Méthodes de mesure	Possibilités par télédétection	
		présent	futur
Physiques	conventionnelles		
Transparence/turbidité	Disque de Secchi , Turbidimètre	oui	oui
Couleur de l'eau	Filtration : spectral absorption (254 nm)	oui	oui
Paramètres chimiques			
Phosphore total	Digestion, minéralisation, absorption photométrie	non	potentiel
azote total	Per-sulfate oxydation, conversion thermo-catalytique	non	potentiel
Carbone organique dissous	oxydation catalytique, IRS	partiel-CDOM	potentiel
Carbone total	oxydation catalytique, IRS	non	potentiel
silice totale	AAS, SM	non	non
Alcalinité	Titrage	non	potentiel
PH		non	non
Demande chimique en oxygène (COD)	Dichromate, Kubel, permanganate	non	non
Oxygène dissous	Méthode Winkler	non	non
Anoxie	Méthode Winkler	partiel	partiel
Composition ionique	EA, ISE	non	non
Sulfure	Ion chromatographie	non	non
Minéralisation	Non spécifié	non	non
Pesticides	Solide/solvant extraction, HPLC	non	non
Métaux lourds	AAS, neutron activation	non	potentiel
Etendue des marées noires	Non spécifié	oui	oui
type d'hydrocarbures	Extraction par solvant	non	potentiel
Hydrocarbures chlorés	Extraction par solvant	non	non
Paramètres biologiques			
pigments chlorophylliens	HPLC, Extraction, spectrophotométrie (AS)	oui	oui
demande biologique en oxygène (BOD)	Méthode par dilution	non	non
phytoplancton			
p. dénombrement	microscope	non	non
p. biomasse	filtrage, pesée	non	potentiel
bacterio-plancton :			
b. dénombrement	microscope	non	non
b. biomasse	modèles	non	potentiel
zooplankton :			
z. dénombrement	microscope	non	non
z. biomasse	calcul	non	non
détritus – concentration	non spécifié	oui	oui
Paramètres écologiques			
production primaire	Bouteilles à incubation	oui	oui
statut trophique	Indices trophiques	non	potentiel
décomposition bactérienne	non spécifié	non	non
biodiversité :			
phytoplankton	microscope	partiel	potentiel
bactérie/champignon	microscope	non	non
zooplancton	microscope	non	non
habitat biotique :			
zone littoral	non identifié,	non	potentiel
zone pélagique	possibilité par indices	non	potentiel
benthos		partiel	potentiel
macrophyte		oui	oui

Paramètres sanitaires	Méthodes de mesure conventionnelles	Possibilités par télédétection	
		présent	futur
odeur de l'eau	non identifié	non	non
toxicité de l'eau	idem	non	non
formes fécales	Endo-agar 43C, 24h numération	non	non
Paramètres géomorphologiques			
sédiment en suspension	filtrage / pesée	oui	oui
bathymétrie	Mesures géomorphologiques	oui	oui
trait de côte	Mesures géographique	oui	oui

2.1.2 Besoins quantitatifs

Une synthèse de la demande quantitative exprimée est présentée, par sujet d'intérêt, dans le Tableau 2.2.

Chaque sujet d'intérêt a son propre jeu de paramètres utiles. Pour un paramètre donné, le besoin exprimé en termes d'intervalle de valeur et de précision est généralement cohérent entre sujet d'intérêt (Tableau 2.2), bien qu'il y ait des exceptions. Par exemple, dans le cas du suivi écologique des zones côtières, l'ordre de grandeur de la concentration en matière en suspension auquel on s'intéresse est $SM < 5 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$, alors que dans le cas de la gestion des risques anthropogéniques, des concentrations allant jusqu'à $SM = 1000 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ sont d'intérêt. Pour chaque sujet d'intérêt, nous donnons également les caractéristiques d'échantillonnage spatio-temporel requis. Ces résultats seront utilisés au chapitre 2.1.7 pour déterminer l'adéquation de la réponse fournie par la télédétection au besoin exprimé.

Outre, les paramètres identifiés précédemment (chlorophylle, sédiment en suspension, turbidité, etc.), nous avons inclus dans ce tableau des références à des paramètres jugés auxiliaires, soit parce qu'ils sont des indicateurs d'un paramètre cité, *e.g.* l'atténuation diffuse de la colonne d'eau comme indicateur de l'état de turbidité, soit parce qu'ils sont des révélateurs des constituants de la colonne d'eau, *e.g.* les propriétés optiques du milieu *a* et *b*.

Les résultats présentés mettent notamment en évidence que si les données d'observation de la Terre peuvent contribuer à de nombreux sujets d'intérêt, le nombre de paramètres, relatifs à l'observation de la qualité de l'eau pouvant être déterminés, est limité.

Tableau 2.2. Besoins quantitatifs par sujet d'intérêt et par paramètre (le lecteur se reportera au glossaire en fin de document pour une explication des termes de ce tableau).

Sujet d'intérêt et paramètres correspondants	Demande en terme quantitatif			
1. Risques anthropogéniques (sauf eutrophisation)	Résolution spatiale : optimale : 100 m / minimale : 1 km Fréquence d'échantillonnage : optimale: 1 à 24 h / minimale: semaine Délai de disponibilité toléré : 1 jour			
	Unités	Intervalle de valeur	Précision	
			Minimale	optimale
CHL	mg.m ⁻³	0.1 - 200	10 %	10 %
SM	mg.l ⁻¹	1 - 1000	25 %	10 %
YS / a _v (380 or 440nm)	mgC.m ⁻³ / m ⁻¹	1 - 15	0.5	0.1
Atténuation diffuse: K _d (490)	m ⁻¹	2 - 20	0.5	0.1
Turbidité / prof. de Secchi	m	<1 - 35	<1	0.1
Couleur de l'eau, λ _{dom}	nm	472 - 575	5 %	1 %
Habitat (nature du fond)	m ²	-	-	-
2. Eutrophication / floraison phytoplanktonique	Résolution spatiale : 500 m / Fréquence d'échantillonnage : optimale: 24 h; minimale: semaine / Délai de disponibilité toléré : 1 semaine			
	Unités	Intervalle de valeur	Précision	
			Minimale	optimale
CHL	mg.m ⁻³	0.1 - 300	30 %	0.05
SM	mg.l ⁻¹	1 - 50	10 %	0.1
YS / a _v (380 or 440nm)	mgC.m ⁻³	1 - 15	10 %	0.01
Coef. d'absorption : a(550)	m ⁻¹	0.05 - 3.0	5 %	0.01
Coef. de diffusion : b(550)	m ⁻¹	0.2 - 2.0	5 %	0.01
Atténuation diffuse: K _d (490)	m ⁻¹	0.2 - 4.5	5 %	0.01
Turbidité / prof. de Secchi	m	<1 - 35	5 %	0.1
Couleur de l'eau, λ _{dom}	nm	472 - 575	1 %	1
3. Bilan écologique	Résolution spatiale : < 100 m à 1 km / Fréquence d'échantillonnage : saisonnière à annuelle / Délai de disponibilité toléré : 1 mois			
	Unités	Intervalle de valeur	Précision	
			minimale	optimale
CHL	mg.m ⁻³	0.1 - 100	10 %	0.01
SM	mg.l ⁻¹	1 - 5	25 %	0.1
YS / a _v (380 or 440nm)	mgC.m ⁻³	1 - 15	20 %	0.01
Atténuation diffuse: K _d (490)	m ⁻¹	0.2 - 4.5	5 %	0.01
Turbidité / prof. de Secchi	m	<1 - 35	10 %	0.1
Couleur de l'eau, λ _{dom}	nm	472 - 575	1 %	1
Bathymétrie	m	1 - 30	1 (absolue)	0.2
Habitat (nature du fond)	m ²	-	-	-
4. Ressources naturelles & gestion de l'environnement	Résolution spatiale : 100 m / Fréquence d'échantillonnage: hebdomadaire à mensuelle / Délai de disponibilité toléré : quelques jours à 1 mois			
	Unités	Intervalle de valeur	Précision	
			minimale	optimale
CHL	mg.m ⁻³	0.1 - 200	30 %	10 %
SM	mg.l ⁻¹	1 - 5	25 %	10 %
YS / a _v (380 or 440nm)	mgC.m ⁻³	1 - 15	10 %	0.01
Turbidité / prof. de Secchi	m	<1 - 35	10 %	1
Couleur de l'eau, λ _{dom}	nm	472 - 575	5	1
Bathymétrie	m	1 - 200	0.5	0.1
Habitat (nature du fond)	m ²	-	-	-

2.1.3 Conclusions

Les paramètres les plus cités sont la concentration en chlorophylle, la turbidité, la concentration en sédiment en suspension, la bathymétrie et la reconnaissance des habitats benthiques. Dans la suite du document, nous focaliserons notre propos sur ces paramètres particuliers. Un court état de l'art relatif à l'utilisation des données satellitaires de la couleur de la mer pour les paramètres identifiés est présenté en Annexe A

En général, un intérêt plus grand est exprimé pour les zones proches de la côte que pour les zones hauturières. Ceci s'explique par l'impact direct plus important sur les activités économiques, y compris le tourisme, et sur la santé humaine.

Le besoin en services opérationnels et fiables a clairement été spécifié. Ceci intègre la disponibilité des données ou de l'information en temps quasi réel, l'existence de produits à valeur ajoutée, directement utilisables par l'utilisateur-final et la validation de l'information en terme de degré de précision.

Enfin, la plupart des acteurs opérationnels de la zone côtière mènent des activités nécessitant non pas un paramètre, mais des informations provenant de différentes sources. Dans ce contexte, l'accès à des données d'observation de la Terre acquises simultanément, à partir desquelles un ensemble de paramètres environnementaux peut être déterminé, est généralement jugée comme très important.

1.5 Performances des techniques de télédétection

Nous présentons dans cette section les performances des techniques actuelles de télédétection des eaux côtières, selon les mêmes critères que ceux utilisés dans la section précédente (échantillonnage spatio-temporel, intervalle de valeur et précision). Nous concluons sur l'adéquation de la réponse aux besoins de la communauté opérationnelle.

2.1.4 Considérations générales

Les images de télédétection sont construites à partir de mesures géolocalisées des propriétés physiques et/ou chimiques de la surface de la Terre, relatives aux radiations électromagnétiques naturelles (télédétection passive). Des informations sur les propriétés optiques et bio-géochimiques de la masse d'eau peuvent en être dérivées sous certaines conditions.

Un problème particulier de la télédétection passive de la mer réside dans le fait que le signal mesuré dans le visible et le proche infrarouge par des capteurs embarqués sur satellite, est typiquement composé à hauteur de 95 % de contributions provenant de l'atmosphère ou de

l'interface air-mer, et n'ayant donc pas interagit avec la colonne d'eau. De plus, seules les longueurs d'ondes inférieures typiquement à $0.8 \mu\text{m}$ pénètre la masse d'eau, et donc donnent potentiellement accès à des informations sur la couche supérieure de la colonne d'eau (la profondeur de pénétration du rayonnement dépend de la longueur d'onde et des propriétés d'absorption de la colonne d'eau). Ainsi, toute estimation quantitative des constituants de la colonne d'eau tels que la chlorophylle, dépend de la détermination précise de la partie du signal mesuré provenant de la colonne d'eau, communément appelé la luminance émergente. Dans les eaux littorales, le problème est rendu plus complexe d'une part par l'existence d'effet adjacent *e.g.*, contribution des terres bordant la masse d'eau et polluant l'information sur les pixels d'eau (Santer & Schmechtig, 2000), d'autre part, par une contribution éventuelle du fond marin. Supposons maintenant que la correction du signal de télédétection des effets atmosphériques et de l'interface air-mer est parfaitement réalisée. Alors, la capacité de dériver un paramètre de qualité de l'eau avec une précision requise dépend 1) de la complexité de la colonne d'eau en termes du nombre et des propriétés de composants qui interagissent avec le rayonnement électromagnétique et 2) des performances de l'algorithme utilisé pour dériver ce paramètre à partir des luminances spectrales émergentes.

Basés sur la complexité optique des masses d'eaux, deux types d'eaux ont été définis (Morel & Prieur, 1977) : les eaux du cas I et les eaux du cas II. Les *eaux du cas I* sont caractérisées par le fait que les propriétés optiques sont dominées par la chlorophylle et les détritiques pigmentaires associés, dont la concentration co-varie avec celle de la chlorophylle. Dans les *eaux du cas II*, d'autres substances, en suspension ou dissoutes, influencent les propriétés optiques du milieu. Ces substances sont en particulier les substances jaunes – aussi appelé matière organique dissoute colorée (CDOM), le matière inorganique en suspension. Ainsi les eaux du cas I sont généralement des eaux océaniques du large, bien que certaines zones d'*upwelling* puissent être classées comme eaux du cas I. Ceci sous-entend que 95% des mers et océans sont composés d'eaux du cas I. Cependant, la plupart des eaux côtières sont des eaux du cas II. Ceci s'explique par le fait que les processus hydrodynamiques, le transport sédimentaire, les phénomènes d'érosion à la côte, contribue à augmenter la concentration en matières en suspension dans les eaux côtières. De plus, ces zones sont sous influence terrigène par le biais des apports fluviaux, des glissements de terrain, des décharges et pollutions anthropogéniques, et subissent la contribution de substances interagissant avec le rayonnement telles que les acides humiques et fulviques, aussi dénotées substances jaunes et « matière organique dissoute colorée » (CDOM). Ces dernières contribuent grandement à l'absorption du rayonnement jusqu'à 470 nm et donc à la modification de la couleur de la mer vers des teintes plus verte ou plus jaune.

Les principales contraintes pouvant limiter les performances des techniques de télédétection en terme de fourniture opérationnelle d'information sur les eaux côtières, sont les suivantes :

- Le manque de capteurs opérationnels pour l'étude de la couleur de la mer,
- Une fréquence d'échantillonnage appropriée,
- Des algorithmes *ad hoc* avec étalonnage local,
- L'accès aux données,
- L'intégration avec d'autres sources de données,
- La dissémination de l'information et des outils d'analyse pour l'utilisateur.

Dans les deux sections suivantes, nous discutons respectivement en détail les contraintes d'échantillonnage et de performance des algorithmes.

2.1.5 Echantillonnage spatial et temporel

Concernant la résolution spatiale, un compromis doit toujours être considéré entre une meilleure résolution et le volume de données à transmettre. Une résolution plus élevée produit de plus grands volumes de données, qui nécessitent alors de réduire la couverture instantanée par le satellite et donc les capacités d'échantillonnage. Une couverture globale, à une fréquence adéquate pour l'étude des processus océaniques résulte donc en une résolution spatiale pouvant s'avérer trop grossière pour certaines applications. Ainsi, la résolution spatiale de la génération actuelle d'instruments d'observation de la mer dans le visible et proche infrarouge (autour 1 kilomètre : SeaWiFS, MODIS, AVHRR) est satisfaisante pour la représentation de certaines caractéristiques de la qualité d'eau, en particulier dans l'océan du large, mais a montré des limitations sévères dans les régions côtières.

L'échelle spatiale des processus et paramètres importants pour les eaux côtières varient de quelques mètres à plusieurs kilomètres. La Figure 2.1 représente les plus petites échelles qui doivent être résolues afin de définir un processus donné. Certains processus ont un domaine spatio-temporel plus large que celui présenté dans la figure. Ceci peut être important, notamment parce que lorsque les données de télédétection ont une résolution trop faible pour décrire un processus de façon précise, elles conservent un rôle important pour décrire le phénomène de façon synoptique. Par exemple, l'instrument MERIS sur Envisat, avec une résolution de 300 mètres, a un fort potentiel d'applications dans la zone côtière car ses caractéristiques reflètent un compromis optimal, dans l'état actuel de la technologie spatiale, entre la résolution spatiale et l'intervalle de temps entre deux couvertures successives, dans la zone côtière.

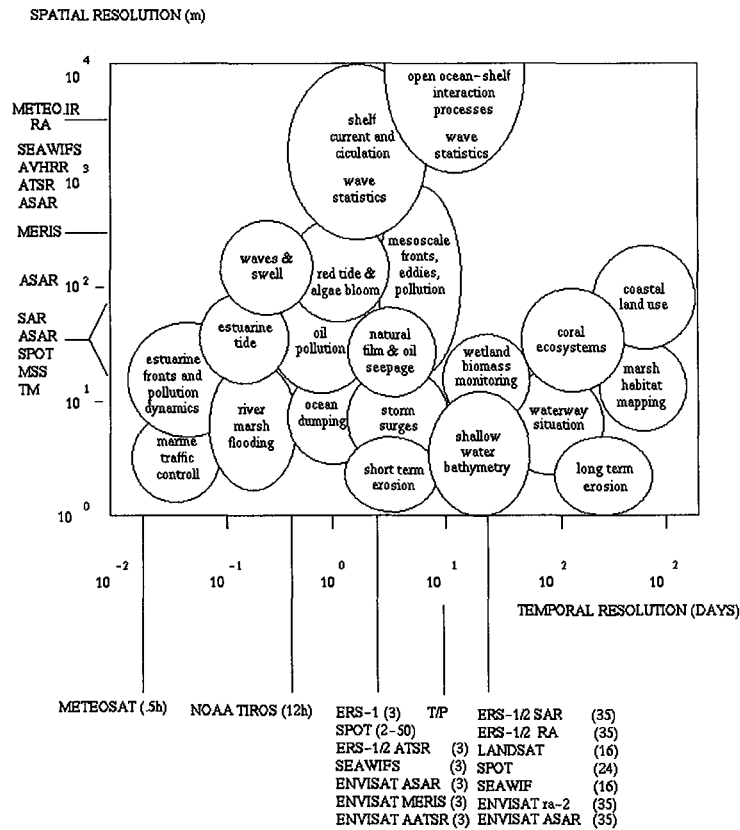


Figure 2.1. Diagramme des échelles spatiale et temporelle pour les processus et phénomènes relatifs aux zones côtières et du large (ESA, 1995).

Il est clair que les capteurs optiques à haute résolution spatiale tels que SPOT et Landsat (TM) sont plus appropriées que des capteurs à moyenne résolution tels que SeaWiFS et AVHRR. Les images de ces derniers sont cependant utiles à l'observation des processus à l'échelle régionale, et pour la description synoptique des propriétés des masses d'eaux, telles que la couleur et la température de l'eau. Cependant, pour les processus de petite taille, dans les eaux côtières, une résolution de 1 kilomètre n'est pas suffisante. Le Tableau 2.3 présente une synthèse des échelles d'observation des instruments de télédétection passive actuels, ainsi que leur applicabilité à l'étude des eaux côtières.

En plus des échelles spatiales, il est également essentiel de tenir compte des échelles de temps des processus et phénomènes côtiers, et des possibilités offertes par les satellites d'observation de la Terre pour observer la variabilité temporelle de ces processus.

Pour des processus présentant une résolution temporelle de quelques jours et une résolution spatiale de l'ordre du kilomètre, plusieurs capteurs optiques sont utiles. Cependant, l'utilisation de ces derniers est réduite, notamment en Europe septentrionale, par la couverture

nuageuse, qui limite la fréquence d'observation utile. Cet aspect peut s'avérer extrêmement limitant pour l'utilisation opérationnelle de la télédétection dans ces régions.

Tableau 2.3. Echelles spatiales et applicabilité des données de télédétection pour les eaux côtières.

Echelle	Exemple de régions	Données satellitaires utiles	Applicabilité pour les eaux côtières
1. Echelle océanique régionale et régions côtières les plus larges 1- 1000 km	Mer Baltique Mer du Nord, Méditerranée	Radiomètres optique et infrarouge (AVHRR, SeaWiFS, MODIS) d'une résolution de 1 km.	Qualité de l'eau, pollution par hydrocarbure et bathymétrie peuvent être observés près des côtes à une résolution de 1 km ou meilleure.
2. Echelle locale, zones côtières 1 m - 10 km	Régions portuaires, estuaires, zones intertidales, etc.	Images optiques à moyenne résolution (MOS) et à haute résolution (SPOT, Landsat). Nouveaux capteurs à très haute résolution (1 m) peuvent potentiellement devenir important (e.g., IKONOS-1). Capteurs faible résolution sont utiles dans certains cas pour estimer les conditions aux limites du domaine.	Plusieurs paramètres et processus près des côtes peuvent être observés par ces satellites. Trait de côte, zone intertidale, topographie des zones peu profondes, couleur de l'eau, transport sédimentaire, plumes, etc.

En outre, même si le système d'observation présente des caractéristiques d'échantillonnage spatial et temporel approprié, l'intervalle de valeurs couvert et la précision obtenue sur le paramètre étudié, fournis par les capteurs actuels et les algorithmes s'y rapportant, peut s'avérer insuffisants pour des applications dans des environnements à grande variabilité tels que les eaux côtières. Nous présentons donc ci-dessous, les performances atteintes par les capteurs et algorithmes actuels.

2.1.6 Performance de la télédétection paramètre par paramètre

Les performances quantitatives des techniques de télédétection concernant les paramètres bio-géophysiques identifiés sont résumées dans le Tableau 2.4. Les valeurs indiquées dans le tableau correspondent aux meilleurs résultats pouvant être obtenus dans des conditions favorables (délais courts d'acquisition des images, pas de contraintes météorologiques, pas de délai dans la dissémination des données, etc.). L'«intervalle de valeurs» est obtenu en retenant, pour chaque paramètre et pour l'ensemble des algorithmes s'y rapportant, la plus faible et la plus forte valeur pouvant être estimée. La «précision» sur le paramètre estimé est donnée soit en pourcentage de la quantité mesurée ou dérivée, soit en précision absolue, exprimée dans l'unité de mesure du paramètre. Elle est représentative de la plus grande précision pouvant être atteinte avec les capteurs et algorithmes actuels. La «résolution spatiale» correspond à celle du capteur pointant au nadir. La «fréquence d'échantillonnage» correspond à l'intervalle de temps moyen entre deux prises de vue de la

même région, lequel prend en compte la capacité de visée dépointée de certains capteurs, lorsque appropriée. Le «Délai de disponibilité» est le temps moyen entre l'acquisition et la livraison du produit à l'utilisateur.

Tableau 2.4. Performances quantitatives des algorithmes de télédétection. Les valeurs indiquées dans le tableau résultent de la compilation de divers algorithmes publiés, et sont représentatives des meilleures performances pouvant être atteintes actuellement.

Paramètres géophysiques dérivés	Algorithmes		Satellite / capteur			
	Unités	Intervalle de valeur	Précision relative/ absolue	Résolution spatiale (m)	Fréquence d'échantil. (jours)	Délai (jours)
Quantités bio-géochimiques						
CHL	mg.m ⁻³	0.019 - 50	30 - 40 %	30 & 1000	1	3 - 14
Production primaire	g C.m ⁻² .d ⁻¹	0.5 - 3.0	NS	1000	1	3 - 14
SM	mg.l ⁻¹	0.1 - 30	30 - 50 %	20 à 1000	1 - 3	3
YS/ a _v (440)	mgC.m ⁻³	0.1 - 20	50 %	1000	1	3 - 14
Propriétés optiques						
Absorption/diffusion : a, b	m ⁻¹	-	NS	1000	1	3- 14
Atténuation diffuse: K _d	m ⁻¹	0- 6.5	0.1	20 à 1000	1	3 - 14
Turbidité/prof. Secchi	m	0.25 - 5.0	50 %	1000	1	3 - 14
Couleur de l'eau, λ _{dom}	nm	472 - 575	10	1000	1	3 - 14
Profondeur						
Bathymétrie	m	1 - 30	1	20	3	3
Géomorphologie / morphométrie						
Détection du trait de côte	m	> 0.5	1	«10	3	7
Cartographie des habitats	m ²	>1000	> 100	20	3	7

Délai : délai de disponibilité des produits – NS : non spécifié

Une analyse comparative a été réalisée afin de déterminer les conditions dans lesquelles les performances de la télédétection des zones côtières répondent aux exigences de la communauté opérationnelle, lesquelles sont résumées, par sujet d'intérêt dans le Tableau 2.2. L'évaluation est réalisée en terme de la qualité des paramètres restitués (intervalle de valeurs et précision), laquelle est principalement dépendante de la sensibilité du capteur et de la performance des algorithmes. La capacité des systèmes satellite/capteur à fournir un échantillonnage spatio-temporel adéquat des phénomènes ou des zones d'intérêts est également analysée.

2.1.7 Adéquation de la réponse par télédétection au besoin exprimé

La capacité des données d'observation de la Terre à répondre aux besoins pour la gestion des eaux côtières, dépend, d'une part, des caractéristiques d'échantillonnage spatio-temporel du système satellite/capteur utilisé pour la mesure du paramètre géophysique initial, et d'autre part, des performances des algorithmes de traitement en termes d'intervalle de valeur restitué et de précision sur le paramètre.

La demande concernant les caractéristiques d'échantillonnage spatio-temporelle est résumée dans le Tableau 2.2. Cette demande est synthétisée de façon graphique dans la Figure 2.2 ci-dessous. Dans cette figure est également représentée la capacité d'échantillonnage spatio-temporel d'un survol unique d'un seul capteur. Les principaux capteurs actuels, utilisés pour dériver des paramètres environnementaux dans les eaux côtières, sont indiqués. Les limites inférieure et supérieure de l'échelle spatiale représentent respectivement la résolution de l'instrument (e.g., 20 m pour SPOT) et le champ de visée (largeur de la trace) (e.g., 60 km pour SPOT). La limite inférieure de l'échelle temporelle correspond à la répétitivité nominale (e.g., 3 jours pour SPOT avec visées obliques).

La Figure 2.2 révèle clairement le degré d'inadéquation entre le besoin et les performances d'échantillonnage des capteurs actuels. Dans le cas des risques naturels (crise) et des risques anthropogéniques, ni l'échantillonnage spatial, ni celui temporel ne répondent aux besoins exprimés. Dans le cas de l'étude des phénomènes d'eutrophication et floraisons phytoplanctoniques, les performances sont plus proches du besoin, bien qu'aucun des besoins exprimés ne soient réellement comblés. Pour des sujets d'intérêts tels que le suivi écologique et les processus à la côte, on observe une adéquation partielle entre le besoin et les performances offertes par la télédétection, bien que ne provenant pas forcément du capteur optimal pour l'étude des paramètres considérés. e.g., SeaWiFS vs. SPOT.

D'une part, les limitations des systèmes actuels apparaissent très clairement, surtout si on considère que le taux d'échantillonnage effectif est encore réduit par les périodes de couverture nuageuse, communes au-dessus des régions maritimes européennes.

D'autre part, il faut considérer tout d'abord, le fait que le besoin exprimé représente les caractéristiques optimales souhaitées par les utilisateurs, qui ne sont, dans certains cas, pas obtenues par des méthodes conventionnelles de mesures *in situ*. De plus, si l'on ne considère pas le problème de couverture nuageuse, l'échantillonnage spatio-temporel aux hautes latitudes est plus fréquent et donc potentiellement plus efficace que les valeurs nominales, à l'équateur, présenté dans la Figure 2.2. Enfin, la combinaison de données satellitaires de même nature et acquises par différentes plates-formes (e.g., SeaWiFS et MODIS) peut conduire à une amélioration significative de l'échantillonnage temporel.

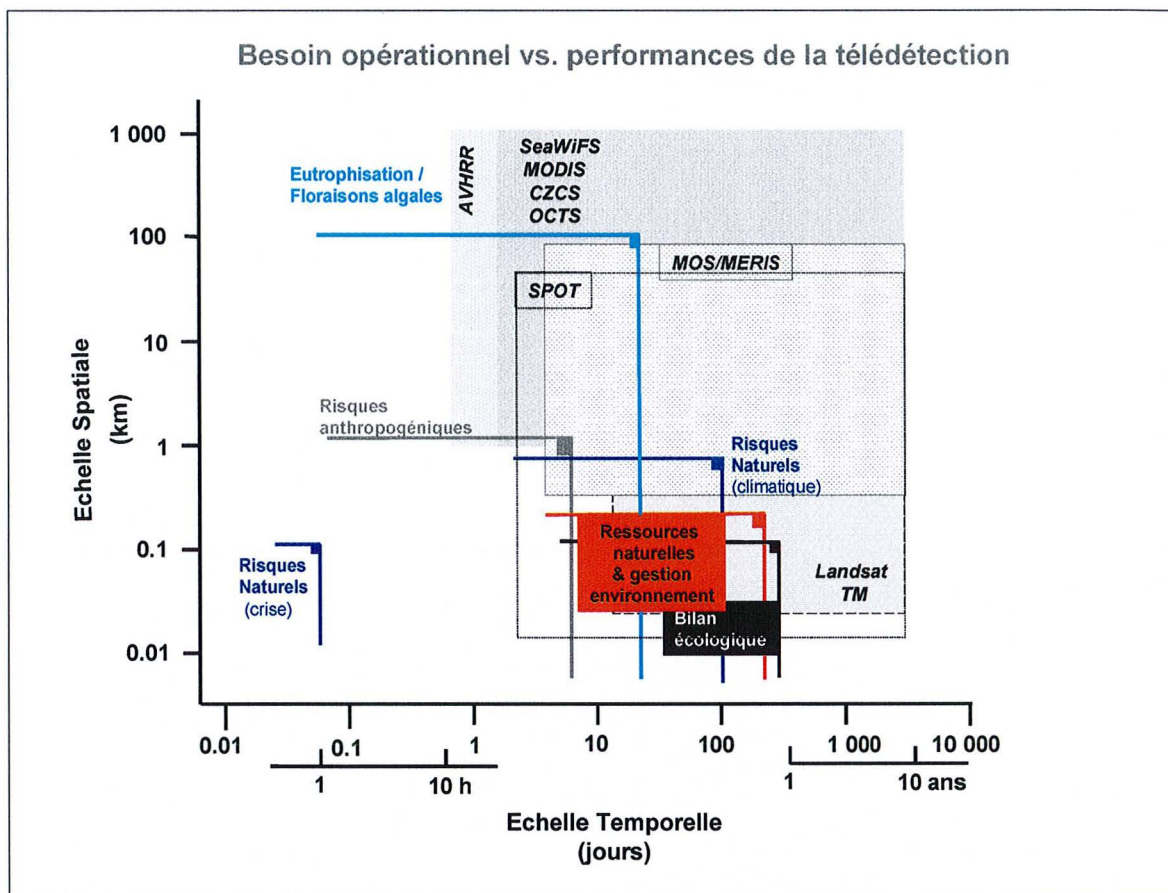


Figure 2.2. Analyse des contraintes spatio-temporelles versus les performances des systèmes satellite/capteur en opération et utilisés pour déterminer des paramètres environnementaux en milieux côtiers. Les paramètres eux-mêmes ne sont pas montrés mais plutôt les sujets d'intérêt qui nécessitent des estimations de ces paramètres.

L'intervalle de valeur couvert et la précision atteinte pour les paramètres considérés sont également importants afin d'évaluer les performances actuelles des techniques de télédétection pour le suivi des eaux côtières. Dans le Tableau 2.4, nous avons listé les intervalles de valeurs et les précisions relatives ou absolues obtenues par l'utilisation des algorithmes actuelles d'interprétation des paramètres pertinents pour la gestion des eaux côtières. La correspondance entre les divers besoins exprimés et les performances de la télédétection sont synthétisés graphiquement dans la Figure 2.3, et évalués dans la section suivante.

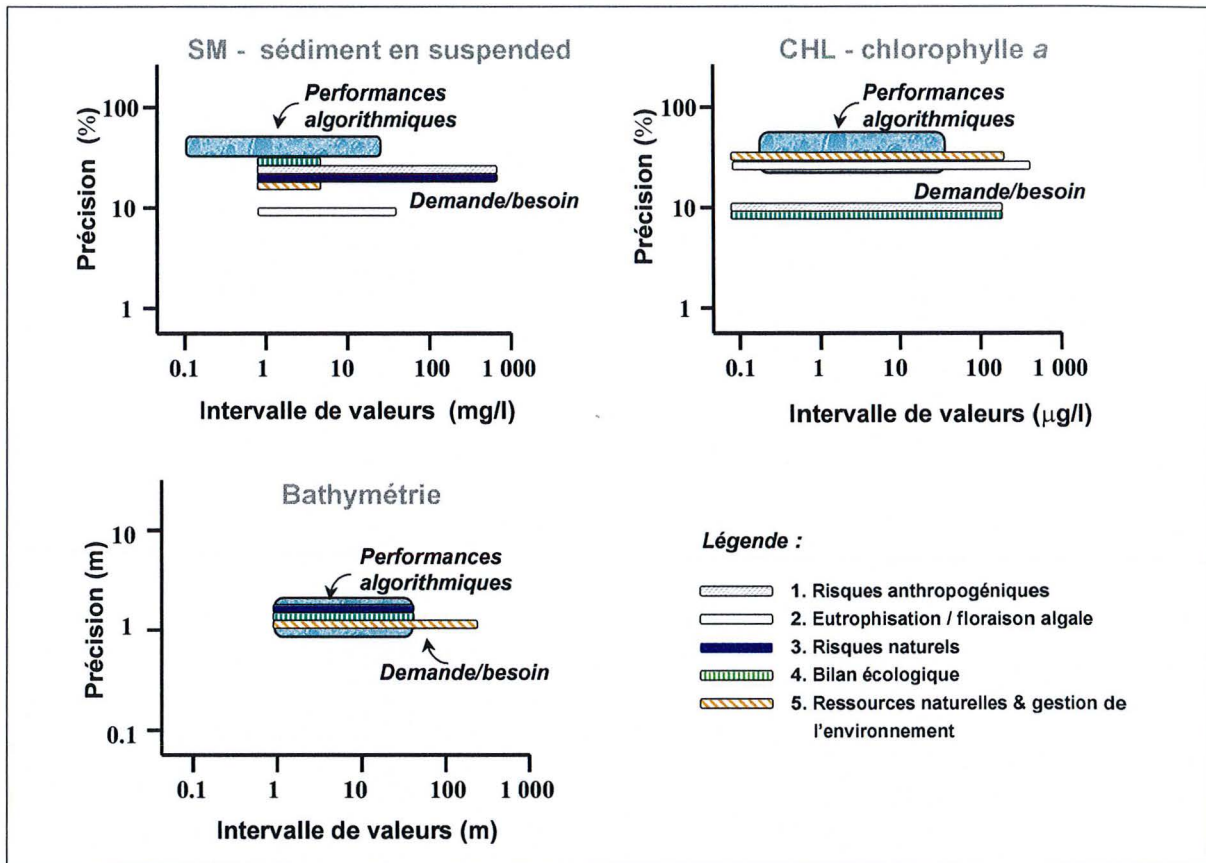


Figure 2.3. Comparaison entre la demande en terme d'intervalle de valeur et de précision, et les performances des algorithmes de télédétection spatiale de la couleur de la mer, pour différents domaines d'application : Concentration en chlorophylle (en haut à droite), concentration en matière en suspension (en haut à gauche), et bathymétrie (en bas).

1.6 Conclusions

Un certain nombre de conclusions d'ordre générales peuvent être tirées de l'analyse effectuée :

- Approximativement 10 % des paramètres bio-géochimiques d'intérêt pour la caractérisation de la qualité de l'eau dans les eaux côtières peuvent potentiellement être dérivés des mesures de télédétection.
- La plupart des applications identifiées dans la zone côtière nécessitent une résolution spatiale meilleure que 100 m. La précision requise n'est et ne sera pas atteinte par les capteurs présents et planifiés ; Lesquels ne sont pas dédiés à la résolution de problèmes opérationnels et aux investigations locales.
- La plupart des algorithmes existants sont basés sur des modèles empiriques et semi-empiriques qui ne sont pas ajustés pour les eaux côtières. De plus ces algorithmes ne sont pas robustes, dans le sens où il est difficile, voire impossible, de prédire leur précision

lorsque employés pour l'étude d'une région différente de celle pour lesquels ils ont été développés.

2.1.8 Constituants de la colonne d'eau

De façon plus précise, la plupart des algorithmes mise en œuvre pour l'estimation de la concentration des constituants de la colonne d'eau sont basés sur des modèles empiriques ou semi-empiriques développés pour les eaux du cas I. Ils ne sont donc pas directement utilisables dans le cas d'eaux côtières sous influence terrigène. Les modèles empiriques sont basés soit sur des jeux de données globales soit des jeux de données locales qui ne sont alors représentatifs que d'une région particulière.

Seule une gamme limitée de concentration en chlorophylle est accessible par télédétection de la couleur de la mer car les algorithmes actuels ne sont valides que pour les eaux du cas I. Ces algorithmes saturent pour des CHL supérieures à 60 mg.m^{-3} . C'est une limitation majeure de l'utilisation de ces modèles dans les eaux du cas II où des concentrations en chlorophylle atteignant 200 mg.m^{-3} peuvent être observées. Cette limitation a des implications sur tous les paramètres qui nécessitent une estimation du contenu en chlorophylle, et en particulier la production primaire. Des remarques similaires peuvent être faites à propos des matières en suspension. En effet, des concentrations très importantes en sédiment en suspension peuvent être observées dans la zone côtière sous certaines conditions (charriage estuarien, phénomènes hydrodynamiques, etc.). Les algorithmes existants peuvent montrer une saturation pour des conditions environnementales extrêmes. Néanmoins, même si les performances des algorithmes de télédétection ne permettent pas de couvrir l'intégralité de l'intervalle de valeur intéressant un utilisateur opérationnel, les données satellitaires sont d'un intérêt évident dans de nombreux cas représentatifs de conditions moyennes.

Ces dernières années ont vu l'émergence d'algorithmes pour les eaux du cas II. Les solutions sont plus complexes d'un point de vue mathématique et nécessitent souvent des temps de calcul important. Ainsi, leur performance dans un cadre opérationnel doit être évaluée. La plupart de ces nouvelles approches sont basées sur des méthodes inverses (cf. Chapitres 4 à 7 de ce document), et permettent l'estimation simultanée de tous les constituants contribuant au signal mesuré.

Les propriétés optiques du milieu ne sont généralement pas directement utilisées à des fins opérationnelles. Cependant, elles jouent un rôle fondamental pour le développement des nouveaux algorithmes basés sur des modèles analytiques, et des méthodes inverses.

2.1.9 Bathymétrie

L'estimation de la bathymétrie a été décrite comme importante dans le cadre d'étude d'impact écologique, du suivi et la gestion des ressources et des risques naturels. L'intervalle de valeurs pris par le paramètre et la précision requis par l'utilisateur sont tous deux atteints à l'aide des techniques de télédétection, dans des conditions favorables, *i.e.* eaux claires n'excédant pas 20 m. Des algorithmes simples et non robustes ont été développés pour les données des capteurs optiques. Cependant, un niveau opérationnel n'a pas encore été atteint. En général, les méthodes proposées pour l'estimation de la bathymétrie nécessitent des données auxiliaires et des connaissances *a priori* sur le site étudié. Les besoins exprimés en termes de couverture spatiale et temporelle sont généralement atteints.

2.1.10 Géomorphologie

Les paramètres identifiés, *i.e.* modification du trait de côte, cartographie des habitats littoraux, sont mentionnés très souvent, en particulier en relation avec la gestion de l'environnement et des risques anthropogéniques. Pour ces applications, la gamme de valeur, la précision et les besoins spatio-temporels requis par l'utilisateur opérationnel sont obtenues par les méthodes de traitement des données de télédétection existantes.

Les risques naturels et anthropogéniques nécessite généralement la mise en place de moyen d'urgence. Ceci implique un contexte opérationnel basé sur l'acquisition des données en temps réel (programmation du satellite, enregistreur de bord, moyens de traitement rapides et moyen *ad hoc* de dissémination de l'information). Un tel contexte ne peut être obtenu que par la collaboration étroite entre les agences spatiales/fournisseur de données, les sociétés de service produisant de la valeur ajoutée et les équipes de terrain (utilisateurs finaux).

2.1.11 Considérations finales

Durant ces trente dernières années, la majorité des missions d'observation de la Terre dédiées à l'étude de la couleur de la mer furent focalisées sur les eaux du cas I et l'étude globale de l'océan (CZCS, SeaWiFS, OCTS). Ainsi, le talent des chercheurs en océanographie spatiale fut concentré soit sur le développement de méthodes pour restituer les paramètres de qualité de l'eau dans les eaux du cas I à partir des capteurs mentionnés ci-dessus, soit sur le développement d'algorithme pour les eaux côtières utilisant les données d'autres capteurs non dédiés à l'étude du milieu aquatique, et ne remplissant pas les conditions de sensibilité ou de positionnement des bandes spectrales permettant l'estimation quantitative des paramètres étudiés avec une précision suffisante (SPOT, Landsat, etc.).

En parallèle des recherches et développements de la télédétection spatiale des eaux de mer, la télédétection aéroportée a drainé de nombreux scientifiques, frustrés par la résolution trop grossière des capteurs spatiaux et/ou les limitations de ces technologies face à la complexité des environnements étudiés. En particulier, les applications des données hyperspectrales et des Lidar ont fait l'objet de grands développements.

Ce n'est que récemment que des missions spatiales dédiées à l'étude de la qualité de l'eau en milieu côtier ont été programmées (IRS-P3/MOS, Envisat/MERIS, NEMO/COIS, etc.). Accompagnant ces programmes, de nouvelles méthodes et algorithmes sont en cours de développement, intéressant principalement les eaux profondes, les aspects eaux peu profondes restant confiné aux programmes militaires de l'US NAVY. Ils donnent la tendance concernant le suivi de la qualité de l'eau en milieu littoral par télédétection.

Les développements présentés dans les chapitres suivants contribuent à ces nouveaux programmes et missions spatiales tout en essayant de réduire l'écart existant entre performances algorithmiques et besoin de la communauté opérationnelle. Nous approfondissons, en premier lieu, notre discours sur les méthodes pour l'estimation par télédétection, des constituants de la colonne d'eau, de la bathymétrie et de la cartographie des habitats benthiques dans les eaux du cas II. Nous dressons un historique critique des méthodes les plus utilisées par les communautés scientifique et opérationnelle, puis nous proposons, présentons et discutons de nouvelles approches à ce problème.

- CHAPITRE 3 -

**THÉORIE ET APPLICATIONS DES MODÈLES
DE TRANSFERT RADIATIF**

3.1	Introduction	51
3.2	Transfert radiatif dans l'eau de mer	55
3.3	Transfert radiatif dans l'atmosphère et à l'interface air-mer	75
3.4	Conclusions	85

- Chapitre 3 -

THÉORIE ET APPLICATIONS DES MODÈLES DE TRANSFERT RADIATIF

*There are two kinds of light—the glow that illumines,
and the glare that obscures.*

James Thurber

Ce chapitre a pour vocation de présenter ou rappeler au lecteur les outils nécessaires au traitement des données de télédétection en vue de l'extraction d'informations sur l'environnement côtier. Nous présentons les équations fondamentales du transfert radiatif dans l'océan et l'atmosphère. Nous discutons quelques solutions pratiques de ces modèles appliquées aux corrections atmosphériques et à l'extraction d'information sur l'environnement littoral des images de télédétection de la couleur de l'océan. Enfin nous examinons l'état des connaissances sur les relations empiriques existantes entre paramètres géophysiques tels qu'ils sont fournis par ces modèles et leurs équivalents issus des mesures in situ.

3.1 Introduction

Les instruments utilisés pour l'étude du littoral sont le plus généralement des radiomètres et spectromètres mesurant le rayonnement électromagnétique naturel (*i.e.* ici la luminance qui est le flux radiatif par unité de surface, par unité d'angle solide et par unité de longueur d'onde) émergent de la mer dans le spectre visible et le proche infrarouge (PIR)¹ (entre 350 et 1000 nm). A ces longueurs d'onde, l'émission thermique est négligeable. Lors de sa propagation dans l'atmosphère et dans la colonne d'eau, le rayonnement solaire interagit principalement avec les molécules et les particules de taille nanométrique et micrométrique. Les mesures sont acquises depuis une altitude caractéristique de 3000 à 6000 mètres pour les instruments embarqués sur des avions (GER, CASI, AVIRIS, ROSIS) ou de l'ordre de 700 à 800 km pour ceux embarqués sur des plates-formes spatiales (MOS, SeaWiFS). Nous limiterons notre étude à ce type d'instruments. Une partie du signal mesuré par ces capteurs contient l'information qui nous intéresse, un premier travail est donc le développement de modèles permettant d'extraire les paramètres géophysiques pertinents à partir du signal, ce qui nécessite une description complète des phénomènes de transfert radiatif dans la colonne d'eau. D'autres parties, telle la part provenant de l'atmosphère ou encore de l'interface air/mer,

¹ Au-delà du PIR, le rayonnement est absorbé à la surface et en deçà du bleu, il est absorbé par la couche d'ozone.

ne sont pas directement utilisables pour notre étude et sont donc considérées comme un bruit perturbateur du signal utile. Afin de corriger ces perturbations, il est nécessaire de comprendre et quantifier la propagation de l'onde électromagnétique dans le système océan/atmosphère. Ce chapitre introduit les équations de transfert radiatif dans leur forme la plus générale. Puis, les équations sont modifiées et adaptées aux situations individuelles qui nous intéressent.

La situation considérée est illustrée par la Figure 3.1. L'équation du transfert radiatif décrit les changements de luminance (Chandrasekhar, 1950) au cours de sa traversée d'un volume infiniment petit du milieu considéré. Tout au long de cette introduction, nous considérerons le cas d'un rayonnement monochromatique. Dans sa formulation complète, l'équation caractéristique, et indépendante du temps pour un processus stationnaire, du transfert radiatif pour la situation illustrée est :

$$\frac{dL(\lambda, x, y, z, \theta, \varphi)}{dS} = -c(\lambda, x, y, z, \theta, \varphi) \cdot L(\lambda, x, y, z, \theta, \varphi) + L_*(\lambda, x, y, z, \theta, \varphi) + F_*(\lambda, x, y, z, \theta, \varphi) \quad (3.1)$$

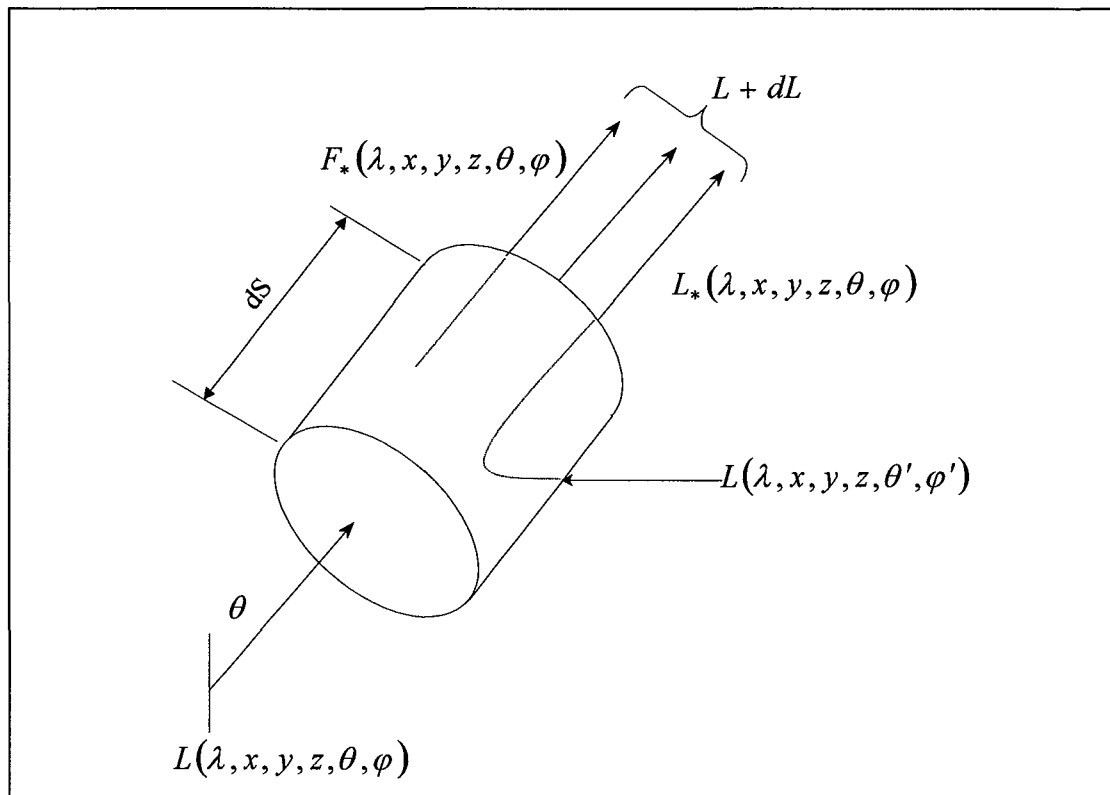


Figure 3.1 Modification de la luminance lors de sa propagation à travers un élément de volume.

$L(\lambda, x, y, z, \theta, \varphi)$ (exprimée dans le S.I. en $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{nm}^{-1}$) est la luminance spectrale à la longueur d'onde λ qui entre dans l'élément de volume à la position (x, y, z) et se propage dans

la direction ξ spécifiée par les angles zénithal θ et azimutal φ . Au cours de la traversée d'un élément de volume infinitésimal de longueur dS , le rayonnement est atténué selon le coefficient spectral d'atténuation volumique $c(\lambda, x, y, z, \theta, \varphi)$ (m^{-1}), soit par absorption de photons, soit par perte de photons par changement de direction (diffusion), soit par perte de photons à une longueur d'onde donnée par choc inélastique. Si $\Delta L(\lambda)$ est la proportion de puissance radiante perdue lors du transit de longueur dS , alors le coefficient d'atténuation volumique s'exprime comme suit :

$$c(\lambda) = \frac{1}{dS} \left(\frac{\Delta L(\lambda)}{L(\lambda)} \right) = \underbrace{a(\lambda)}_{\text{coefficient d'absorption}} + \underbrace{b(\lambda)}_{\text{coefficient de diffusion}} \quad (3.2)$$

Le rayonnement entrant dans l'élément de volume peut également être augmenté par des sources de luminances. $L_*(\lambda, x, y, z, \theta, \varphi)$ représente la source de luminance due à la diffusion dans l'élément de volume considéré, et dans la direction considérée, de rayonnements provenant de l'extérieur. $F_*(\lambda, x, y, z, \theta, \varphi)$ est une fonction "source" correspondant aux émissions naturelles internes dans l'élément de volume (diffusion de Raman, fluorescence, etc.)

L'équation peut être exprimée dans une forme plus adaptée en faisant l'hypothèse que le milieu est structuré (stratifié) en couches planes et parallèles. Cette hypothèse est raisonnable pour exprimer la propagation d'un rayonnement dans l'atmosphère terrestre et les océans et présentant un angle zénithal inférieur à 60° (Chandrasekhar, 1950). De plus le milieu est supposé isotrope - c'est-à-dire que les coefficients spectraux d'atténuation, d'absorption et de diffusion volumiques sont indépendants de la direction de propagation - et les couches du milieu sont supposées homogènes - les propriétés optiques au sein de chaque couche sont indépendantes de la position horizontale. Alors, l'équation (3.1) devient :

$$\frac{dL(\lambda, z, \xi)}{dS} = -c(\lambda, z, \xi) \cdot L(\lambda, z, \xi) + L_*(\lambda, z, \xi) + F_*(\lambda, z, \xi) \quad (3.3)$$

Elle exprime que le changement de luminance à l'altitude (ou profondeur) z et longueur d'onde λ , pour un rayonnement se propageant dans la direction ξ correspond à une perte de luminance proportionnelle à la luminance incidente, un gain de luminance L_* dû aux diffusions dans l'élément de volume et un gain F_* dû aux émissions internes.

La fonction source L_* est définie par :

$$L_*(\lambda, z, \xi) = \int_{\Omega} \beta(\lambda, z, \xi' \rightarrow \xi) \cdot L_*(\lambda, z, \xi') d\Omega(\xi') \quad (3.4)$$

où $\beta(\lambda, z, \xi' \rightarrow \xi)$ est le coefficient angulaire de diffusion ou indicatrice de diffusion (*volume scattering function*) à l'altitude (ou profondeur) z . Il exprime la fraction du rayonnement provenant de la direction ξ' , diffusé dans la direction ξ .

$b(\lambda, z)$ est le coefficient spectral de diffusion volumique à la hauteur z , correspondant à l'intégration de l'indicatrice de diffusion sur tout l'espace :

$$b(\lambda, z) = \int_{\Omega} \beta(\lambda, z, \xi' \rightarrow \xi) d\Omega(\xi') \quad (3.5)$$

Ω indique l'intégration sur tous les angles solides (4π), les variables primes étant les variables d'intégration.

Une version très communément adoptée de l'équation du transfert radiatif s'obtient en introduisant la coordonnée verticale z et le terme $\omega_o = b/c$, l'albédo en diffusion unique

$$\cos \theta \frac{dL}{c dz} = -L + \omega_o \int_{\Omega'} \tilde{\beta} L^* d\Omega' + F^* \quad (3.6)$$

où $\tilde{\beta}(\lambda, z, \xi' \rightarrow \xi)$ est l'indicatrice de diffusion normalisée (ou fonction de phase) :

$$\tilde{\beta}(\lambda, z, \xi' \rightarrow \xi) = \frac{\beta(\lambda, z, \xi' \rightarrow \xi)}{b(\lambda, z)} \text{ et satisfait la condition : } 2\pi \int_{\Omega} \tilde{\beta}(\lambda, z, \xi' \rightarrow \xi) d\Omega = 1$$

a, b, c, ω_o, β et $\tilde{\beta}$ sont les **propriétés optiques inhérentes** (IOP) de la masse d'eau.

Les IOPs correspondent aux propriétés intrinsèques du milieu et sont indépendantes des conditions extérieures telles que l'éclairement incident ou la redistribution du champ de lumière au cours de sa propagation dans le milieu.

Lors de l'application de l'équation (3.3) pour une situation donnée, il est nécessaire de définir les propriétés optiques du milieu et les conditions aux limites ainsi que de trouver des expressions satisfaisantes des termes "sources".

Deux situations intéressant notre travail, sont analysées :

1. Transfert radiatif dans l'eau de mer et à l'interface air-mer., cf. section 3.2.
2. Transfert radiatif dans l'atmosphère pour la même gamme de longueurs d'onde, cf. section 3.3.

3.2 Transfert radiatif dans l'eau de mer

Les principaux processus impliqués dans le transfert radiatif de la lumière visible dans les eaux de mer sont l'absorption et la diffusion. Les émissions internes induites par les phénomènes de fluorescence et la diffusion de Raman, sont ignorées, bien que ces phénomènes ne soient pas négligeables, notamment pour des longueurs d'onde supérieures à 550 nm (Mobley, 1994). De plus, il est supposé que le champ de lumière dans l'eau ne soit pas polarisé, nous pouvons appliquer la théorie scalaire pour le transfert radiatif. Pour des raisons de simplicité, il est opportun d'introduire les simplifications de notation suivantes :

1. Omission de la dépendance azimutale. Par convention, φ est choisi tel que le plan contenant la direction du soleil et la verticale locale corresponde à $\varphi = 0$.
2. Omission de la dépendance spectrale et de la notation monochromatique.

Ainsi, l'équation du transfert radiatif pour une masse d'eau stratifiée, isotrope et libre de sources internes, devient :

$$\mu \frac{dL(z, \mu)}{dz} = -c(z) \cdot L(z, \mu) + \int_{\Omega} L(z, \mu, \mu') \cdot \beta(z, \mu' \rightarrow \mu) \cdot d\Omega(\mu') \quad (3.7)$$

où $\mu = \cos\theta$, est la direction de propagation du rayonnement

$L(z, \mu)$ est la luminance à la profondeur z se propageant dans la direction μ

$c(z)$ est le coefficient d'atténuation total

$\beta(z, \mu' \rightarrow \mu)$ est l'indicatrice de diffusion

Ω représente l'intégration sur tous les angles solides (4π) et $d\Omega(\mu') = \sin\theta' d\theta' d\varphi'$

Cette équation n'est cependant pas très pratique, principalement car elle nécessite la connaissance du champ de luminance. Un modèle simplifié en est dérivé qui permet une utilisation pour l'étude du transfert radiatif dans les eaux naturelles. Ce modèle utilise l'éclairement comme paramètre décrivant la distribution du champ lumineux dans l'eau. Le choix de l'éclairement est justifié par le fait que la nature stratifiée de la plupart des eaux naturelles induit de très faibles variations horizontales du champ de lumière (Kirk, 1983).

La description du transfert radiatif est alors réduite à la description de la distribution verticale de l'énergie radiante. Enfin, observons que la mesure directe du champ des éclaircissements dans les campagnes de mesure *in situ* est plus fréquente que celle des champs de luminance, et ce en raison des instrumentations disponibles. Ainsi, l'adoption de modèles de

transfert radiatif basés sur l'éclairement rend plus aisée leur validation à l'aide de données expérimentales.

3.2.1 Théorie des deux flux

L'un des premiers modèles décrivant les conditions de lumière dans l'eau de mer utilise l'approximation « des deux flux » ou « *two-flow approximation* » basé sur le bilan des éclairagements descendants et ascendants. Il fut décrit en premier lieu par l'astrophysicien Schuster (1905), et plus tard développé par Duntley (1942) et Preisendorfer (1961).

Les équations du modèle des deux flux sont obtenues en intégrant les équations du transfert radiatif sur les hémisphères supérieur et inférieur.

Pour l'éclairement descendant, l'intégration sur l'hémisphère inférieur aboutit l'équation suivante :

$$\begin{aligned} \frac{dE_d(z)}{dz} = & -c(z)E_{od}(z) + \int_{\Omega_d} \left(\int_{\Omega_u} L(z, \mu, \mu') \cdot \beta(z, \mu' \rightarrow \mu) d\Omega(\mu') \right. \\ & \left. + \int_{\Omega_d} L(z, \mu, \mu') \cdot \beta(z, \mu' \rightarrow \mu) d\Omega(\mu') \right) d\Omega(\mu) \end{aligned} \quad (3.8)$$

avec Ω_u et Ω_d les hémisphères supérieur et inférieur. Les termes intégraux sont scindés en deux composantes correspondant aux hémisphères supérieur et inférieur, respectivement.

$L(z, \mu)$ pour $-1 \leq \mu < 0$ est généralement appelé la luminance ascendante et est dénoté $L_u(z, \mu)$.

De façon symétrique, $L(z, \mu)$; $0 \leq \mu \leq 1$ est appelé la luminance descendante et est dénoté $L_d(z, \mu)$.

$E_d(z) = \int_{\Omega_d} \mu L(z, \mu) d\Omega(\mu)$ est l'éclairement descendant, et $E_{od}(z) = \int_{\Omega_d} L(z, \mu) d\Omega(\mu)$,

l'éclairement scalaire descendant qui est proportionnel à la densité d'énergie par unité de volume. On définit alors $D_d(z)$ est la fonction de distribution pour le flux descendant

$$D_d(z) = \frac{E_{od}(z)}{E_d(z)} = \frac{1}{\bar{\mu}_d} \quad (3.9)$$

laquelle égale l'inverse du cosinus moyen de la distribution du champ de lumière dans l'hémisphère inférieur, $\bar{\mu}_d$ qui est également défini comme :

$$\bar{\mu}_d = \frac{\int_{\Omega_d} \mu L(\lambda, z, \mu) d\Omega(\mu)}{\int_{\Omega_d} L(\lambda, z, \mu) d\Omega(\mu)} \quad (3.10)$$

$\bar{\mu}_d$ est la valeur moyenne des $\mu = \cos\theta$ de la distribution des luminances descendantes.

Si le flux radiatif descendant est pris comme exemple, nous pouvons introduire la fonction de diffusion dans l'hémisphère inférieur pour le rayonnement descendant

$$b_{fd}(z) = \frac{1}{E_d(z)} \int_{\Omega_d} \left(\int_{\Omega_d} L(z, \mu') \beta(z, \mu' \rightarrow \mu) d\Omega(\mu') \right) d\Omega(\mu) \quad (3.11)$$

et définir la fonction de rétrodiffusion pour le rayonnement ascendant

$$b_{bu}(z) = \frac{1}{E_u(z)} \int_{\Omega_u} \left(\int_{\Omega_u} L(z, \mu') \beta(z, \mu' \rightarrow \mu) d\Omega(\mu') \right) d\Omega(\mu) \quad (3.12)$$

Si l'on introduit les termes définis dans (3.11) et (3.12), l'équation pour l'éclairement descendant devient :

$$\frac{dE_d(z)}{dz} = (b_{fd}(z) - c(z)) \cdot E_d(z) + b_{bu}(z) \cdot E_u(z) \quad (3.13a)$$

De façon symétrique, l'équation pour l'éclairement ascendant s'écrit :

$$-\frac{dE_u(z)}{dz} = (b_{fu}(z) - c(z)) \cdot E_u(z) + b_{bd}(z) \cdot E_d(z) \quad (3.13b)$$

où

$$b_{fu}(z) = \frac{1}{E_u(z)} \int_{\Omega_u} \left(\int_{\Omega_u} L(z, \mu') \beta(z, \mu' \rightarrow \mu) d\Omega(\mu') \right) d\Omega(\mu) \quad (3.14)$$

est la fonction de diffusion dans l'hémisphère supérieur pour le flux ascendant, et

$$b_{bd}(z) = \frac{1}{E_d(z)} \int_{\Omega_d} \left(\int_{\Omega_d} L(z, \mu') \beta(z, \mu' \rightarrow \mu) d\Omega(\mu') \right) d\Omega(\mu) \quad (3.15)$$

est la fonction de rétrodiffusion pour le flux descendant.

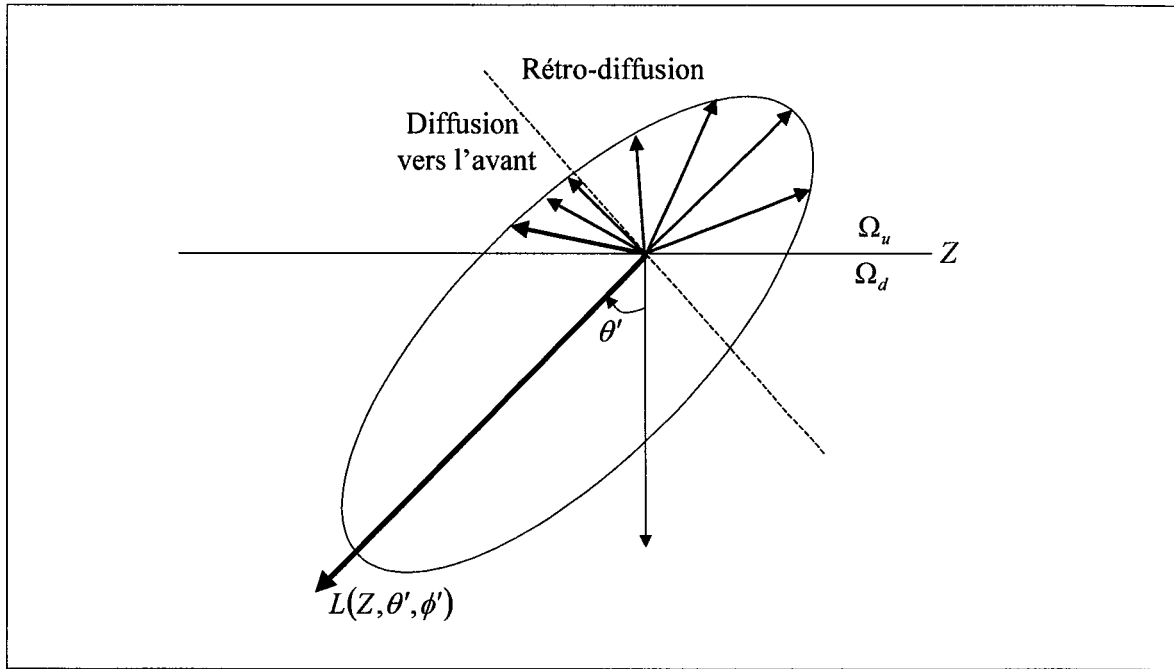


Figure 3.2 Diagramme schématisant comment les processus de diffusion vers l'avant et vers l'arrière (rétrodiffusion) contribuent à b_{bd} la fonction de rétrodiffusion diffuse pour l'éclairement descendant.

Les équations (3.13a) et (3.13b) sont les équations des deux flux pour l'éclairement. Les relations suivantes peuvent maintenant être introduites :

$$a_d(z) = a(z) D_d(z) \quad (3.16)$$

$$b_d(z) = b(z) D_d(z) \quad (3.17)$$

$$b_a(z) = b_{bd}(z) + b_{fd}(z) \quad (3.18)$$

Les coefficients $a_d(z)$, $b_d(z)$, $b_{bd}(z)$, $b_{fd}(z)$ sont des **propriétés optiques hybrides** de la colonne d'eau pour le rayonnement descendant, lesquelles sont reliées aux propriétés optiques inhérentes par la fonction de distribution $D_d(z)$.

Par substitution des équations (3.16) - (3.18) dans (3.13a) et (3.13b), une forme plus intuitive du modèle des deux flux est obtenue :

$$\frac{dE_d(z)}{dz} = -(a_d(z) + b_{bd}(z))E_d(z) + b_{bu}(z)E_u(z) \quad (3.19a)$$

$$-\frac{dE_u(z)}{dz} = -(a_u(z) + b_{bu}(z))E_u(z) + b_{bd}(z)E_d(z) \quad (3.19b)$$

A titre d'exemple, l'équation (3.19a) indique que la variation de l'éclairement descendant E_d avec la profondeur résulte de trois processus :

- Diminution de l'éclairement descendant avec la profondeur par absorption de rayonnement descendant
- Diminution de l'éclairement descendant avec la profondeur due à la rétrodiffusion de E_d
- Augmentation de l'éclairement descendant avec la profondeur par rétrodiffusion de E_u en E_d

Une interprétation similaire peut être réalisée concernant l'équation (3.19b).

3.2.2 Solution des équations « des deux flux »

Les équations (3.19a) et (3.19b) forment un système d'équations différentielles linéaires homogène du 1^{er} ordre dont la solution générale est de la forme :

$$E_d(z) = C_1 \cdot e^{k_1 \cdot z} + C_2 \cdot e^{k_2 \cdot z} \quad (3.20a)$$

$$E_u(z) = C_1 \cdot M_1 \cdot e^{k_1 \cdot z} + C_2 \cdot M_2 \cdot e^{k_2 \cdot z} \quad (3.20b)$$

où C_1 et C_2 sont des constantes arbitraires pouvant être déterminées par les conditions aux limites. k_1 et k_2 sont les solutions (valeurs propres) de l'équation au déterminant des équations (3.19a) et (3.19b).

$$k_{1,2} = \frac{1}{2} (a_u(z) + b_{bu}(z) - a_d(z) - b_{bd}(z)) \pm \sqrt{(a_u(z) + b_{bu}(z) + a_d(z) + b_{bd}(z))^2 - 4 \cdot b_{bd}(z) \cdot b_{bu}(z)} \quad (3.21a)$$

On notera que $k_2 < 0 < k_1$ pour tout $a > 0$ et $b_b > 0$

De même on montre que :

$$M_1 = \frac{a_d(z) + b_{bd}(z) + k_1(z)}{b_{bu}(z)} \quad (3.22a)$$

$$M_2 = \frac{a_d(z) + b_{bd}(z) + k_2(z)}{b_{bu}(z)} \quad (3.22b)$$

Dans un premier temps, considérons une eau infiniment profonde. La condition limite en surface est alors $E_d(0) = E_{0-}$, où E_{0-} est l'éclairement juste sous la surface. La condition limite au fond est $E_u(z \rightarrow \infty) = 0$.

Alors la solution des équations des deux flux s'exprime comme suit :

$$E_d(z) = E_{0-} \cdot e^{k \cdot z} \quad (3.23)$$

$$E_u(z) = E_{0-} \cdot M \cdot e^{-k \cdot z} \quad (3.24)$$

k est appelé le coefficient d'atténuation diffuse. S'agissant d'une atténuation, la solution négative est retenue, ce qui revient à négliger l'onde évanescente de portée infinitésimale.

En pratique, différents coefficients d'atténuation diffuse sont définis en fonction de la nature du rayonnement considéré ($E_u, E_d, E_o, L_u, \dots$) :

$$K_x(z, \lambda) = -\frac{d(\ln[E_x(z, \lambda)])}{dz} = -\frac{1}{E_x(z, \lambda)} \frac{d(E_x(z, \lambda))}{dz} \quad (3.25)$$

où $x = d, u$ ou o . Ces coefficients sont alors respectivement appelés coefficient d'atténuation diffuse pour l'éclairement descendant, ascendant et scalaire.

Dans un milieu homogène ces coefficients varient faiblement avec la profondeur et sont donc caractéristiques du milieu considéré. Cependant leur valeur dépend des conditions d'éclairement juste sous la surface (angle d'incidence solaire, proportion d'éclairement solaire diffus et direct, conditions nuageuses, état de la mer), ils ne peuvent donc pas être considérés comme des propriétés optiques inhérentes du milieu. On parle alors de **propriétés optiques apparentes** (AOPs) (Preisendorfer, 1976). Ces dernières sont dépendantes de la distribution du champ de lumière dans l'eau. Nous avons précédemment déjà défini d'autres AOPs : D_u, D_d .

La Figure 3.3 résume les relations entre IOPs, AOPs, et quantités radiométriques (les termes de transmittance T , en haut à droite seront définis ultérieurement).

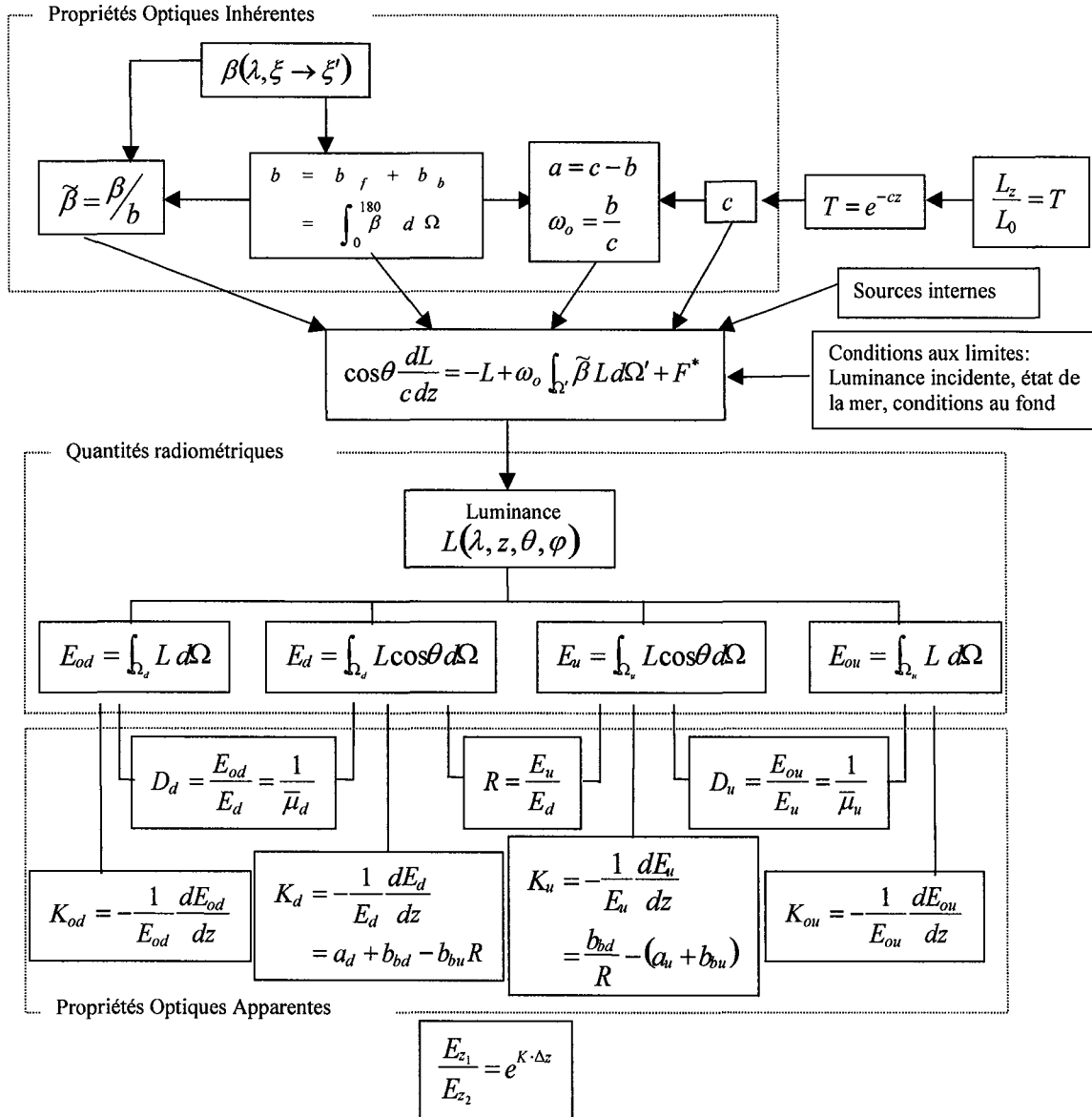


Figure 3.3 Relations entre propriétés optiques inhérentes et apparentes des eaux de mer (d'après Mobley, 1994).

3.2.3 Réflectance marine

Dans toute masse d'eau il y a un flux ascendant d'énergie radiante solaire (luminance ou éclairage) généré par diffusion des photons dans l'hémisphère supérieur. Le flux ascendant est important à plusieurs titres (Kirk, 1989) :

- Il détermine l'apparence de la masse d'eau puisqu'une large partie de la lumière reçue par un observateur est composée du flux ascendant qui a traversé la surface. Plus le flux émergent est intense, plus l'aspect de l'eau est turbide ou lacté car de fortes réflectances sont associées à de fortes concentrations de matières en suspension. La distribution

spectrale du flux émergent détermine également la couleur de la masse d'eau. Dans le cas de l'eau pure à profondeur infinie, le flux ascendant est inexistant.

- La luminance émergente (*water-leaving radiance* - L_w) est la quantité analysée en télédétection de la qualité de l'eau.
- Pour un observateur situé au-dessus de l'objet, la visibilité des objets immergés est réduite par le flux lumineux ascendant. Le contraste visuel inhérent des objets immergés est inversement proportionnel à la réflectance de volume (Preisendorfer, 1986; Højerslev, 1986),
- Dans les eaux lacustres turbides qui peuvent présenter des réflectances atteignant 10 à 20 %, le flux ascendant est une part significative de la lumière totale disponible pour la photosynthèse.

3.2.3.1 Réflectance de volume et réflectance de télédétection

Par normalisation de l'éclairement ascendant par l'éclairement descendant à une profondeur donnée, on définit la réflectance de volume $R(z)$, qui est également une propriété optique apparente :

$$R(z) = \frac{E_u(z)}{E_d(z)} \quad (3.26)$$

Par substitution des équations (3.22a,b) et (3.20a,b) dans (3.26), les équations reliant la réflectance de volume aux paramètres inhérents de la colonne d'eau sont obtenues :

$$R(z) = \frac{a_d(z) + b_{bd}(z) - K_d(z)}{b_{bu}(z)} \quad (3.27a)$$

et

$$R(z) = \frac{b_{bd}(z)}{a_u(z) + b_{bu}(z) + K_u(z)} \quad (3.27b)$$

On suppose généralement que la réflectance sous la surface dépend uniquement des propriétés inhérentes de la colonne de l'eau, et non pas des conditions instantanées d'éclairement. Dans les eaux océaniques, l'indicatrice de diffusion est très pointée vers l'avant. Ceci implique que les photons sont généralement diffusés à travers de très petits angles. L'approximation de diffusion quasi-unique (*quasi single scattering approximation* – QSSA) tient compte de ces propriétés, et introduit une indicatrice de diffusion modifiée pour

laquelle la diffusion pour $0 \leq \theta' \leq 90^\circ$ est concentrée en $\theta' = 0$. Gordon (1975) a présenté une relation reliant la réflectance de volume sous la surface aux coefficients d'absorption a et de rétrodiffusion b_b , sous hypothèse de « diffusion quasi-unique ».

$$R_{0-} = \alpha \frac{b_b}{a + b_b} \approx \alpha \frac{b_b}{a}, \text{ pour } a \gg b_b \quad (3.28)$$

où α est fonction des caractéristiques du champ de lumière dans l'eau, habituellement exprimé sous la forme d'un polynôme de premier ou second degré. Cette formulation est relativement intuitivement puisqu'elle définit la réflectance de volume comme étant proportionnelle au coefficient de rétrodiffusion qui définit la quantité de photons descendants qui sont convertis en photons ascendants, et inversement proportionnelle au coefficient d'absorption qui réduit la quantité de photons pouvant être rétrodiffusés.

Une expression complète de α a été donnée par Roesler & Perry (1995), aboutissant à la formulation de la réflectance de volume suivante

$$R_{0-} = \frac{Q}{2\pi \bar{\mu}_d (1 + \bar{\mu}_\infty)} \frac{b_b}{a} \quad (3.29)$$

Q est le rapport de l'éclairement ascendant sur la luminance ascendante, généralement supposé égal à 5,4 ; $\bar{\mu}_d$ est le cosinus moyen pour l'éclairement descendant et $\bar{\mu}_\infty$ est le cosinus moyen du champ d'éclairement quand le régime asymptotique est atteint.

Ce dernier résultat est particulièrement important dans le cadre de l'analyse de la qualité de l'eau par télédétection car il permet d'examiner les variations de R_{0-} en fonction des propriétés inhérentes du milieu. Or, la réflectance de volume sous la surface R_{0-} est une propriété apparente de la colonne d'eau qui, comme nous le verrons plus loin, peut être estimée à partir de mesures acquises par des capteurs optiques embarqués.

Les coefficients d'absorption et de rétrodiffusion sont les sommes des différents coefficients des différents éléments absorbants et diffusant présents dans le milieu (Preisendorfer, 1961). Etant donné la dépendance spectrale des coefficients d'absorption et de diffusion de l'eau et de son contenu, les valeurs observées de réflectance sous la surface peuvent être utilisées pour dériver les concentrations de ces constituants. L'eau pure absorbe les longueurs d'onde les plus longues du domaine visible et diffuse les longueurs d'onde les plus courtes, et par conséquent apparaît bleue. L'effet de la chlorophylle sur la couleur de l'eau change avec l'âge et le type et l'état moléculaire, mais en général ces pigments absorbent la lumière bleue. L'effet des matières inanimées en suspension (tripton), telles que le sable et la

vase, est également variable. En général on observe une augmentation globale de la réflectance, à toutes les longueurs d'onde, proportionnelle à la concentration en tripton, laissant la couleur de l'eau inchangée. La situation peut être différente dans les cas de sédiments fortement colorés.

Une autre notion de réflectance est devenue récemment populaire parmi la communauté de télédétection de la couleur de la mer. Celle-ci, la réflectance de télédétection dans l'eau (*in-water remote sensing reflectance*) est définie comme le rapport de la luminance ascendante sur l'éclairement descendant, et a par conséquent la dimension de sr^{-1} .

$$r_{rs}(\lambda) = \frac{L_{u0-}(\lambda)}{E_{d0-}(\lambda)} \quad (3.30)$$

Les deux réflectances sont reliées par

$$r_{rs}(\lambda) = \frac{R_{0-}(\lambda)}{Q} \quad (3.31)$$

où le facteur Q tient compte de l'anisotropie des réflectances bidirectionnelles, et est une fonction de l'angle zénithal solaire, de l'état de surface de la mer et de la nature et concentration des constituants de la colonne d'eau (Morel & Gentili, 1993 ; Morel & Gentili, 1996). Q égale π pour une réflexion isotrope.

3.2.3.2 A travers l'interface

Une quantité équivalente à r_{rs} pour les réflectances juste au-dessus de la surface peut être définie. La réflectance de télédétection hors eau (*in-air remote sensing reflectance*) est définie comme le rapport de la luminance émergente L_w sur l'éclairement incident à la surface de la mer :

$$R_{rs} = \frac{L_w(\lambda)}{E_{d0+}(\lambda)} \quad (3.32)$$

Les réflectances au-dessus et en dessous de la surface sont reliées par une fonction complexe décrivant l'état de l'interface air - mer,

$$R_{rs} = \frac{L_w(\mu, \mu_0)}{F_0 \cos \theta_s T_{tot}(\mu_s)} = \frac{[1 - \rho(\theta_v)] \cdot [(1 - F_{dif}) \cdot (1 - \rho(\theta_s)) + F_{dif} \cdot \rho_{dif}]}{n^2} \frac{R_{0-}}{Q(1 - \gamma R_{0-})} \quad (3.33)$$

où $F_0 \cos \theta_s t(\mu_0)$ représente l'éclairement descendant incident sur la surface. n est l'indice de réfraction de l'eau de mer, et γ est le coefficient de réflexion interne (encore appelé albédo sphérique) à l'interface mer - air. F_{dif} est la fraction de rayonnement diffus dans le rayonnement total incident à l'interface.

$[1 - \rho(\theta_v)]$ représente le facteur de transmission à travers l'interface dans le sens mer - air.

$\rho(\theta_v)$ est la réflectance de Fresnel qui représente les propriétés de l'interface limitant deux milieux d'indices de réfraction différents, et est définie par

$$\rho(\theta_v) = \frac{1}{2} \left\{ \left[\frac{\sin(\theta_v - \theta_w)}{\sin(\theta_v + \theta_w)} \right]^2 + \left[\frac{\tan(\theta_v - \theta_w)}{\tan(\theta_v + \theta_w)} \right]^2 \right\} \quad (3.34)$$

avec

$$\theta_w = \sin^{-1} \left(\frac{1}{n_w} \sin \theta_v \right) \quad (3.35)$$

Dans le cas d'une visée verticale, $\theta_v = 0$ et la réflectance de Fresnel est donnée par

$$\rho(0) = \left(\frac{n_w - 1}{n_w + 1} \right)^2 \quad (3.36)$$

$[1 - \rho(\theta_s)]$ est le facteur de transmission de l'interface dans le sens air - mer, pour le rayonnement solaire direct.

ρ_{dif} est la réflectance de Fresnel pour un éclairement diffus (moyenne sur un demi hémisphère) dans le cas d'une surface de mer calme. Une valeur pratique de $\rho = 0,066$ a été donnée par Jerlov (1976).

Une relation liant R_{rs} et r_{rs} est obtenue en combinant les équations (3.31) et (3.33) :

$$R_{rs} = \frac{\xi r_{rs}}{1 - \Gamma r_{rs}} \quad (3.37)$$

où $\Gamma = Q \cdot \gamma$ et $\xi = \frac{[1 - \rho(\theta_v)] \cdot [(1 - F_{dif}) \cdot (1 - \rho(\theta_s)) + F_{dif} \cdot \rho_{dif}]}{n^2}$.

On note que l'expression (3.37) inclut l'ensemble des interactions à l'interface air - mer. Le dénominateur tient compte des processus de réflexion interne à l'interface mer - air. Bien que ce dernier terme soit souvent ignoré, en particulier dans le cas des eaux océaniques du cas

I, nous avons décidé de le conserver ici car r_{rs} peut devenir relativement grand dans des eaux turbides et peu profondes (cf. discussion en section 5.3.2).

3.2.4 Coefficient d'atténuation diffuse, K_d

L'atténuation diffuse résulte des phénomènes d'absorption et de diffusion des photons par la matière particulaire ou dissoute présentes dans la colonne d'eau. La nature et la concentration de ces éléments sont souvent très variables d'une région à l'autre, voire à l'intérieur d'une même région, entraînant d'importantes variations de $K(z, \lambda)$. Le coefficient d'atténuation diffuse est un bon indicateur de la clarté ou de la turbidité de l'eau à une longueur d'onde ou pour une bande spectrale donnée. Il est donc également un bon indicateur des profondeurs accessibles aux mesures de télédétection (de l'ordre de la profondeur optique $1/K(z, \lambda)$). Des spectres de coefficient d'atténuation diffuse pour l'éclairement descendants sont présentés sur la Figure 3.4 pour des eaux présentant des contenus en matières particulaire et dissoute différents. Schématiquement, 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 en raison de la forte absorption par les molécules d'eaux à ces longueurs d'onde. Pour des eaux plus chargées en éléments actifs d'un point de vue de l'optique (chlorophylle, particules minérales ou organiques, matières organiques dissoutes, etc.), l'atténuation diffuse est plus élevée, particulièrement aux courtes longueurs d'onde, pour lesquelles les processus d'absorption par les éléments mentionnés ci-dessus sont plus importants. Ainsi, pour des eaux qualifiées de claires (cf. classification par Jerlov), le rayonnement de longueur d'onde 400-500 nm pénètre le plus profondément dans la colonne d'eau et véhicule donc davantage d'information que les autres longueurs d'onde. Dans des eaux davantage chargées en particules et substances dissoutes, le rayonnement de longueur d'onde 500-600 nm pénètre à la plus grande profondeur.

3.2.4.1 Classification optique des masses d'eaux

Nous avons déjà introduit au chapitre précédent la classification proposée par Morel (1980). D'autres systèmes de classification ont été proposés tel celui présenté par Jerlov (1976) consistant à une discrimination de différents types d'eaux océaniques et côtières en terme de la transmittance spectrale de l'éclairement descendant pour des angles zénithaux faibles (Figure 3.4). On rappellera ici que la transmission spectrale correspond au terme exponentiel de l'équation (3.23) :

$$T(\lambda) = \exp^{-\tau} = \exp^{-K_d(\lambda)Z} \quad (3.38)$$

où τ est l'épaisseur optique.

Les eaux du large sont classifiées en trois types I, II et III, allant respectivement des eaux dont le maximum de transmission se situe dans le bleu, jusqu'à des eaux à dominance verte. Neufs classes d'eaux côtières sont par ailleurs définies, numérotées de 1 - eaux vertes caractérisées par une forte concentration en chlorophylle et/ou sédiment en suspension- à 9 - eaux jaunâtres caractérisées par une forte concentration en substances jaunes dissoutes. On notera d'une part le décalage progressif du maximum de transmission vers les plus grandes longueurs d'onde, et d'autre part que le cas le plus clair pour les eaux côtières (type 1) n'atteint pas le cas le moins clair pour le type océanique. Cet effet, rapporté par des auteurs, est dû au nombre limité de cas d'eaux côtières pris en considération pour le schéma initial de classification.

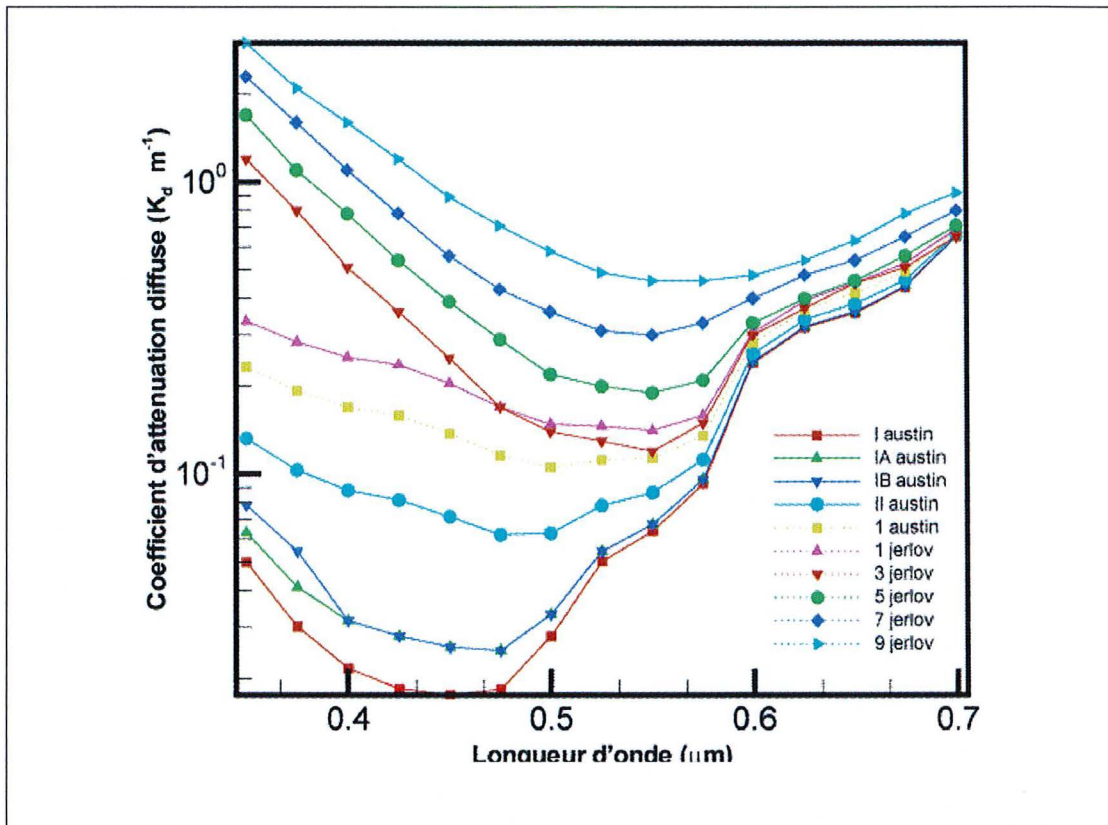


Figure 3.4 Coefficient d'atténuation diffuse pour l'éclairement descendant pour différents types d'eaux du large (large (cas I, Ia, Ib, II) et côtières (1 à 9)). L'intitulé "austin" correspond aux eaux du telles que définie par Jerlov mais dont les valeurs exactes ont été remesurées par (Austin & Petzold, 1986).

3.2.4.2 Relations utiles entre K_d et d'autres quantités optiques

Preisendorfer (1960) a proposé une formulation de K_d , partant de l'équation (3.21a) et posant, $b_{bd} = b_{bu} = b_b$; $a_u = a_d = 2a$, et $K_u = K_d = k$. On en déduit une expression du coefficient d'atténuation diffuse tel que :

$$K_d = 2\sqrt{a^2 + a \cdot b_b} \quad (3.39)$$

Wilson (1979, in Mobley, 1994) proposait deux relations simples reliant K_d aux IOPs, basées sur des mesures *in situ* et des diverses approximations :

$$K_d = a + \frac{b}{6} = c - \frac{5}{6}b \quad (3.40)$$

Une formulation présentant la dépendance du coefficient d'atténuation diffuse par rapport à l'angle zénithal solaire et par rapport l'asymétrie de l'indicatrice de diffusion a été obtenue par Kirk (1991) à travers des simulations par méthode de Monte Carlo et utilisant les indicatrices de diffusion obtenue par Petzold (1972). Ces dernières sont couramment utilisées en optiques marines car elles couvrent la plupart des types d'eaux rencontrés, depuis les eaux claires du large jusqu'à des eaux portuaires très turbides.

$$K_d(\lambda) = \frac{a(\lambda)}{\mu_0} \left(1 + G(\mu_0, g) \frac{b(\lambda)}{a(\lambda)} \right)^{1/2} \quad (3.41)$$

où μ_0 est le cosinus de l'angle zénithal solaire après réfraction à la surface (Equation (3.35) - loi de Snell-Descartes) et

$$G(\mu_0, g) = \mu_0 \left(\frac{c_1}{g} - c_2 \right) - \left(\frac{c_3}{g} - c_4 \right) \quad (3.42)$$

g est une constante décrivant l'asymétrie de l'indicatrice de diffusion, et est, en fait, le cosinus moyen de l'angle de diffusion ξ , lequel peut être exprimé en fonction de l'indicatrice normalisée par l'équation

$$g = \frac{\int_{-\pi}^{\pi} \tilde{\beta}(\xi) \cdot \cos \xi \, d\xi}{\int_{-\pi}^{\pi} \tilde{\beta}(\xi) \, d\xi} \quad (3.43)$$

L'équation (3.41) permet donc de prendre en compte d'autres types d'indicatrice de diffusion que celle de Petzold pour des eaux très turbides.

3.2.4.3 La mesure de K_d

La mesure terrain de K_d s'effectue de manière standardisée par l'utilisation de radiomètres mesurant les éclaircissements descendant et ascendant, encore appelés collecteurs cosinus. K_d est alors dérivé par application de l'équation (3.25). Bien que ce type d'instrumentation ne soit pas d'un prix rédhitoire, le disque de Secchi reste le moyen le plus couramment employé pour évaluer la turbidité, voire la qualité, de l'eau. Son utilisation comme indicateur objectif de qualité est sans doute discutable. En effet, malgré son ancienneté, le disque de Secchi n'a pas été standardisé, variant non seulement par sa taille et sa forme, mais également par le matériau le constituant (généralement plastique ou métal) ou sa couleur (de blanc à blanchâtre ou alternant des segments blancs et noirs). A ceci doivent s'ajouter la disparité des capacités de perception de visuelle d'un individu à l'autre, et la divergence des mesures s'y rapportant. Cependant, la profondeur optique mesurée par le disque de Secchi reste la plus grande archive existante de caractéristiques optiques des milieux aquatiques. Pour cette raison, il est intéressant, sinon essentiel, d'établir des relations, soient-elles empiriques, entre profondeur de Secchi et les propriétés optiques du milieu. Intuitivement, on peut pressentir que des relations existent entre la profondeur de Secchi (Z_{SD}) et diverses IOPs et AOPs (Figure 3.5) tels que la longueur d'atténuation (τ), la profondeur optique ($\zeta = K_d Z$), le coefficient d'atténuation totale (c), le coefficient d'atténuation diffuse (K_d), l'albédo en diffusion unique (ω_0), et le coefficient de rétrodiffusion (b_b). Historiquement, Z_{SD} , généralement exprimé en mètres, a été relié à K_d par la relation :

$$K_d = 1,44 / Z_{SD} \quad (3.44)$$

De nombreux auteurs, dont, Preisendorfer (1986), Højerslev (1986), ont depuis suggéré que Z_{SD} serait plutôt une estimation de la quantité $(c+K_d)$. Donc, la profondeur de Secchi serait une propriété optique hybride. La relation s'exprime alors comme

$$c + K_d = 8,69 / Z_{SD} \quad \text{dans le cas d'eau du large (Tyler, 1968)} \quad (3.45)$$

$$c + K_d = 9,42 / Z_{SD} \quad \text{dans le cas d'eaux côtières (Holmes, 1970)} \quad (3.46)$$

De nombreux auteurs ont par ailleurs proposé des modèles, le plus souvent linéaires reliant Z_{SD} à c . Le lecteur intéressé par ce point pourra se reporter en particulier aux travaux de (Dekker, 1993 ; Jerome *et al.*, 1996). Une synthèse des relations reliant atténuation diffuse, transmission, profondeur de Secchi et couleur de la mer est proposée Figure 3.5.

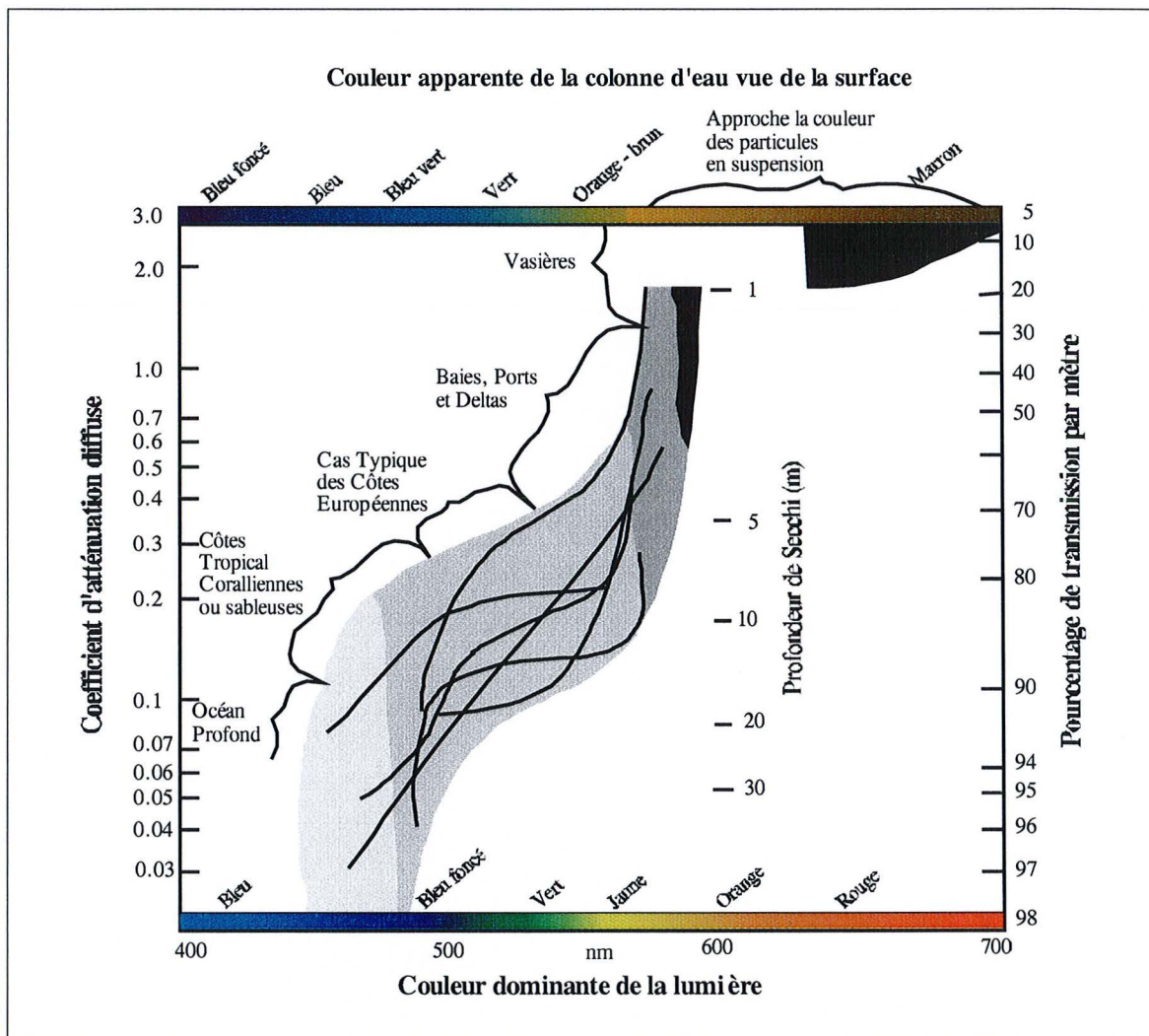


Figure 3.5 Relations entre atténuation diffuse, profondeur de Secchi et couleur de la mer.

La classification de Jerlov étant basée sur l'atténuation diffuse, on peut également dériver des relations entre les classes d'eau et les profondeurs de Secchi (Nykjær, 1988).

Tableau 3.1 Relations entre la classification de Jerlov, la profondeur pour laquelle l'éclairement égal 10 % de l'éclairement de surface (Z_m), la profondeur de Secchi, et la profondeur euphotique pour laquelle l'éclairement égal 1 % de l'éclairement de surface (Z_{eu})

Jerlov	Z_m	Z_{SD}	Z_{eu}
I	48	40	106
IA	40	36	88
IB	33	33	72
II	25	25	55
III	14	18	30
1	12	14	26
3	9	11,5	20
5	7	9	17

3.2.5 Modèle de réflectance en eaux peu profondes

Dans le cas des eaux peu profondes, le signal lumineux ascendant peut, en première approximation être décrit comme la somme des contributions respectives de la colonne d'eau et du fond, selon

$$E_u(0-, \lambda) = E_u(0-, \lambda)_w + E_u(0-, \lambda)_b \quad (3.47)$$

où $E_u(0-, \lambda)$ est l'éclairement ascendant mesuré sous la surface à la longueur d'onde λ , et les indices w et b représentent respectivement la colonne d'eau et le fond. Le terme $E_u(0-, \lambda)_w$ correspond donc aux photons ayant été rétrodiffusés vers la surface par la colonne d'eau. Les photons ayant interagi au moins une fois avec le fond forment le terme $E_u(0-, \lambda)_b$.

3.2.5.1 Contribution de la colonne d'eau

Le terme dû à la rétrodiffusion par la colonne d'eau est estimé de la manière suivante. Pour une couche d'eau d'épaisseur infiniment petite, dH , située à la profondeur H , la fraction d'éclairement ascendant créée par cette couche, $dE_u(H)$, ne dépend que de l'éclairement descendant disponible à cette profondeur, $E_d(H)$, et du coefficient spectral de rétrodiffusion pour le flux descendant, $b_{bd}(\lambda)$.

$$dE_u(H) = b_{bd} \cdot E_d(H) \cdot dH \quad (3.48)$$

Connaissant l'éclairement descendant juste sous la surface, $E_d(H)$ est déterminé par l'équation (3.23), avec $k = -K_d$, où K_d est le coefficient d'atténuation diffuse pour l'éclairement descendant. La fraction du flux ascendant rétrodiffusée va également subir une

atténuation, $\exp^{-\kappa_w H}$ durant son trajet vers la surface. κ_w est le coefficient d'atténuation diffuse pour le flux ascendant dans la direction de la surface (Philpot, 1987 ; Kirk, 1989). K_d et κ_w sont fonction de la longueur d'onde (cf. Annexe A pour une discussion détaillée sur ce sujet). La contribution d'une couche d'eau infiniment petite et située à la profondeur H , à l'éclairement ascendant, juste sous la surface est donnée par :

$$dE_u(H \rightarrow 0-) = b_{bd} \cdot E_d(0-) \cdot \exp^{-(K_d + \kappa_w)H} dH \quad (3.49)$$

Si le milieu est considéré comme verticalement homogène, *i. e* si les propriétés inhérentes et apparentes ne dépendent pas de la profondeur, l'intégration de l'équation (3.49) entre la profondeur H et la surface permet d'obtenir une formulation de l'éclairement ascendant telle que :

$$E_u(0-, H) = (K_d + \kappa_w)^{-1} \cdot b_{bd} \cdot E_d(0-) \cdot [1 - \exp^{-(K_d + \kappa_w)H}] \quad (3.50)$$

Pour une couche d'épaisseur infinie (océan profond), le terme entre crochet tend vers 1, et l'équation (3.50) est réduite à :

$$E_u(0-, \infty) = (K_d + \kappa_w)^{-1} \cdot b_{bd} \cdot E_d(0-) = R(0-, \infty) \cdot E_d(0-) \quad (3.51)$$

où $R(0-, \infty)$ représente la réflectance juste sous la surface pour un océan profond ($R(0-, \infty) = E_u(0-, \infty) / E_d(0-) = (K_d + \kappa_w)^{-1} \cdot b_{bd}$), et est ci-après représentée par le symbole R_∞ . Pour une colonne d'eau limitée par un corps noir (fond totalement absorbant) à la profondeur Z , on dérive alors le terme $E_u(0-, \lambda)_w$ de l'équation (3.47) :

$$E_u(0-, \lambda)_w = E_u(0-, Z) = R_\infty \cdot E_d(0-) \cdot [1 - \exp^{-(K_d + \kappa_w)Z}] \quad (3.52)$$

3.2.5.2 Contribution du fond

La contribution du fond à l'éclairement ascendant est, en première approximation, fonction de la fraction du rayonnement descendant atteignant le fond, $E_d(Z)$, et de la capacité du fond à réfléchir ce rayonnement – l'albédo R_b . L'éclairement incident sur un fond situé à la profondeur Z , est donné par

$$E_d(Z) = E_d(0-) \cdot e^{-K_d \cdot Z} \quad (3.53)$$

Pour un fond se comportant comme un réflecteur Lambertien, l'éclairement ascendant au niveau du fond peut alors s'écrire $E_u(Z)_b = R_b \cdot E_d(Z)$. Ce flux ascendant est alors atténué au cours de son trajet vers la surface, et la contribution du fond au flux ascendant sous la surface est alors :

$$E_u(0-, \lambda)_b = R_b \cdot E_d(0-) \cdot \exp^{-(K_d + \kappa_b)Z} \quad (3.54)$$

3.2.5.3 Le signal exprimé sous la surface

En insérant les équations (3.52) et (3.54) dans (3.47), et en réarrangeant les termes, on obtient l'expression de l'éclairement ascendant juste sous la surface, où la dépendance spectrale a été omise pour une meilleure lisibilité :

$$E_u(0-) = E_d(0-) \cdot \left[R_\infty + \exp^{-K_d \cdot Z} \left(R_b \cdot \exp^{-\kappa_b \cdot Z} - R_\infty \cdot \exp^{-\kappa_w \cdot Z} \right) \right] \quad (3.55)$$

Normaliser par l'éclairement descendant sous la surface conduit au modèle de réflectance en eaux peu profondes (**SWRM – Shallow Water Reflectance Model**) :

$$R_{0-} = R_\infty + \exp^{-K_d \cdot Z} \left(R_b \cdot \exp^{-\kappa_b \cdot Z} - R_\infty \cdot \exp^{-\kappa_w \cdot Z} \right) \quad (3.56)$$

3.2.5.4 Hypothèses simplificatrices

L'équation (3.56) n'est valide que sous l'hypothèse que b_{bd} , K_d , κ_w et κ_b soient indépendants de la profondeur, ce qui n'est jamais rigoureusement vrai, même dans une colonne d'eau homogène du point de vue de ses propriétés optiques.

Plusieurs hypothèses simplificatrices peuvent alors être considérées afin de rendre l'équation (3.56) utilisable dans un contexte opérationnel :

κ_w et κ_b sont supposés égaux, ce qui revient à considérer que l'atténuation des photons ascendants, représentée par le coefficient κ , est identique pour les photons réfléchis par le fond et ceux rétrodiffusés par la colonne d'eau. Ceci implique que la réflexion sur le fond et la rétrodiffusion par la colonne d'eau affectent la distribution du champ de lumière de manière similaire. L'équation (3.56) devient alors :

$$R_{0-} = R_\infty + (R_b - R_\infty) \cdot \exp^{-(K_d + \kappa)Z} \quad (3.57)$$

Contrairement à K_d et K_u , le coefficient κ est très difficile à estimer *in situ*. Il est alors pratique de définir un nouveau coefficient égal à la somme des deux coefficients d'atténuation

diffuse $K_d + \kappa$ et appelé coefficient efficace d'atténuation diffuse K pour l'intégralité du parcours d'un photon dans la colonne d'eau. L'équation (3.57) devient alors :

$$R_{0-} = R_{\infty} + (R_b - R_{\infty}) \cdot \exp^{-KZ} \quad (3.58)$$

Une approximation très généralement utilisée consiste à considérer que κ peut être remplacé par K_d . Le modèle SWRM prend alors sa forme la plus couramment employée

$$R_{0-} = R_{\infty} + (R_b - R_{\infty}) \cdot \exp^{-2K_d Z} \quad (3.59)$$

Une formulation similaire peut être dérivée pour d'autres quantités radiométriques telle que la luminance :

$$L_{\lambda} = L_{\infty\lambda} + L_{b\lambda} \cdot \exp^{-2K_d Z} \quad (3.60)$$

où Z est la profondeur du fond, $L_{\infty\lambda}$ est la luminance d'une colonne d'eau homogène d'un point de vue optique en l'absence de fond. $L_{b\lambda}$ est le terme qui dépend de l'albédo du fond et K_{λ} est le coefficient d'atténuation diffuse pour la luminance. Cette formulation peut être directement appliquée au cas des luminances mesurées par un capteur embarqué, à la condition de négliger les termes atmosphériques et d'interface air - eau, ou de les prendre en compte au préalable. Dans ce cas, L_{λ} est la luminance mesurée dans la longueur d'onde λ .

Une expression exacte de l'approximation des « deux flux » du transfert radiatif dans une couche d'eau de propriétés optiques uniformes et d'épaisseur z , au-dessus d'un fond d'albédo $R_b(\lambda)$, a été développée par (Jain & Miller, 1977), et mène à l'expression suivante (Tassan, 1996):

$$R_{0-}(\lambda) = R_{\infty}(\lambda) + [R_b(\lambda) - R_{\infty}(\lambda)] \cdot [1 - R_{\infty}(\lambda)^2] \cdot \left\{ R_{\infty}(\lambda) \cdot [R_b(\lambda) - R_{\infty}(\lambda)] + [1 - R_{\infty}(\lambda) \cdot R_b(\lambda)] e^{2z[a(\lambda)^2 + 2a(\lambda)b_b(\lambda)]^{0.5}} \right\}^{-1} \quad (3.61)$$

Où $R_v(\lambda)$ est la réflectance de volume, juste sous la surface, définie comme le rapport des éclairagements ascendant et descendant, $E_u(\lambda)/E_d(\lambda)$; $a(\lambda)$ et $b_b(\lambda)(m^{-1})$ sont respectivement les coefficients d'absorption et de rétrodiffusion. La réflectance de volume d'une masse d'eau optiquement profonde, et présentant les mêmes caractéristiques optiques que la zone peu profonde considérée est donnée par

$$R_{\infty}(\lambda) = b_b(\lambda) / \{a(\lambda) + b_b(\lambda) + [a(\lambda)^2 + 2a(\lambda)b_b(\lambda)]^{0.5}\}.$$

Le modèle de Lyzenga (1978) (Eq. (3.57)) est en fait une forme simplifiée du modèle de Jain & Miller dans lequel les termes de second ordre en $R_{\infty}(\lambda)$ and $R_b(\lambda)$ et les termes d'interaction $R_{\infty}(\lambda)R_b(\lambda)$ ont été négligés et où K_d est approché par $(a(\lambda)^2 + 2a(\lambda)b_b(\lambda))^{0.5}$.

L'équation (3.57) ou des formes dérivées ont été grandement employées afin de déterminer la réflectance du fond (Lyzenga, 1978 ; Lyzenga, 1981 ; Estep & Holloway, 1992 ; Estep, 1994), et la bathymétrie dans les eaux littorales peu profondes (Polcyn & Sattinger, 1969 ; Mishra *et al.*, 1989 ; Bierwirth *et al.*, 1993).

Comme nous le verrons plus loin, certains paramètres des équations (3.57) et (3.59), comme L_{λ} et R_{λ} , peuvent être extraits directement des données satellitaires, les autres paramètres étant les inconnues du modèle. Ainsi, l'estimation de la bathymétrie (Z), la caractérisation des fonds ($L_{b\lambda}$) ou l'appréciation des caractéristiques optiques de la colonne d'eau (K ou K_d) sont trois aspects du même problème dont la résolution dépend de ces trois inconnues. Nous ferons également observer que $L_{b\lambda}$, $R_{b\lambda}$ et K_{λ} dépendent de la longueur d'onde. En effet, le spectre d'albédo d'un fond dépend étroitement de sa nature, tandis que l'atténuation diffuse résulte des phénomènes d'absorption et de diffusion des photons, comme nous l'avons vu ci-dessus. La forte dépendance spectrale du coefficient d'atténuation diffuse, mentionnée en section 3.2.4, implique que pour extraire la bathymétrie à partir des données de télédétection dans le visible, il est nécessaire d'estimer précisément l'atténuation diffuse pour la zone d'étude et les bandes spectrales concernées. Une alternative à cette contrainte consiste à utiliser une méthode de traitement des données qui permette de s'affranchir de ces estimations. Ces différents aspects sont discutés chapitre 4.

3.3 Transfert radiatif dans l'atmosphère et à l'interface air-mer

La contribution de la colonne d'eau au signal total mesuré par un capteur embarqué est généralement de quelques pour-cent, la contribution majeure provenant de l'atmosphère. Il est donc nécessaire d'un point de vue pratique, et si l'on veut quantifier les substances présentes dans la colonne d'eau, de procéder à l'élimination des contributions atmosphériques et de surface afin d'extraire le signal utile. Ce traitement est communément appelé *corrections atmosphériques*. Une étude approfondie du problème de correction des effets atmosphériques révèle que la manière permettant de le résoudre dépend de la nature des eaux considérées. Dans ce chapitre, nous résumons l'état de l'art dans le domaine de la correction de l'imagerie

de la couleur de l’océan des effets atmosphériques, en pointant également les problèmes restant à résoudre.

3.3.1 Définition et équations fondamentales

La luminance $L_{rs}(\lambda_i)$ mesurée par un capteur regardant vers la Terre, dans un canal spectral centré sur la longueur d’onde λ_i , peut être décomposée comme suit :

- $L_{atm}(\lambda_i)$, la luminance provenant de la diffusion du rayonnement solaire le long du double trajet optique entre la surface de l’eau et le capteur, et la réflexion spéculaire du rayonnement solaire diffus à la surface de la mer,
- $L_g(\lambda_i)$, la luminance provenant de la réflexion spéculaire du rayonnement solaire direct à la surface de la mer,
- $L_f(\lambda_i)$, la luminance produite par la réflexion du rayonnement direct et diffus par l’écume,
- $L_w(\lambda_i)$, la luminance émergeant de la colonne d’eau, résultant de la réflectance de volume du rayonnement solaire direct et diffus à l’intérieur de la colonne d’eau.

La luminance totale mesurée s’exprime donc comme :

$$L_{rs}(\lambda_i) = L_{atm}(\lambda_i) + T(\lambda_i)L_g(\lambda_i) + t_{diff}(\lambda_i)L_f(\lambda_i) + t_{diff}(\lambda_i)L_w(\lambda_i) \quad (3.62)$$

Où T et t_{diff} sont respectivement les fonctions de transmittance directe et diffuse pour le trajet optique entre la surface et le capteur.

On notera que puisque l’interface air - mer et les propriétés optiques de la masse d’eau sont généralement hétérogènes, les quantités $L_g(\lambda_i)$, $L_f(\lambda_i)$ et $L_w(\lambda_i)$ sont en fait des moyennes spatialement pondérées des contributions à $L(\lambda_i)$ (Pozdnyakov & Bakan, 1999).

La quantité d’intérêt pour l’étude optique du milieu aquatique est $L_w(\lambda_i)$, puisque le flux émergent de la masse d’eau est fonction des interactions entre le rayonnement incident et les divers composants, actifs d’un point de vue optique, présents dans le milieu.

L’étalonnage des instruments satellitaires étant plus précis en réflectance qu’en luminance (Gordon, 1997), il paraît opportun de transformer l’équation (3.62) en remplaçant les luminances par des réflectances. La réflectance ρ associée à la luminance L est définie par le rapport $\pi L / F_0 \cos \theta_s$, où F_0 est l’éclairement solaire hors atmosphère, corrigé des variations de la distance Terre - Soleil, et θ_s est l’angle zénithal solaire :

$$\rho_{rs}(\lambda_i) = \rho_{atm}(\lambda_i) + T(\lambda_i)\rho_g(\lambda_i) + t_{diff}(\lambda_i)\rho_f(\lambda_i) + t_{diff}(\lambda_i)\rho_w(\lambda_i) \quad (3.63)$$

Il paraît évident que cette procédure n'est envisageable que si les différentes contributions peuvent être discriminées. Nous allons donc discuter brièvement chacune de ces contributions.

3.3.2 Réflectance de l'atmosphère

Les équations (3.62) et (3.63) ne sont exactes que dans la mesure où l'atmosphère et la colonne d'eau peuvent être découplées. Cette condition est valide dans le système océan - atmosphère, en raison d'une très faible réflectance de volume dans les eaux du cas I (Gordon & Clark, 1981) : les photons subissant des diffusions multiples entre l'atmosphère et la colonne d'eau peuvent être ignorés et la réflectance atmosphérique ρ_{atm} peut être considérée comme indépendante de ρ_w . Dans ces conditions, ρ peut être décomposée en trois termes (Deschamps *et al.*, 1983) :

$$\rho_{atm}(\lambda_i) = \rho_r(\lambda_i) + \rho_a(\lambda_i) + \rho_{ra}(\lambda_i) \quad (3.64)$$

où ρ_r et ρ_a sont les réflectances due à, généralement les diffusions multiples par, respectivement les molécules d'air en l'absence d'aérosols (diffusion de Rayleigh) et les aérosols en l'absence de molécules d'air (diffusion de Mie). ρ_{ra} est un terme prenant en compte les interactions entre les diffusions de Rayleigh et de Mie (les processus au cours desquels les photons sont d'abord diffusés par les aérosols puis par les molécules d'air, et vice versa).

ρ_r (respectivement ρ_a) est une fonction exponentielle de l'épaisseur optique de Rayleigh (respectivement Mie) $\tau_{r(a)}$, où

$$\tau_{r(a)} = \int_0^{\infty} c(z) dz$$

$c(z)$ est le profil vertical du coefficient d'extinction des molécules (respectivement aérosols). Ce coefficient est la somme des coefficients d'absorption et de diffusion par les molécules (aérosols).

Dans le cas d'une atmosphère composée de molécules d'air et d'aérosols, limitée par une interface air - mer plane où seule la réflexion de Fresnel intervient, et pour laquelle

l'hypothèse de diffusion unique² est valide, $\rho_{r(a)}$ peut être développée selon une série en puissance de τ (Gordon & Wang, 1994 ; Gordon *et al.*, 1997), aboutissant à la formulation suivante :

$$\rho_{r(a)}(\lambda) = \omega_{r(a)}(\lambda) \tau_{r(a)}(\lambda) p_{r(a)}(\theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v, \lambda) / 4 \cos \theta_s \cos \theta_v \quad (3.65)$$

où $p_{r(a)}(\theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v, \lambda) = P_{r(a)}(\psi_-, \lambda) + P_{r(a)}(\psi_+, \lambda)(r(\theta_s) + r(\theta_v))$

θ_s et ϕ_s sont respectivement l'angle zénithal et azimutal solaire, et θ_v ϕ_v l'angle zénithal et azimutal de visée du capteur. $\omega_{r(a)}$ est l'albédo en régime de diffusion unique pour la diffusion de Rayleigh (ou de Mie, selon le cas). $P_{r(a)}(\psi_{\pm}, \lambda)$ est l'indicatrice de diffusion normalisée des molécules (aérosols) pour un angle de diffusion ψ , et

$$\cos \psi_{\pm} = \pm \cos \theta_s \cos \theta_v - \sin \theta_s \sin \theta_v \cos(\phi_v - \phi_s) \quad (3.66)$$

3.3.2.1 Diffusion de Rayleigh

D'après Tanré *et al.*, (1990), la fonction de phase pour les molécules, $P_r(\psi_{\pm}, \lambda)$, peut être approchée par l'expression suivante :

$$P_r(\psi_{\pm}) = 1.5 \frac{1 - \delta}{2 + \delta} (1 + \cos^2 \psi_{\pm}) + 3 \frac{\delta}{2 + \delta} \quad (3.67)$$

où δ est le facteur de dépolarisation pour les molécules ($\delta = 0.0139$).

$P_r(\psi_{\pm}, \lambda)$ est souvent approché par :

$$P_r(\psi_{\pm}) = \frac{3}{4} (1 + \cos^2 \psi_{\pm}) \quad (3.68)$$

On introduit généralement une correction des variations de pression atmosphérique par :

$$\tau_r(P) = \tau_r(P_0) \cdot P/P_0 \quad (3.69)$$

² L'hypothèse de diffusion simple correspond au cas $l/n\sigma = e$, avec n le nombre d'élément actif ; σ la section efficace de diffusion et e l'épaisseur de l'atmosphère. Donc il y a au plus une interaction par photon. l'atmosphère est supposée peu épaisse d'un point de vue optique avec $\tau_{r(a)}$ inférieure à 0,1.

où $\tau_r(P_0)$ est l'épaisseur optique pour une pression atmosphérique de 1013,25 hpa, prise comme référence des conditions standards, et P est la pression observée (Teillet, 1990).

Hansen & Travis (1974) ont donné une expression approchée de $\tau_r(P_0)$ sous la forme

$$\tau_r(P_0) = 0.008569 \lambda^{-4} (1 + 0.0113 \lambda^{-2} + 0.00013 \lambda^{-4}) \quad (3.70)$$

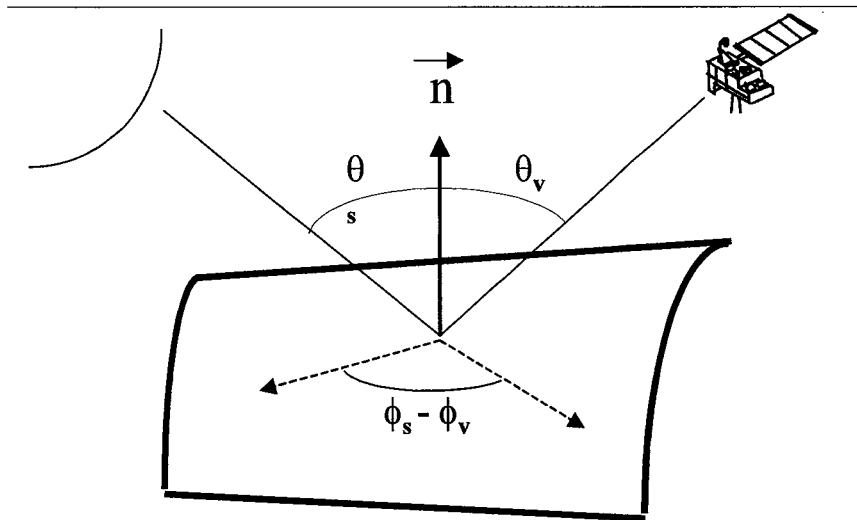


Figure 3.6 Géométrie d'observation (d'après Vermote et al., 1997).

Pour une atmosphère à pression standard, $\tau_r(P_0)$ varie donc de 0,242 à $\lambda = 440$ nm, à 0,036 à $\lambda = 700$ nm. Gordon *et al.* (1988) ont cependant montré, en utilisant une méthode des ordres successifs de diffusion, que l'effet de la diffusion multiple ne peut jamais être négligé même dans le cas d'une atmosphère sans aérosol. Ainsi, le calcul de $\tau_r(P_0)$ sous hypothèse de diffusion unique peut mener à une erreur de l'ordre relative de 5 % pour des angles zénithaux solaires faibles ou modérés, lors du calcul de la luminance émanant d'une atmosphère en plans parallèles, sans aérosol, au-dessus d'une interface air - mer plane. Pour des angles solaires plus grands, l'erreur introduite peut atteindre 10 % dans la partie bleue du spectre solaire.

3.3.2.2 Diffusion de Mie

La détermination du terme de diffusion par les aérosols reste problématique à cause de la variabilité du profil en aérosols. Cette variabilité s'exprime en fonction de la distribution des tailles des particules, et de leur distribution verticale dans la colonne d'air. Plusieurs approches sont proposées pour approcher cette distribution.

Les variations de l'angle de diffusion peuvent être modélisées par la fonction de phase à deux termes de Henyey-Greenstein (Gordon & Castaño, 1987) :

$$P_a(\psi_{\pm}) = f(\psi_{\pm}, g_1) + (1 - \alpha)f(\psi_{\pm}, g_2) \quad (3.71)$$

où $f(\psi, g) = (1 - g^2) / (1 + g^2 - 2g \cos \psi)^{1.5}$,

et $\alpha = 0,983$, $g_1 = 0,82$, $g_2 = -0,55$

Cependant cette formulation n'est pas générale et ne s'applique donc qu'à un domaine limité.

L'épaisseur optique des aérosols à propriétés non absorbantes τ_a est fonction du coefficient de diffusion b_a . Pour un ensemble de particules sphériques de rayons compris entre r_1 et r_2 , b_a est une fonction de la distribution de taille des particules $N(x)$, et du facteur d'efficacité Q_a , qui est lui-même fonction du paramètre de diffraction $x = 2\pi r / \lambda$ et de l'indice de réfraction n :

$$b_a \approx \int_{x_1}^{x_2} \pi x^2 N(x) Q_a(x, n) dx \quad (3.72)$$

Pour une distribution de taille des particules d'aérosols de type loi de puissance (Junge, 1963)

$$\frac{dN(r)}{dr} = C(z) r^{-(\nu+1)} \quad (3.73)$$

où ν est le paramètre de Junge, décrivant la pente de la distribution de taille, et $C(z)$ est un facteur proportionnel à la concentration en aérosol, qui généralement est fonction de l'altitude, Biggar *et al.* (1990) ont montré que

$$b_a(\lambda) = \zeta \lambda^{-(\nu-2)} \quad (3.74)$$

où le coefficient ζ tient compte du contenu vertical en aérosols et de leurs propriétés physiques, et est indépendant de λ pour des tailles de 0,01 à 10 μm . On en déduit

$$\tau_a(z, \lambda) = A(z) \lambda^{-\gamma} \quad (3.75)$$

où γ est appelé exposant d'Angström, et $A(z)$ est le coefficient de turbidité et est proportionnel au nombre total de particules dans la colonne d'air entre 0 et z . L'équation (3.75) n'est valide que pour une distribution de taille suivant une loi de puissance de type Junge-normale. En particulier, elle n'est pas applicable à la modélisation des aérosols en zones côtières, ces

dernières étant, par essence, caractérisées par des influences multiples (océan, zone urbaine, poussières et cendres, etc.). Le contenu en aérosols est alors une combinaison de particules de taille et propriétés différentes, mélangées ou séparées en couche dans la colonne d'air. Cependant cette formulation est utilisée avec un certain succès pour le domaine océanique lointain, pour lequel l'influence d'aérosols d'origine terrestre peut être négligée.

Une autre approche consiste à utiliser des profils atmosphériques et des types d'aérosols standards, comme cela est fait dans la plupart des programmes numériques calculant le transfert des radiations dans l'atmosphère (MODTRAN, 6S, etc.). Par exemple, le modèle 6S (Vermote *et al.*, 1997) inclue des distributions standards pour les principaux types d'aérosols (continental, maritime, urbain), il permet de définir un contenu en aérosols non standard par combinaison de particules de type océanique, gouttelette d'eau, cendre et poussières. En outre, il propose également une palette de fonction de distribution incluant notamment la loi de puissance de Junge.

Il est souvent commode d'estimer l'épaisseur optique des aérosols par une mesure de la visibilité horizontale, V (km). La formule de Koshmieder (Twomey, 1977) relie la visibilité au coefficient d'extinction total des aérosols à 550 nm,

$$c_a(550) = 3,91/V \quad (3.76)$$

Le coefficient d'extinction est relié à l'épaisseur optique par

$$\tau_a(550) = c_a(550)H_a \quad (3.77)$$

où H_a est l'épaisseur caractéristique des aérosols, supposée être égale à 1 km (Gordon & Castaño, 1987).

L'utilisation de l'équation (3.75) permet de déterminer τ_a pour toute autre longueur d'onde.

Nous avons, pour le moment, uniquement considéré des atmosphères purement moléculaires ou strictement particulaires. Cependant, ces deux composants sont toujours présents simultanément, et interagissent sur le rayonnement incident sous la forme de double/multiple diffusion. Le terme ρ_{ra} dans l'équation (3.64) est un facteur correctif, prenant en compte ces diffusions multiples entre molécules et aérosols. Antoine & Morel (1998) ont montré que le terme d'interaction augmente de façon quasi-linéaire avec τ_a , pour $\tau_a \geq 0,1$. Gordon & Wang (1994) ont proposé une méthode pour prendre en compte ce facteur correctif

dans l'algorithme de correction atmosphérique pour SeaWiFS et MODIS, basée sur des tables pré-calculées par des simulations du transfert radiatif prenant en compte divers modèles d'aérosol.

3.3.3 Transmittance atmosphérique

Le signal provenant de la surface est atténué, durant le parcours entre la surface et le capteur, par des processus d'absorption, notamment par les gaz atmosphériques (ozone, oxygène, vapeur d'eau) et par des processus de diffusion par les particules (diffusion de Rayleigh ou de Mie en fonction de la taille des particules).

La transmittance directe T affectant le rayonnement direct, réfléchi de façon spéculaire à la surface de la mer, peut être définie comme le produit des transmittances dues à chacune des composantes considérées, *i.e.* diffusion par les molécules et les particules et absorption par les gaz tels que l'ozone (O_3), l'oxygène (O_2) et la vapeur d'eau (w).

$$T(\theta_v, \lambda) = \exp[-(\tau_r(\lambda) + \tau_{O_3}(\lambda) + \tau_{O_2}(\lambda) + \tau_w(\lambda) + \tau_a(\lambda))(1/\cos\theta_v)] \quad (3.78)$$

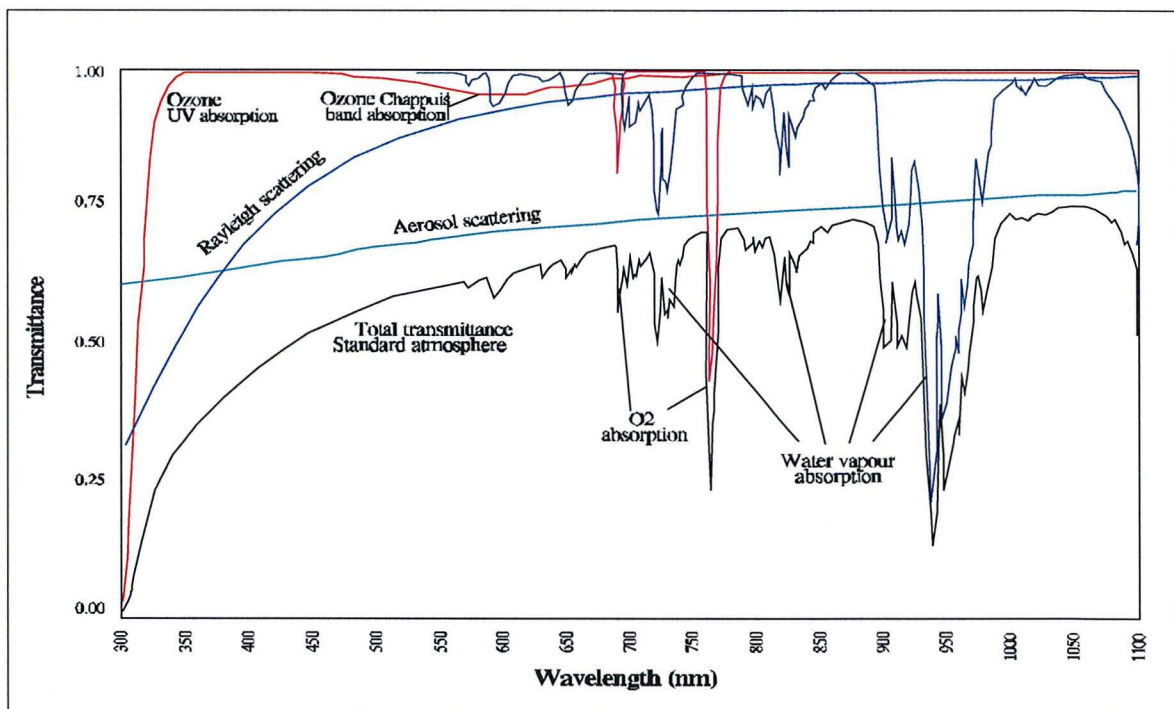


Figure 3.7 Spectres de transmission par les gaz et de diffusion par les particules.

La transmittance diffuse affecte l'ensemble du rayonnement diffus se propageant entre la surface de la mer et le capteur, y compris la luminance émergente qui nous intéresse. Gordon *et al.* (1983) ont donné une expression de t_{diff} , sous la forme

$$t_{diff}(\theta_v, \lambda) = \exp \left[- \left(\frac{\tau_r(\lambda)}{2} + \tau_{O_3}(\lambda) + \tau_{O_2}(\lambda) + \tau_w(\lambda) \right) (1/\cos\theta_v) \right] \cdot t_a(\theta_v, \lambda) \quad (3.79)$$

où

$$t_a(\theta_v, \lambda) = \exp \left\{ - \frac{[1 - \omega_a(\lambda)F_a(\theta_v, \lambda)]}{\cos\theta_v} \tau_a(\lambda) \right\} \quad (3.80)$$

ω_a est l'albédo des aérosols en régime de diffusion unique. F_a est la probabilité de diffusion vers l'avant, *i.e.* probabilité qu'un photon diffusé par les aérosols le soit dans un angle inférieur à 90° .

Gordon *et al.* (1997) ont montré que, pour $\theta_v \leq 60^\circ$, ce qui est généralement le cas pour l'imagerie spatiale) le facteur $[1 - \omega_a(\lambda)F_a(\theta_v, \lambda)]$ est $\ll 1$, alors t_a ne dépend que faiblement de τ_a .

3.3.4 Réflexion spéculaire à l'interface air - mer

Une augmentation significative du signal total mesuré par un capteur distant peut provenir de la réflexion spéculaire du rayonnement solaire direct et diffus à la surface de la mer (sunglint). Cette contribution peut même aboutir à un masquage du signal océan - atmosphère. Elle est donc généralement soit éliminée par masquage des pixels concernés dans l'image, soit évitée en utilisant les possibilité de dépointage de l'instrument de visée. Une contribution résiduelle est cependant généralement présente, en raison de la présence quasi-permanente de systèmes de vagues et de houles. L'importance de la réflectance de surface ρ_g dépend principalement de la géométrie d'observation, caractérisée par les angles $\theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v$ définis précédemment, et de l'état de surface de la mer (rugosité due au vent). La rugosité de la surface entraîne une redistribution des réflecteurs et donc de la réflexion de Fresnel de la lumière diffuse.

Cox & Munk (1954a, 1954b, 1955) ont présenté une formulation statistique de la distribution des pentes des vagues en fonction de la vitesse du vent au-dessus de la mer. La probabilité qu'une facette de vague soit orientée de sorte qu'elle réfléchisse de façon spéculaire le rayonnement incident provenant de la direction (θ_s, ϕ_s) dans la direction de visée du capteur (θ_v, ϕ_v) , pour une vitesse de vent W s'exprime sous la forme :

$$p(\theta_s, \theta_v, \phi_s, \phi_v, W) = (1/\pi\sigma^2) \exp \frac{1 - \cos^2 \beta}{\sigma^2 \cos^2 \beta} \quad (3.81)$$

où σ^2 , la variance de la distribution gaussienne isotrope bidimensionnelle, est fonction du vent sous la forme :

$$\sigma^2 = 0,003 + 5,12 \cdot 10^{-3} W \pm 0,004 \quad (3.82)$$

β est l'angle zénithal de la facette qui permettra une réflexion spéculaire. Il dépend donc de la géométrie de visée.

$$\cos^2 \beta = \frac{(\cos \theta_s + \cos \theta_v)^2}{2(1 + \cos 2\varpi)} \quad (3.83)$$

avec $\cos 2\varpi = \cos \theta_s \cos \theta_v + \sin \theta_s \sin \theta_v \cos(\phi_s - \phi_v)$

ϖ est l'angle permettant la réflexion spéculaire de rayonnement incident vers le capteur.

La contribution de la réflexion spéculaire au signal total dépend de la probabilité d'existence de facettes satisfaisant ces conditions géométriques, et s'écrit (Cox & Munk, 1955) :

$$\rho_g(\theta_s, \theta_v, \phi_s, \phi_v, V) = \frac{\pi p(\theta_s, \theta_v, \phi_s, \phi_v, W) r(\varpi)}{4 \cos \theta_s \cos \theta_v \cos^4 \beta} \quad (3.84)$$

où $r(\varpi)$ est le facteur de réflexion de Fresnel (cf. Equation (3.34)). Ce facteur peut être considéré comme constant et égal à 0,02 pour des angles d'incidence inférieurs à 30° et pour des vitesses de vent inférieures à $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

L'anisotropie des pentes peut être prise en compte en considérant une différence angulaire entre la direction du vent et celle des vagues. La densité de probabilité des pentes de vagues s'exprime alors sous la forme d'une série de Gram-Charlier, dont le premier terme correspond à une gaussienne anisotrope bidimensionnelle, d'axes principaux orientés selon la direction du vent et sa normale, et dont les termes d'ordre supérieur représentent l'écart à cette distribution. Wald (1985) a montré que l'estimation des paramètres d'anisotropie n'est pas fiable. Les erreurs relatives sur les termes d'écart au modèle gaussien croissent lorsque le vent décroît, et sont de 15 à 25 % à $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, et de 25 à 40 % à $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Cependant le modèle de Cox & Munk a été établi pour des vitesses de vent $W \leq 14 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ et pour une mer profonde. Il ne s'applique pas aux zones côtières peu profondes où le profil des vagues est modifié par les frictions hydrodynamiques sur le fond.

3.3.5 Réflectance de l'écume

En présence d'un vent de vitesse supérieure à $3 - 4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, le déferlement des vagues capillaires entraîne l'apparition d'écume, qui est une émulsion d'eau dans l'air ou réciproquement composée d'une couche de mousse blanche et de bulles d'air injectées dans l'eau. La taille et profondeur d'injection des bulles varient en fonction de l'état d'agitation et donc de la vitesse du vent, induisant ainsi une modification des propriétés optiques de l'écume (Frouin *et al.*, 1994). A l'aide de simulations numériques utilisant la méthode de Monte Carlo, Gordon & Jacobs (1977) ont montré que la présence d'écume totalement réfléchissante à la surface pouvait doubler l'albédo de surface lorsque la vitesse du vent augmentait de 6 à $14 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ pour de faibles angles zénithaux solaires.

La contribution de l'écume ρ_f à la réflectance totale est usuellement présentée comme le produit de la réflectance efficace de l'écume, défini par Koepke (1984) comme égale à $22\% \pm 11\%$, par la fraction de la surface couverte par l'écume (U). Monahan & O'Muircheartaigh (1980) ont donné une expression de U en fonction de la vitesse du vent W mesurée à 10 mètres au-dessus de la surface, aboutissant donc à une expression de la réflectance de l'écume sous la forme de

$$\rho_f(\lambda) = 2.95 \cdot 10^{-6} \cdot W^{3.52} \cdot (0.22 \pm 0.11) \quad (3.85)$$

3.4 Conclusions

Dans ce chapitre nous avons tout d'abord présenté les équations fondamentales du transfert radiatif dans le système océan - atmosphère, puis envisagé quelques solutions opérationnelles pour estimer certains paramètres fondamentaux entrant dans ces modèles.

Dans les chapitres suivants nous présenterons des méthodes et algorithmes utilisant ces équations pour le traitement de données de télédétection en vue d'acquérir des informations sur les paramètres environnementaux du milieu littoral.

- CHAPITRE 4 -

**MÉTHODES D'ANALYSE DES EAUX CÔTIÈRES
PAR TÉLÉDÉTECTION & MODÉLISATION**

4.1	Combinaisons spectrales, indices et décorrélation.....	89
4.2	Analyse bidimensionnelle avec hypothèse de stationnarité.....	92
4.3	Le problème inverse en optique hydrologique.....	104
4.4	Conclusions.....	112

- Chapitre 4 -

MÉTHODES D'ANALYSE DES EAUX CÔTIÈRES PAR TÉLÉDÉTECTION ET MODÉLISATION

*« Memory is the cabinet of imagination,
the treasury of reason, the registry of conscience,
and the council chamber of thought ».*

Saint Basil

Suite à la présentation des bases théoriques, des modèles et des relations entre paramètres en optique marine, nous introduisons, dans ce chapitre, les différentes méthodes de télédétection communément employées pour la détermination des trois paramètres environnementaux considérés, à savoir la bathymétrie, la nature des fonds (habitats benthiques) et la turbidité de la colonne d'eau, estimée par le coefficient d'atténuation diffuse. Ces solutions plus ou moins complexes, recouvrent des approches (1) purement qualitatives, basées sur la détermination d'index, (2) empiriques, lorsqu'elles sont basées sur des relations statistiques entre mesures et observations, (3) semi-analytiques, lorsque des relations empiriques sont utilisées pour l'estimation de paramètres physiques fondamentaux rentrant dans un modèle analytique des processus physiques mis en œuvre, et enfin (4) des approches mettant en œuvre des méthodes inverses. Les difficultés liées aux modèles complètement analytiques n'ont été jusqu'à présent surmontées que par des méthodes inverses.

4.1 Combinaisons spectrales, indices et décorrélation

A la lumière du nombre de publications sur le sujet, les approches les plus utilisées pour la détermination des paramètres environnementaux en eaux littorales et côtières sont qualitatives. Elles reposent sur la création d'indices environnementaux reliés aux quantités recherchées par gammes de grandeurs (classes), mais ne donnant pas accès à chaque quantité recherchée en tant que telle. Par exemple, on peut envisager la création d'indices bathymétriques et de turbidité.

Ce type d'indice est généralement construit par combinaisons de bandes spectrales du capteur utilisé. Des indices équivalents aux très populaires indices de végétation et de brillance, utilisés dans pour la caractérisation de l'occupation du sol sur terre, ont donc été élaborés pour des données de types similaires à ceux des instruments SPOT-HRV et Landsat-TM. Ceux-ci reposent sur l'utilisation des bandes spectrales dans le vert et le rouge (respectivement XS1/XS2, et TM2/TM3), ou rouge et proche infrarouge, (dénommés ci-après *Ch1* et *Ch2* respectivement) de la façon suivante :

$$\begin{aligned}
 turb_1 &= \frac{Ch1}{Ch2}; & turb_2 &= \frac{Ch1^2}{Ch2} \\
 IT &= \frac{Ch2 - Ch1}{Ch1 + Ch2}; & IB &= \sqrt{Ch1^2 + Ch2^2}
 \end{aligned}
 \tag{4.1}$$

Si les deux premiers indices, d'une extrême simplicité, ne mettent en évidence que les écarts de réflectance autour de $Ch1$ et $Ch2$, les deux derniers indices correspondent à une transformation en coordonnées polaires de l'espace cartésien défini par les deux bandes spectrales : Dans le repère $(Ch2, Ch1)$, on définit l'indice de bathymétrie d'un pixel par sa distance à l'origine (indice IB). L'indice de bathymétrie représente donc la norme d'un vecteur dans l'espace multispectral bidimensionnel (Figure 4.1).

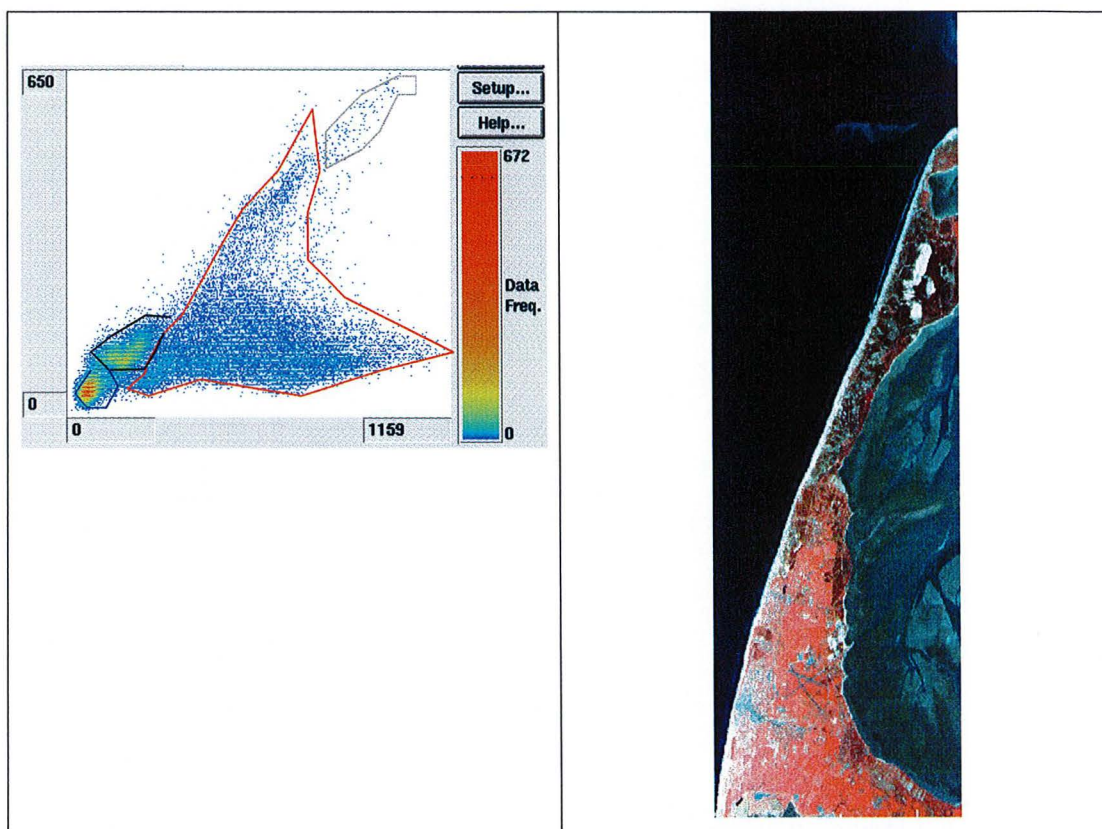


Figure 4.1 Occurrence dans l'espace bidimensionnel défini par des bandes spectrales rouge (662 nm) et proche infrarouge (848 nm) (à gauche) similaires à celles des capteurs SPOT-HRV ou Landsat-TM pour une zone littorale type (à droite) : Le nord de la mer de Wadden à la frontière entre Allemagne et Danemark, à proximité de la ville de Sylt. L'instrument utilisé est le capteur hyperspectral aéroporté GER durant la campagne EISAC'89, en composition colorée RGB des bandes spectraux 848, 662 et 551 nm. Les différents polygones représentent les différents grands types de milieux observés sur l'image GER à droite : gris pour l'estran sableux, rouge pour la terre, noir pour la zone peu profonde à droite de l'image et bleu pour la zone profonde.

Soit θ , l'angle entre l'axe $Ch1$ pris comme origine et la direction définie par le point considéré, $\tan \theta = Ch2/Ch1$. L'indice de turbidité est normalisé de telle sorte que $IT_{Ch1} = -1$, $IT_{Ch2} = 1$ et $IT = 0$ sur la bissectrice. L'angle défini par IT est donc tel que :

$$IT = \tan\left(\theta - \frac{\pi}{4}\right) = \frac{\tan \theta - \tan \frac{\pi}{4}}{1 + \tan \theta \tan \frac{\pi}{4}} = \frac{\tan \theta - 1}{1 + \tan \theta} = \frac{Ch2 - Ch1}{Ch1 + Ch2}$$

4.1.1 Intérêts de ce type d'approche

Les indices les plus couramment utilisés font appel à des rapports de bandes spectrales car ceux-ci offrent l'avantage de mieux rendre compte de la physique des phénomènes observés. De plus, la réflectance d'une cible à une longueur d'onde donnée étant fonction, outre les conditions de prise de vue, des angles d'éclairement solaire et d'incidence (cf. Chapitre 3), ils permettent de s'affranchir en partie de ces problèmes.

4.1.2 Limites de ce type d'approche

Les deux premiers indices présentés ci-dessus sont des discriminateurs médiocres de la turbidité lorsque la profondeur est peu importante et que le fond contribue au signal mesuré. D'un point de vue physique, tous deux restent sensibles aux conditions de géométrie de visée. Enfin d'un point de vue numérique, ces indices ne sont pas mathématiquement bornés, pouvant ainsi entraîner des problèmes d'interprétation. L'indice normalisé, IT , lève en partie les limites des deux premiers indices. Il a l'avantage d'être borné entre -1 et 1 , et d'éliminer les effets dus aux variations des conditions de prise de vue entre deux images d'un même site. Cependant aucun de ces indices ne réduit les problèmes de diffusion atmosphérique, comme le montrent la Figure 4.2, sur l'exemple pris dans la région du nord de la mer de Wadden à la frontière entre Allemagne et Danemark, à proximité de la ville de Sylt, décrit en Figure 4.1. Sur ces cartes d'indice, nous observons de nombreuses structures dans la zone profonde (en haut à gauche) qui représentent clairement un artefact.

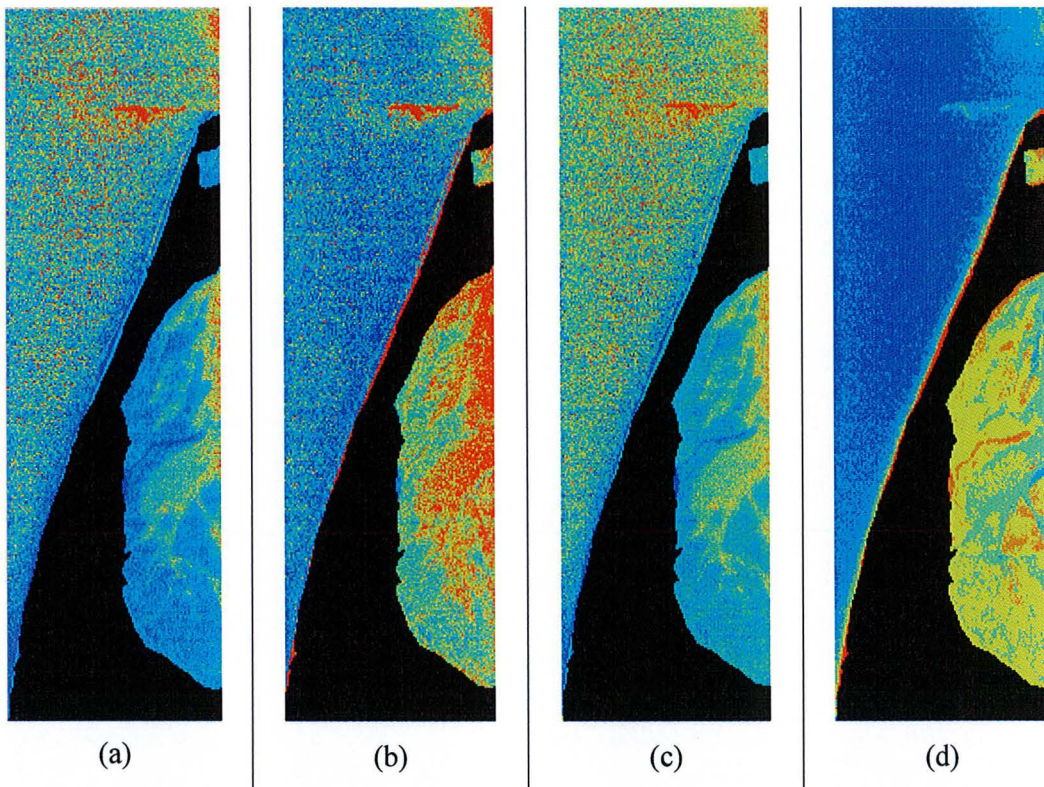


Figure 4.2 Indices de turbidité et de bathymétrie calculés à partir des bandes spectrales 798 et 662 nm de l'instrument GER (a) turb_1, (b) turb_2, (c) indice de turbidité (IT), (d) Indice bathymétrique (IB).

4.2 Analyse bidimensionnelle avec hypothèse de stationnarité

4.2.1 Considérations d'ordre général

Une méthode communément utilisée (*e.g.* Lyzenga, 1978, 1981 ; Philpot, 1989 ; Maritorena, 1993 ; Loubersac, 1991) pour estimer la bathymétrie, la nature des fonds ou encore la turbidité de la colonne d'eau à partir de données radiométriques haute résolution, type SPOT ou Landsat-TM, est basée sur la linéarisation du modèle SWRM, introduit au chapitre précédent (Equation 1.52), à travers un changement de variable telle que :

$$X_{\lambda} = \ln(R_{0_{-}} - R_{\infty}) = -2K_d Z + \ln(R_b - R_{\infty}) \quad (4.2)$$

Cette transformation n'est pas applicable dans le cas où la réflectance de la colonne d'eau est supérieure à celle du fond, à cause du terme logarithmique. Pour des raisons pratiques, R_{∞} est communément présumée constante pour l'ensemble de la zone d'étude. Une estimation est

généralement fournie par le calcul de la moyenne locale de signatures spectrales de pixels qualifiés d'eau profonde, présents dans la scène étudiée.

A partir des variables transformées X_{λ} , à deux longueurs d'ondes (généralement une bande spectrale dans le vert et une dans le rouge) un histogramme bidimensionnel peut être construit reproduisant dans l'espace la distribution des pixels de l'image. On remarque alors, dans des conditions favorables que les pixels sont organisés en nuages de points suivant des directions privilégiées (Figure 4.3). Chaque nuage y représente un fond de nature différente.

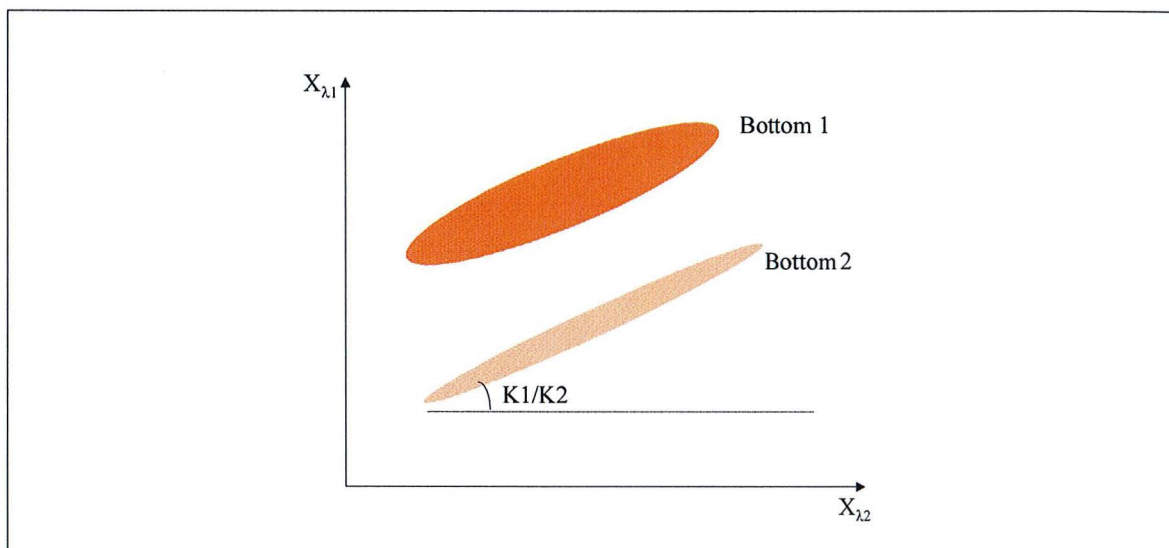


Figure 4.3 Discrimination des types de fond par la méthode de Lyzenga (1981).

La pente de la ligne de régression, qui est caractéristique de la distribution des nuages de points, égale le rapport des coefficients d'atténuation diffuse pour l'éclairement descendant aux deux longueurs d'onde considérées. L'allongement du nuage est fonction de la profondeur à laquelle se situe le fond. Cette approche (Polcyn & Sattinger, 1969 ; Lyzenga, 1978 ; Lyzenga, 1981 ; Bierwirth *et al.*, 1993 ; Maritorea, 1996) s'est montré efficace dans l'eau claire, bien que seule une classification qualitative du fond et des profondeurs puisse être réalisée. Cependant, cette méthode est vouée à l'échec dans les eaux plus complexes d'un point de vue optique. Philpot (1989) et Durand et Cauneau (1997a) ont clarifié les limitations principales d'une telle approche en termes des hypothèses faites sur R_{∞} et K_d . Tassan (1996) a étudié une version modifiée du modèle de Lyzenga dans laquelle il intègre une correction à l'hypothèse peu réaliste, selon laquelle les propriétés optiques de la colonne d'eau optiquement profonde sont semblables à celles de la zone peu profonde. Maritorea *et al.* (1994) et Durand et Cauneau (1997b) ont mesuré l'erreur introduite en considérant que les atténuations diffuses pour les éclaircements ascendants et descendants sont égales, comme suggérée par le terme $2K_d$ dans l'équation du modèle SWRM, pour différents types d'eau. Ils prouvent que le coefficient efficace d'atténuation diffuse K , comme défini par Kirk (1989) et

Philpot (1989), et utilisé par Ackleson (1996), et qui prend en compte l'aspect différentiel de l'atténuation des rayonnements ascendant et descendant, peut être aussi grand que $4.5K_d$ dans les eaux fortement turbides. Par conséquent, le terme $2K_d$ ne peut pas être employé de façon systématique en place de K dans la modélisation des processus optiques de la plupart des eaux côtières. Une approche globale au problème doit alors être considérée ainsi comme suggérée par Bijaoui *et al.* (1994), l'usage du modèle précédemment décrit devant être réservé généralement aux cas des eaux claires. Une discussion détaillée du problème est présentée en Annexe B.

4.2.2 L'approche en eaux claires

Dans la limite de validité des hypothèses exprimées précédemment, « l'approche en eaux claires » peut s'avérer efficace pour d'autres types d'eaux.

L'IFREMER et l'Université du Pacifique ont développé depuis 10 ans des applications visant à déterminer les propriétés environnementales des lagons limpides polynésiens à partir des images du satellite SPOT (Loubersac *et al.*, 1989 ; Morel & Lindell, 1998). L'utilisation de ce type de données les a contraints à envisager des solutions reposant sur l'analyse des deux bandes spectrales SPOT ayant un potentiel d'information pour l'étude du milieu marin (XS1 et XS2, centrées respectivement sur 550 et 650 nm). Nous présentons ici les fondements et les récents progrès de la méthode, une analyse de ces performances, et pour finir des conclusions sur des possibilités nouvelles d'application opérationnelle.

4.2.2.1 Les équations fondamentales

La méthode est basée sur la linéarisation du modèle simplifié SRWM exprimé sous sa forme approchée et appliquée aux caractéristiques spectrales des capteurs HRV du satellite SPOT.

$$L_0 - L_\infty = (L_b - L_\infty) \cdot \exp^{-2K_d \cdot Z} \quad (4.3)$$

où L_0 est la luminance spectrale mesurée juste sous la surface, L_b la luminance spectrale du fond et L_∞ est la luminance spectrale d'une masse d'eau optiquement profonde et de propriétés optiques identiques au milieu peu profond étudié. Cette expression est alors linéarisée :

$$L' = \underbrace{\ln(L_b - L_\infty)}_{L'_b} \cdot -2 \cdot K_d \cdot Z \quad (4.4)$$

Z est la profondeur du fond, exprimée en mètres.

L' est la luminance après linéarisation et corrigée partiellement des effets atmosphériques par la soustraction du signal détecté en mer profonde.

L'_b est la luminance spectrale corrigée du fond, mesuré sous la surface, après linéarisation

En inversant l'équation (4.4) on obtient soit la luminance soit la profondeur du fond :

$$L'_b = L' + 2 \cdot K_d \cdot Z \quad \text{et} \quad Z = \frac{L'_b - L'}{2 \cdot K_d} \quad (4.5)$$

soit l'atténuation diffuse :

$$2K_d = \frac{L'_b - L'}{Z} \quad (4.6)$$

$Z_{max} = L'_b / 2K_d$ est la profondeur limite de détection du fond dans une bande spectrale donnée.

4.2.2.2 Mesure directe du rapport $K_d(\lambda_1) / K_d(\lambda_2)$ dans l'image

Dans une procédure de recherche de la bathymétrie en eaux peu profondes, la méthode consiste à décorrélérer l'information liée à la nature du fond (R_b) de celle liée à l'épaisseur optique de l'eau $K_d Z$. Divers auteurs ont utilisé pour cela le fait que, à défaut des coefficients d'atténuation diffuse de l'eau $K_d(\lambda_1)$ et $K_d(\lambda_2)$ (ci-dessous dénommés k_1 et k_2 pour simplifier la notation) dans deux bandes spectrales, qui peuvent être difficiles à mesurer, leur rapport k_1/k_2 peut être directement estimé dans l'image, sans avoir recours à des données *in situ*. En considérant que la masse d'eau est optiquement homogène sur toute la zone d'étude, alors k_1/k_2 peut être estimé par analyse d'un échantillon de pixels situés à des profondeurs variables sur un fond de réflectance uniforme (e.g. sable clair). La pente de la droite de régression du nuage de points correspondant à cet échantillon dans l'espace bidimensionnelle défini par L'_2 et L'_1 est égale à k_1/k_2 .

$$L'(\lambda_1) = C + k_1/k_2 \cdot L'(\lambda_2) \quad (4.7)$$

avec $C = L'_b(\lambda_1) - k_1/k_2 \cdot L'_b(\lambda_2)$.

On remarquera cependant que si des mesures *in situ* ne sont pas nécessaires *per se*, une connaissance du terrain est cependant requise.

Cependant, il s'avère que, dans la pratique, cette méthode d'estimation du rapport k_1/k_2 fournit des résultats très rarement fiables (Maritorena, 1993).

Loubersac *et al.* (1989) ont développé une méthode similaire avec point de calage bathymétrique. Ils ont utilisé des mesures de la profondeur d'eau associées à des images SPOT à 20 m de résolution spatiale pour calculer un modèle bathymétrique d'un lagon d'atoll. L'utilisation de données étalonnées pour quelques pixels de l'image permet d'estimer des valeurs k_1 et k_2 caractéristiques de l'eau, ainsi que leur rapport. A l'aide de ce rapport, un modèle bathymétrique complet est assemblé et corrigé de la variabilité spatiale de la réflectance du fond dans la gamme de 0 à 5 mètres de profondeur d'eau. Ceci est cependant obtenu au prix du regroupement laborieux des données en trois classes de réflectance du fond. Leur méthode nécessite également un grand nombre de données de terrain, prélevées dans des conditions qui permettent d'étalonner les classes de réflectance indépendamment les unes des autres. Quant à la nature du fond, elle est décrite par un paramètre synthétique unique, assimilable à un paramètre de brillance composite, qui rassemble les informations contenues dans les canaux vert et rouge de SPOT.

4.2.2.3 Problématique opérationnelle

La problématique opérationnelle consiste à l'extraction, à partir des données radiométriques dans deux bandes spectrales (idéalement bleu et vert ou vert et rouge), des variations de la profondeur d'eau, ainsi que celles de la nature du fond, si possible après complète décorrélation de ces deux sources d'information, et tout en réduisant au strict minimum le recours à des données *in situ*, toujours difficiles à collecter et rarement bien adaptées au problème traité.

D'un point de vue opérationnel, les méthodes présentées précédemment ne peuvent être retenues. En effet, la collecte extensive des données de terrain que nécessite l'étalonnage de ces modèles bathymétriques est en général coûteuse. De plus, le calcul de plusieurs modèles, de précision variable, et délicats à ajuster en un modèle final unique, est une suite d'opérations généralement très laborieuse.

Dans le futur, l'application opérationnelle de ce type de méthode nécessiterait de

- limiter au strict minimum le recours à des données de terrain;
- améliorer les résultats en supprimant l'étape d'étalonnage de plusieurs classes de nature du fond indépendamment les unes des autres;
- décorrélérer l'information due à l'atténuation de la lumière par la colonne d'eau de celle due à la nature du fond;
- étendre la validité de la méthode à toute la gamme de profondeur concernée par la télédétection, *i.e.* de 0 à 20-25 m de profondeur.

4.2.2.4 Recherche de solutions opérationnelles

a) La condition de Polcyn et le modèle géométrique

Afin de réduire le nombre de variables à considérer, les auteurs font l'hypothèse de la constance du rapport des réflectances $R_b(\lambda_1)/R_b(\lambda_2)$, quel que soit le type de fond pour la paire de canaux (vert - rouge) ("two band ratio method", Polcyn *et al.*, 1970) :

$$C_b = \frac{R_b(\lambda_1)_a}{R_b(\lambda_2)_a} = \frac{R_b(\lambda_1)_b}{R_b(\lambda_2)_b} = \frac{R_b(\lambda_1)_c}{R_b(\lambda_2)_c} = \dots \quad (4.8)$$

Dans ces conditions, les pixels de luminances $(L_b(\lambda_1); L_b(\lambda_2))$ situés à une profondeur nulle se placent sur une droite de pente égale à C_b passant théoriquement par l'origine dans l'espace bidimensionnel considéré. Il s'agit donc d'un modèle radiométrique de l'estran à marée basse. Ainsi, la détermination dans l'image d'une valeur fiable de C_b , suffit à extrapoler les propriétés observées sur un fond de réflectance donné à tous autres types de fond. Il n'est donc plus nécessaire d'établir des classes.

b) Distribution caractéristique de l'information dans l'espace bidimensionnel

La Figure 4.4 représente graphiquement l'expression (4.7) pour les canaux XS1 et XS2 de SPOT. Pour un échantillon d'eaux claires représentatif de toutes les situations de profondeur et de nature du fond possibles, l'ensemble des pixels situés entre la profondeur zéro et la profondeur limite de visibilité du fond dans le canal XS2, après linéarisation, se placent à l'intérieur d'un polygone fondamental, représenté en grisé léger.

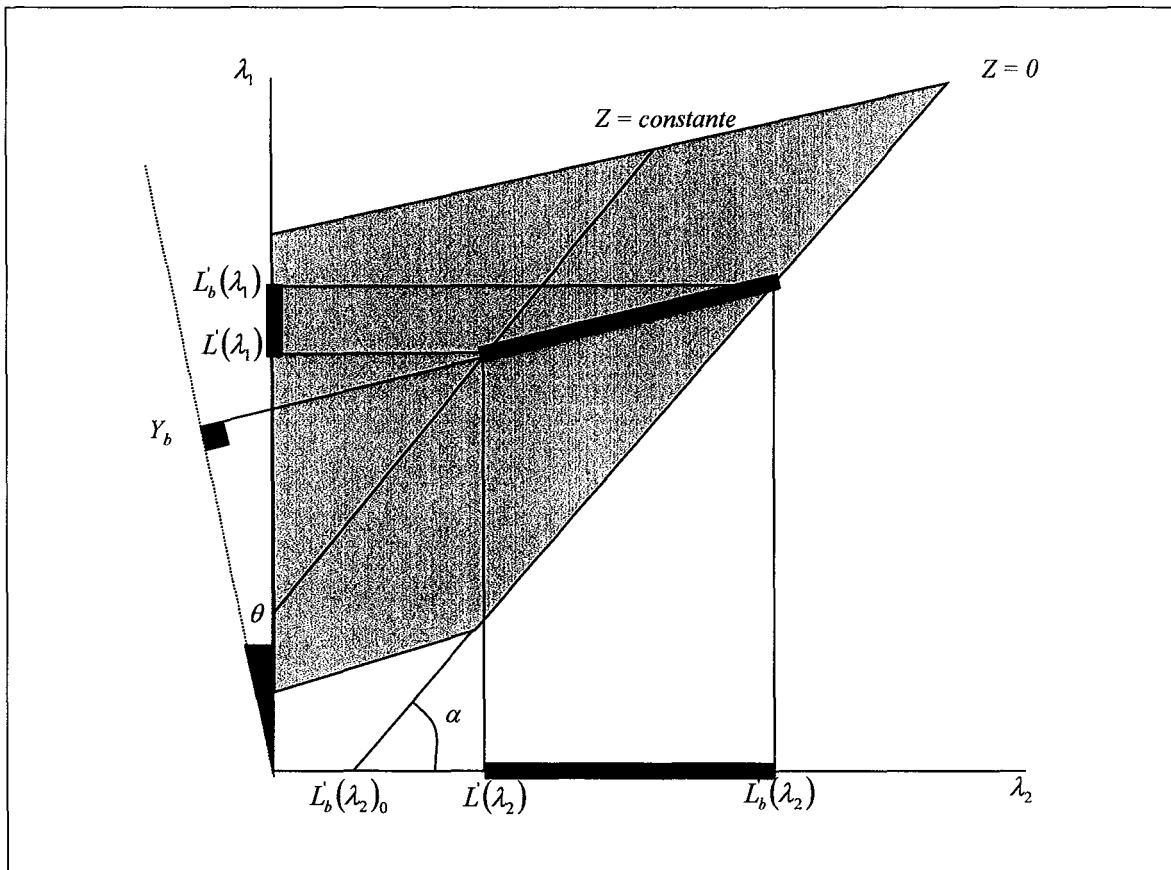


Figure 4.4 Distribution de l'information dans l'espace bidimensionnel des canaux vert et rouge.

Modèle radiométrique de l'estran : Dans ce polygone et sous réserve de la condition de Polcyn, tous les pixels de l'estran situés à une profondeur d'eau nulle, des sables de plage les plus brillants jusqu'aux substrats les plus sombres (algues, vases), devraient se placer sur une droite passant théoriquement par l'origine. En pratique, on observe fréquemment que les signatures multispectrales des pixels représentant un estran exondé tendent à s'aligner au voisinage d'une droite qui s'écarte de l'origine. On définit alors un modèle radiométrique de l'estran exondé par une abscisse à l'origine $L_b(\lambda_2)_0$ et une pente d'angle α :

$$L'(\lambda_1) = \tan \alpha \cdot L(\lambda_2) + L_b(\lambda_2)_0 \quad (4.9)$$

A partir de ce modèle d'estran, nous pouvons interpréter les différents cas de variations des signatures multispectrales en fonction de la profondeur et de la nature du fond. Entre la droite correspondant au niveau ($Z=0$) et un axe limite $L'(\lambda_1)$ défini par la profondeur à laquelle le fond devient invisible à la longueur d'onde λ_2 et pour laquelle $L(\lambda_2) = 0$, nous observerons les propriétés suivantes :

- tous les points situés à une même profondeur Z , mais sur des fonds de nature variable, se placent sur une même droite de pente $\tan\alpha$; les droites parallèles à cette dernière sont des droites représentant les isobathes ($Z = \text{constante}$).
- tous les pixels situés sur un fond de nature uniforme, mais à des profondeurs variables, se placent sur une même droite de pente $\tan\theta = k_1/k_2$ dont le modèle est fourni par l'équation (4.7).

Les estimations de θ , α , et $L'_b(\lambda_2)_0$ permettent alors de calculer les radiométries pour tout pixel représentant une zone immergée dans la gamme de profondeur de 0m à 6m après linéarisation des signatures spectrales, et correction des variations de la profondeur d'eau.

Par une rotation d'angle $\theta = \text{atan}(k_1/k_2)$, l'axe $L'(\lambda_1)$ est projeté en Y_b , avec :

$$Y_b = L'(\lambda_1) \cdot \cos\theta - L'(\lambda_2) \cdot \sin\theta \quad (4.10)$$

Ainsi, tous les pixels situés sur un fond de nature uniforme se projettent en un même point sur le nouvel axe Y_b , quelle que soit la profondeur d'eau.

Pour un type de fond donné, le paramètre Y_b peut, par conséquent, être assimilé à une brillance relative du fond, dont la valeur diminue lorsque k_1/k_2 augmente, c'est à dire globalement lorsque la clarté des eaux diminue. Cette brillance dépend également de l'éclairement solaire incident à la surface, et en particulier de l'angle zénithal solaire au moment de la prise de vue.

c) Estimation pratique des paramètres

La Figure 4.5 présente la distribution des pixels de la zone peu profonde à l'est de Sylt (Figure 4.1) dans l'espace multispectral bidimensionnel ($L'(662 \text{ nm})$; $L'(551 \text{ nm})$). Cette zone est remarquable en ce sens qu'elle représente des fonds de nature très variée situés dans une gamme de profondeur étendue, comme en témoigne la forme du nuage de points, très représentative de la forme triangulaire suggérée par le modèle présenté en Figure 4.4. A partir de ce graphique, trois paramètres fondamentaux peuvent être dérivés :

- $\tan \alpha$ peut être estimé à l'aide d'une série de pixels de nature différente prélevée à profondeur pratiquement nulle. Dans notre exemple, sa valeur est estimée à 1, ;
- $L'_b(\lambda_2)$, l'abscisse à l'origine de la droite représentant les signatures sur l'estran exondé est estimée à 0,747.
- Le rapport k_1/k_2 peut s'estimer en prenant comme série de mesures, la limite supérieure du nuage de points, lorsque cette dernière apparaît raisonnablement rectiligne. D'autres auteurs utilisent "l'axe de symétrie" du nuage de points comme proposé par Lyzenga, mais

ce choix paraît ici inapproprié. En effet, on remarque que la classe des pixels les plus brillants, situés sur des fonds de profondeur variée, présente des signatures multispectrales s'alignant clairement sur une limite physique. Dans ces conditions, on mesure $k_1/k_2 = 0,61$. Notons enfin que la validation de cet estimateur nécessiterait au préalable celle des valeurs de L_∞ dans les deux canaux spectraux.

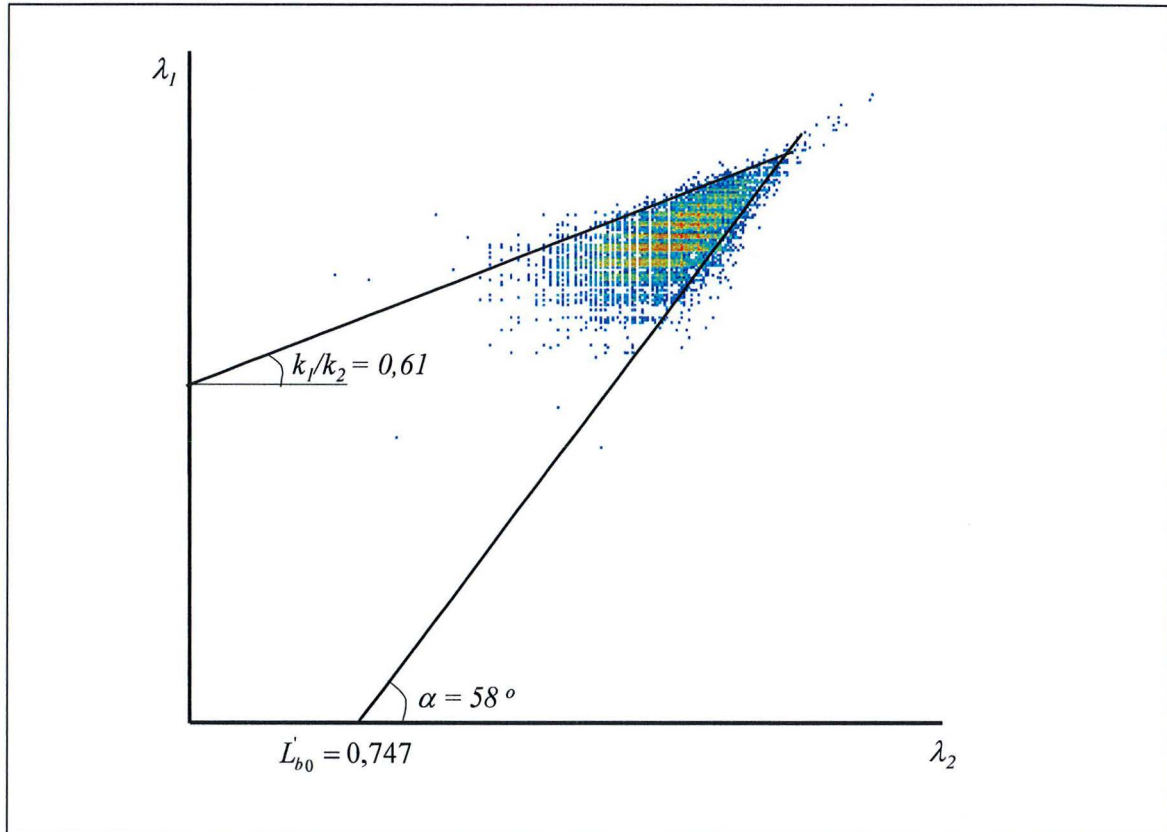


Figure 4.5 Exemple pour la mer de Wadden (Sylt). Bandes spectrales $\lambda_1 = 551 \text{ nm}$ et $\lambda_2 = 662 \text{ nm}$ du spectromètre GER.

Par conséquent, on constate qu'il est envisageable de mesurer la valeur prise par certains paramètres fondamentaux représentatifs des propriétés optiques de l'eau (k_1/k_2) et de la radiométrie des substrats représentatifs de l'estran (α et $L'_b(\lambda_2)$), directement dans l'image, à condition de disposer d'échantillons appropriés, c'est à dire représentatifs de toute la variabilité naturelle du milieu étudié, variabilité en profondeur tout comme en brillance du fond.

d) Méthodologie sans données de terrain

On calcule tout d'abord les néo-canaux $L'(\lambda_1)$ et $L'(\lambda_2)$. On détermine α , $L'_b(\lambda_2)$ et k_1/k_2 , d'une première épure d'un modèle bathymétrique.

La projection d'un pixel ($L'(\lambda) ; L'(\lambda_2)$) sur la droite $Z = 0$ ($\alpha, L'_b(\lambda_2)_0$), selon la direction $\theta = \arctan(k_1/k_2)$, permet de s'estimer les luminances de fond $L'_b(\lambda_1)$ et $L'_b(\lambda_2)$ qu'aurait ce pixel s'il était placé à une profondeur nulle. Les opérateurs de ce calcul sont :

$$L'_b(\lambda_1) = \frac{[L'_b(\lambda_2)_0 \cdot \tan \theta - L'(\lambda_2) \cdot \tan \theta + L'(\lambda_1)] \cdot \tan \alpha}{\tan \alpha - \tan \theta} \quad (4.11)$$

et

$$L'_b(\lambda_2) = \frac{[L'_b(\lambda_2)_0 \cdot \tan \alpha - L'(\lambda_2) \cdot \tan \theta + L'(\lambda_1)]}{\tan \alpha - \tan \theta} \quad (4.12)$$

Connaissant $\alpha, L'_b(\lambda_2)_0$ et k_1/k_2 , deux néo-canaux peuvent être calculés, lesquels correspondent aux luminances du fond $L_b(\lambda_1)$ et $L_b(\lambda_2)$ dans le domaine de visibilité du fond pour la longueur d'onde λ_2 , et corrigées des variations de la profondeur d'eau.

La valeur Z de la bathymétrie en tout point de l'image peut alors être calculée par

$$Z = \frac{L'_b(\lambda_1) - L'(\lambda_1)}{2 \cdot k_1} \quad (4.13)$$

à condition d'avoir une estimation de k_1 .

Pour déterminer cette valeur de k_1 en l'absence de données de terrain, deux approches sont envisagées :

1. Maritorena (1993) a proposé une relation empirique liant k_1 et k_2 , basé sur le rapport entre ces deux grandeurs mesuré dans une image de référence :

$$k_1 = (0,6 k_1 / k_2) - 0,048 \quad (4.14)$$

Au-delà de la limite de visibilité du fond pour λ_2 , une valeur de référence de $L'_b(\lambda_1)$ doit être utilisée, afin de pouvoir poursuivre le calcul du modèle bathymétrique jusqu'à la limite de visibilité du fond dans λ_1 .

2. L'utilisation des valeurs de coefficient d'atténuation diffuse donnés par Jerlov (1976, cf. Figure 3.5) pour les dix types d'eaux de sa classification (classes I, Ia, IB, III pour les eaux du large, et 1, 3, 5, 7, 9 pour les eaux côtières), couvrant des eaux océaniques oligotrophes jusqu'à des eaux turbides portuaires. Les valeurs de K_d sont données pour l'intervalle 350 – 750 nm. Une valeur de k_1/k_2 pour chaque type d'eau peut être interpolée dans cette table. Le rapport k_1/k_2 augmentant lorsque les eaux

sont plus turbides ou plus côtières, on recherche alors dans la table les deux valeurs calculées qui encadrent la valeur de k_1/k_2 déterminée sur l'histogramme bidimensionnel. Ceci permet de qualifier le type d'eau étudié, et de déterminer par interpolation les valeurs de k_1 et k_2 .

e) *Méthodologie avec quelques données de sondage*

Si l'on dispose d'un certain nombre de mesures de profondeur, choisies sans considération des variations de la nature du fond, on peut calculer, pour chaque triplet $(L(\lambda_1); L(\lambda_2); Z)$, les paramètres k_1 et k_2 par inversion de l'équation (4.13). L'étude statistique de ces résultats fournit alors des valeurs d'intérêt opérationnel.

Tous les paramètres du modèle étant déterminés, le calcul de la profondeur d'eau définitive, corrigée des variations de la brillance du fond, est possible en tout point de la zone peu profonde, ainsi que celui des luminances du fond $L_b(\lambda_1)$ et $L_b(\lambda)$.

4.2.3 Extension de la méthode

Morel & Lindell (1998) ont proposé une extension de la méthode en eaux claires pour tirer avantage des données multispectrales ou hyperspectrales.

Dans cette méthode, on considère tous les couples de bandes spectrales possibles en fonction du nombre de canaux disponibles. Pour chaque couple de longueur d'onde, une analyse bidimensionnelle similaire à celle présentée ci-dessus est menée. Ainsi une valeur de Z pour chaque pixel est obtenue pour chaque couple par l'équation (4.13). Une analyse statistique permet alors de valider ces profondeurs et de dériver la valeur de Z la plus probable pour chacun des pixels.

D'autre part, une valeur de L_b est déterminée pour chaque membre d'une paire de bandes spectrales donnée. Le principal résultat est la possibilité de dériver un spectre plus continu pour chaque classe de fond, et donc de pouvoir potentiellement déduire la nature du fond (algue, sable blanc, roche, vase, etc.).

Tassan (1996) a proposé une méthode pour contourner l'hypothèse d'homogénéité des propriétés optiques des eaux profondes et peu profondes.

4.2.4 Intérêts et limites de la méthode

La méthode présentée ci-dessus présente l'énorme avantage d'être simple, d'être indépendante de toutes données *in situ*, bien que des mesures de profondeur puissent être utilisées afin d'optimiser l'étalonnage absolu du modèle, et de pouvoir être mise en œuvre

dans la plupart des logiciels commerciaux de traitement d'image de télédétection. Les potentialités qu'elle offre dans le domaine opérationnel sont donc importantes.

Les principales limitations de cette approche résident dans les hypothèses simplificatrices qu'elle sous-entend :

- La modélisation de la bathymétrie n'est possible qu'au prix d'une simplification extrême de la modélisation des processus du transfert radiatif dans l'atmosphère et l'eau.
- Les propriétés optiques de l'atmosphère et de la colonne d'eau sont supposées horizontalement homogènes sur toute l'image.
- Les coefficients d'atténuation spécifiques pour les rayonnements descendant et ascendant, entrant dans la formulation du coefficient d'atténuation effectif K dépendant de la profondeur (cf. chapitre 3), sont pris tels que $K = 2K_d$. On considère ainsi implicitement que l'atténuation est la même pour les photons se propageant vers le fond et vers la surface, ce qui n'est pas observé dans le cas le plus général (une discussion approfondie est présentée en Annexe B).
- Les mécanismes de diffusions multiples dans la colonne d'eau sont négligés, ainsi que les processus de réflexion internes à l'interface mer - air.
- Les luminances spectrales mesurées au-dessus des zones optiquement profonde sont supposées représentative de la luminance atmosphérique à la même longueur d'onde.
- Le choix des valeurs de luminance de la colonne d'eau pour un fond situé à l'infini, L_∞ est une étape sensible car c'est la clé de la linéarisation du modèle $L_0 \rightarrow L'$.

Pour toutes ces raisons, la méthode sera préférentiellement appliquée à des données de très haute qualité radiométrique, acquises lors de conditions atmosphériques optimales (très bonne visibilité, faible vent, loin de sources d'aérosols continentaux et urbains, etc.). Il est également conseillé d'éliminer du traitement les bandes spectrales ou parties d'images ne répondant pas à ces critères.

La méthode implique la détermination de la profondeur et de la luminance du fond pour chaque pixel d'une zone optiquement peu profonde. Cependant, ceci ne peut être réalisé que si la contribution de la signature spectrale du fond au signal émergent est significative pour au moins un couple de bandes spectrales, et que pour ce couple de longueur d'onde, le rapport k_1/k_2 soit inférieur à 0,8.

4.3 Le problème inverse en optique hydrologique

De nouvelles approches ont été présentées pour la détermination simultanée des propriétés optiques et/ou des concentrations des constituants de la colonne d'eau dans les eaux océaniques. Les plus prometteurs de ces algorithmes sont basés sur la modélisation inverse du transfert radiatif, cette approche ayant par ailleurs fait ses preuves dans le domaine de l'optique atmosphérique (météorologie opérationnelle, astrophysique, planétologie...). Le problème inverse appliqué à l'optique marine consiste simplement à l'utilisation des données de télédétection pour décrire des paramètres bio-géophysiques du milieu. L'inversion des modèles de transfert radiatif peut être réalisée par différentes méthodes que nous décrivons dans les sections suivantes.

4.3.1 Introduction aux problèmes inverses

Les méthodes inverses permettent d'envisager de développer des algorithmes de télédétection de la colonne d'eau, basées sur approche analytique. Ces approches permettent théoriquement de contourner les limites des méthodes exposées précédemment, et d'utiliser pleinement les capacités des capteurs hyperspectraux. Cependant, le problème inverse appliqué à la télédétection, n'est pas encore entièrement résolu de manière satisfaisante. Le problème inverse appliqué aux processus optiques dans les eaux de mer, implique l'utilisation d'un signal optique mesuré, à grande distance au travers l'atmosphère, avec assez de certitude pour décrire un paramètre géophysique donné dans la mer. On assiste depuis peu à un regain d'intérêt de la communauté scientifique pour les méthodes inverses. Ceci est en grande partie expliqué par la croissance exponentielle de la puissance de calcul et de stockage des ordinateurs et par la mise en service de capteurs hyperspectraux en ce qui concerne la télédétection. Ces nouveaux ordinateurs et dispositifs de collecte de données permettent pour la première fois d'envisager des solutions numériques aux problèmes inverses qui précédemment étaient considérés trop difficiles ou trop coûteux à résoudre, et étaient, au mieux, approchés par des méthodes empiriques et semi-analytiques. Les capteurs hyperspectraux permettent de disposer théoriquement d'un système surdéterminé, *i.e.* en tout point de l'image, le nombre de canaux – donc d'informations disponibles - est supérieur au nombre de paramètres géophysiques à retrouver. Cependant, l'ensemble formé par les solutions dans l'espace des paramètres pour ces types de problèmes présente dans beaucoup de cas des solutions multiples. Le problème typique du problème inverse à solutions multiples est rencontré dans le monde physique lorsqu'une même mesure peut-être obtenue dans des conditions physiques différentes. Un exemple caractéristique en optique marine est le modèle

analytique pour la réflectance de volume, $R = 0.33b_b/a$ (Morel, 1980). b_b , le coefficient de rétrodiffusion total et a , le coefficient d'absorption total, sont tous deux fonctions de la concentration des constituants de la colonne d'eau (chlorophylle, sédiment en suspension, etc.). Un spectre de $R(\lambda)$ ne mène pas nécessairement à une solution unique du vecteur des concentrations des constituants.

Dans le cas des eaux peu profondes, la réflectance de volume mesurée sous la surface R_0 s'exprime en fonction des réflectances de la colonne d'eau et du fond, comme décrit par l'équation (3.59). D'un point de vue mathématique, une infinité de combinaisons de ces deux variables, contraintes par la valeur de profondeur du fond, donnent la même valeur de R_0 . Physiquement parlant, un nombre grand, mais limité, de ces combinaisons est observable dans des conditions naturelles, de plus ces combinaisons ne se produisent pas au hasard, mais sont l'émanation d'un contexte (type d'eau, habitat benthique,...) qui impose généralement une certaine régularité dans les paysages observés, et donc une certaine homogénéité, au minimum locale, du champ des solutions.

Face à ces perspectives et ces limitations, c'est la demande exprimée et synthétisée au chapitre 2 pour les variables considérées qui a motivé fortement la recherche proposée, *i.e.* dériver les propriétés d'un environnement marin peu profond (turbidité, nature ou réflectance du fond et profondeur) à partir de spectres de luminance en eaux peu profondes, acquis par télédétection hyperspectrale ou modélisés.

Les valeurs de luminance spectrale acquises en télédétection hyperspectrale des eaux peu profondes sont de peu d'intérêt par elles-mêmes. Leur intérêt se situe dans le fait qu'elles peuvent être reliées aux propriétés optiques des constituants de la masse d'eau considérée. Les constituants d'une masse d'eau particulière donnent sa « couleur » à l'eau par diffusion, absorption, et fluorescence. La « couleur » est la distribution spectrale de la luminance ascendante telle que détectée par les instruments de télédétection.

Le fait que des valeurs de luminances spectrales puissent être exactement déterminées par un modèle direct validé (cf. Mobley, 1994 ; Gordon *et al.*, 1975 ; Kirk, 1981a ; Kirk, 1981b), ne signifie pas que l'inverse soit vrai, c'est-à-dire les constituants de la masse d'eau, les propriétés optiques inhérentes (IOPs) et la réflectance du fond puissent être déterminées à partir des valeurs de luminance, dans le cas d'un système mathématiquement défini. Les IOPs en question sont les coefficients d'absorption et de diffusion des eaux naturelles. Elles dépendent directement des constituants naturels de l'eau tels que les sédiments en suspension, la matière organique colorée dissoute, les pigments photosynthétiques. Les IOPs déterminent

la luminance spectrale ascendante de la masse d'eau en question, et influent donc directement la valeur de luminance mesurée par un capteur donné.

La discussion jusqu'ici a évoqué la difficulté, voire l'impossibilité de parvenir à une solution unique dans la restitution des IOPs en fonction des luminances observées si ces premières sont décrites par des vecteurs linéairement indépendants dans l'espace des paramètres. Si des relations liant les IOPs entre elles peuvent être trouvées, alors, une solution unique peut être déduite (Kopelevich & Burenkov, 1977). Une discussion détaillée sur ce sujet et son impact sur les solutions inverses est fournie dans les sections suivantes.

4.3.2 Le problème inverse optique hydrologique

En première approche, le problème inverse de transfert radiatif ne semble pas fournir généralement de solution unique. L'avis général est qu'il pourrait au mieux fournir seulement une moyenne de valeurs des IOPs qui produisent une même mesure de luminance (Davis *et al.*, 1993). Nous illustrerons ce phénomène par un exemple simple. Supposons un rayonnement direct parvenant selon une incidence verticale sur une surface d'eau plane horizontale. Pour ce problème les hypothèses suivantes seront faites: (1) le rayonnement n'est pas diffusé durant la transmission à l'interface air - mer; (2) la contribution du fond au rayonnement est limitée à sa composante spéculaire et la colonne de l'eau dans laquelle se propage le rayonnement est homogène; (3) le seul processus physique considéré est l'absorption. Ces approximations sont faites pour simplifier le problème, et ne peuvent pas être supposées comme valides en général.

La détermination de la valeur du rayonnement émergent est dérivée de l'équation suivante

$$I(R_b, a, Z) = I_0 R_b e^{-a \cdot 2Z} \quad (4.15)$$

La quantité I_0 est l'intensité de la lumière transmise à travers l'interface air - mer. I est l'intensité du rayonnement émergent. L'intensité du rayonnement est atténuée pendant son parcours vers le fond, puis son parcours ascendant après réflexion.

I est une fonction des inconnues R_b (réflectance du fond), a (absorption) et Z (profondeur du fond). Le problème est donc un problème inverse à trois inconnues, si seule l'intensité du rayonnement émergent est connue. Si trois mesures de $I(R_b, a, Z)$ sont disponibles à trois différentes longueurs d'onde, alors on peut bâtir un système de trois équations, mais avec sept inconnues, car R_b et a sont dépendants de la longueur d'onde. La résolution du problème requiert donc des approximations ou des hypothèses supplémentaires. Ainsi, on peut émettre les hypothèses que R_b est indépendant de la longueur d'onde, et que a peut être décrit par une

fonction exponentielle de la longueur d'onde (Kopelevich & Burenkov, 1977). Le problème est alors réduit à un système de trois équations à trois inconnues, et a donc une solution unique. Ce type d'approximation ne permet cependant pas la résolution de problèmes plus généraux caractérisés par des IOPs différents (diffusion et absorption), et des réflectances et profondeurs du fond variables.

Les résultats expérimentaux issus des travaux de Kopelevich & Burenkov (1977), Gordon, *et al.* (1988) et Mobley, (1994) démontrent que les IOPs d'une masse d'eau donnée sont hautement corrélées d'une manière complexe, et ne peuvent donc pas être considérées comme des variables indépendantes dans l'équation du transfert radiatif. Des méthodes d'inversion non linéaires devraient permettre d'estimer ces propriétés à partir de données de télédétection.

L'état optique de la masse d'eau peut être représenté par différents concepts. Si les valeurs de luminance ascendante ou de réflectance mesurées ou modélisées à différentes longueurs d'onde sont les éléments d'un vecteur d'état $\psi_{rs} = [R(\lambda_1), R(\lambda_2), R(\lambda_3), \dots, R(\lambda_m)]$, alors l'état optique de la colonne d'eau est exprimé dans le système de coordonnées naturel de la télédétection. Le vecteur d'état optique peut également être exprimé en termes des propriétés optiques inhérentes du milieu de propagation comme suit :

$\psi_{IOP} = [a(\lambda_1), a(\lambda_2), \dots, a(\lambda_m), b(\lambda_1), \dots, b(\lambda_m)]$, où a et b sont respectivement les coefficients d'absorption et de diffusion. Enfin, le vecteur d'état optique peut être exprimé en termes de la concentration des constituants de la colonne d'eau : sédiment en suspension (SM), chlorophylle (CHL), matière organique dissoute colorée (CDOM), de la nature des fonds (R_b), et autres. Le vecteur d'état dans le système de coordonnées des constituants est alors $\psi_c = [CHL, SM, CDOM, R_b, \dots]$.

Puisque les états optiques peuvent être représentés dans différents systèmes de coordonnées, il est très utile de développer des opérateurs permettant le passage d'un système à un autre. L'équation du transfert radiatif (3.29) permet de passer de la représentation en IOPs à la représentation en luminance (ou réflectance) $\psi_{IOP} \rightarrow \psi_{rs}$. L'objectif des méthodes développées dans ce travail, et présentées au chapitre suivant, est la transformation inverse $\psi_{rs} \rightarrow \psi_{IOP} \rightarrow \psi_c$.

4.3.3 Méthodes linéaires d'inversion

Dans ces méthodes, on essaye de trouver un jeu de coefficients \vec{a} , solution de l'équation matricielle $\vec{a} = \overline{X}^{-1} \cdot \vec{y}$, où \vec{a} est un vecteur de dimension n , correspondant au nombre de

bandes spectrales, \vec{y} est le vecteur des IOPs de dimension m (nombre de spectres), et \bar{X} est la matrice des luminances (réflectances) de dimension $m \times n$, en entrée du système.

Cependant, la plupart des matrices ne se prêtent pas à l'inversion directe et exigeront une solution itérative telle que la décomposition en facteurs LU ou QR. Beaucoup de matrices présentent des problèmes de singularité (déterminant égal à zéro ou proche de zéro). La méthode de résolution est alors la décomposition en valeurs singulières (SVD). Une des méthodes mentionnées ci-dessus est susceptible d'apporter une solution mathématique au problème. Cependant la signification physique du résultat n'est en rien garantie. La discussion ci-dessus suppose que la relation liant \bar{X} et \vec{y} est linéaire. Dans beaucoup de problèmes ceci n'est pas vérifié. D'autres techniques existent qui consistent à remplacer les variables indépendantes couplées ou les termes non linéaires de \bar{X} par des formes linéaires des variables indépendantes, afin d'essayer de modéliser les non-linéarités inhérentes. Le choix de ces polynômes est spécifique au problème. Le remplacement par des polynômes exige la définition de bornes pour éviter les problèmes aux limites.

D'après cette discussion des techniques traditionnelles de régression linéaire, il apparaît évident qu'un long et fastidieux travail doit être effectué pour dériver avec succès un ensemble linéaire de coefficients, qui, peuvent en outre s'avérer physiquement peu réalistes et inutiles. Si les coefficients sont suspectés de non-linéarités, ces techniques sont inadaptées.

La possibilité de dériver les IOPs à partir des données spectrales de luminance a été testée avec de nombreuses méthodes inverses linéaires (Danaher & O'Mongain, 1992). Cependant, ces méthodes ne se sont pas avérées très utiles pour des problèmes inverses avec des non-linéarités inhérentes. Certains ont obtenu des succès très limités dans les eaux du cas I, en appliquant des contraintes au système, mais n'ont pas pu restituer les caractéristiques spatiales ou temporelles plus générales.

4.3.4 Méthodes non linéaires par optimisation itérative

La méthode traditionnelle pour résoudre des relations inverses non linéaires (où le vecteur \vec{a} n'est pas linéairement dépendant de \vec{y}) consiste à utiliser un processus conventionnel d'inversion utilisant le Jacobien. Le Jacobien est la collection des dérivées partielles des données *in situ* ou modélisées, prises comme paramètres d'entrée. Le Jacobien peut être produit par des techniques numériques ou analytiques. Il guide l'évaluation des corrections à apporter aux coefficients d'entrée à partir de la conjecture initiale jusqu'à la solution finale. Les techniques numériques estiment le Jacobien par analyse d'erreur. L'approche analytique pour estimer le Jacobien emploie la théorie du problème direct pour calculer les dérivées

partielles, mais traite les données selon le même procédé que l'approche numérique. En pareilles circonstances l'approche analytique est qualitativement plus précise que l'approche numérique, parce que la physique du phénomène est explicite dans l'approche analytique. Cependant, l'approche numérique (qui est une approximation) est moins coûteuse en temps de calcul et d'effort.

Ces deux techniques ont des limitations notoires lorsque appliquées à l'inversion de l'équation du transfert radiatif. La méthode numérique souffre de la précision insuffisante due d'une part aux approximations et arrondis inhérents aux calculs numériques, et d'autre part à l'erreur et l'incertitude inhérente aux valeurs mesurées. Le système d'équations à résoudre peut également être mal conditionné (mal dimensionné), ce qui entraîne une instabilité numérique. L'approche analytique est quant à elle, généralement limitée par une compréhension insuffisante de la physique fondamentale d'inversion.

D'autres méthodes de résolution ont été proposées. La plus fiable a été l'application d'un processus itératif appliqué au problème direct. Des valeurs initiales (*first guess*) des paramètres sont employées dans le RTE pour calculer une valeur correspondante de luminance. Si la valeur calculée de luminance diffère de la valeur mesurée ou modélisée, les valeurs des paramètres sont ajustées par un algorithme d'optimisation. Les valeurs ajustées (nouvelle estimation) sont alors employées pour calculer une nouvelle valeur de luminance. Ce processus itératif se poursuit jusqu'à ce que la luminance calculée s'approche de la valeur modélisée ou mesurée de luminance selon un critère de tolérance acceptable. Cette approche peut ne pas être optimale dans le cadre de la télédétection opérationnelle, en raison du volume de calculs important qu'elle suppose, réduisant par-là les possibilités d'application en temps-réel de la méthode. Schiller & Doerffer (1993) ont proposé un algorithme de calcul d'inversion pour le modèle des « deux flux » présenté au chapitre 3. Mais la validité et l'efficacité de la méthode n'a été démontrée que dans les eaux du cas I.

Fischer & Doerffer (1987) (repris dans Doerffer & Fischer, 1994) ont proposé une approche par ajustement itératif, basée sur un algorithme de minimisation (méthode des simplex ou méthode du gradient de Newton), pour dériver des concentrations de chlorophylle a , matières en suspension et substances jaunes à partir de données CZCS. L'algorithme permet également de dériver l'épaisseur optique des aérosols. Une approche semblable a été employée par Frette *et al.* (1998) mais basée sur une technique de recuit simulé (*simulated annealing*) pour minimiser les déviations entre les luminances mesurées et simulées. La méthode utilise un ensemble de valeurs des paramètres pour l'initialisation de l'algorithme, aussi que la connaissance du domaine de variabilité des paramètres. L'analyse des erreurs est conduite en calculant le χ^2 entre les luminances spectrales modélisées et mesurées. Cette

méthode s'est révélée efficace lorsque appliquée aux eaux du cas I, et prometteuse lorsque appliquée aux eaux du cas II. Cependant, le temps de calcul peut être une limitation quand le nombre de bandes spectrales augmente (Frette *et al.*, 1998).

L'expansion de Chebyshev est une méthode de paramétrisation qui réduit le modèle inverse décrit ci-dessus à des polynômes, n'exigeant ainsi que l'évaluation des polynômes pour dériver les paramètres par un calcul direct. Le couplage du procédé de paramétrisation avec une analyse des valeurs propres peut permettre d'optimiser le traitement en réduisant la dimension de l'espace de la recherche. Cette méthode est efficace quand les paramètres à rechercher sont indépendants et peuvent être distingués ainsi par une analyse factorielle (Schiller & Doerffer, 1993). Ceci est rarement le cas pour les constituants optiquement actifs dans les eaux peu profondes.

Les algorithmes présentés ci-dessus et utilisant des expressions analytiques explicites, des méthodes numériques, des solutions itératives du problème direct, des approximations mathématiques de l'approximation des « deux-flux », les réseaux de neurone et les ajustements empiriques de courbe représentent l'état de l'art des techniques d'inversion appliquées à l'optique marine par télédétection.

4.3.5 Autres méthodes

Les techniques reposant sur des réseaux de neurones artificiels - ANN peuvent être employées pour dériver des paramètres optiques (sorties du réseau) à partir des mesures de télédétection telles que réflectance ou luminance émergente (entrées du réseau). Les réseaux de neurones se sont montrés particulièrement efficaces pour résoudre des problèmes hautement non linéaires pour lesquels la recherche d'une solution analytique ou numérique peut s'avérer fastidieuse. Ils ont la faculté de résoudre numériquement un problème inverse sans connaissance *a priori* de la physique fondamentale des phénomènes en jeu, et peuvent théoriquement converger quel que soit le niveau de tolérance fixé par l'investigateur ou le degré d'incertitude permis par les données. Les réseaux de neurones ont l'avantage de ne pas être affectés par des problèmes d'instabilité ou d'arrondi approximatif associées aux méthodes numériques conventionnelles. Ils n'exigent aucune information *a priori* concernant les relations entre les variables indépendantes et dépendantes afin de produire théoriquement une relation fonctionnelle entre les deux.

La phase principale de cette méthode est l'apprentissage du réseau de neurones, qui permet de réaliser un ajustement optimal, basé sur un ensemble connu d'entrée et de sorties. Le réseau ainsi entraîné peut alors généraliser un résultat satisfaisant à partir d'un jeu de valeurs des paramètres en entrée. Une solution fiable n'est obtenue qu'au prix d'un apprentissage

couvrant une large gamme de valeurs des paramètres à rechercher. Les jeux de données entrées/sorties nécessaires à la phase d'apprentissage peuvent être obtenus par simulation des propriétés optiques du milieu étudié par un modèle de transfert radiatif direct. Un processus itératif tel que le réseau gradient descendant, le gradient conjugué ou le recuit simulé peut alors être utilisé pour optimiser le réseau. Une telle méthode semble prometteuse dans le cas de la détermination des propriétés optiques inhérentes des eaux du cas II (Pozdnyakov & Lyaskovsky, 1999). Cependant, la méthode n'est pas contrôlée, puisque seule la phase d'apprentissage du réseau est dirigée. Par conséquent, une phase d'analyse *a posteriori* est généralement requise. Ce type d'approche est la base de l'algorithme MERIS pour les eaux du cas II (Schiller & Doerffer, 1999).

Une étude comparative des algorithmes d'inversion appliqués aux données SeaWiFS pour l'extraction d'information sur la qualité de la colonne d'eau a été récemment menée par Pozdnyakov *et al.* (1998) (également dans Kondratyev & Filatov, 1999). Les auteurs concluaient que l'algorithme le plus robuste est l'analyse multi-variée par la méthode de Levenberg-Marquardt (LM). Cependant, une approche par réseau de neurones donne une précision acceptable avec une vitesse d'exécution bien plus rapide.

4.3.6 Résumé des méthodes présentées

Type	Algorithme / Applications	Propriétés
Ajustement itératif (Fischer & Doerffer, 1987 ; Pozdnyakov, 1999)	Optimisation (méthode des Simplex, Levenberg-Marquardt). Estimation de CHL, SM, a, et épaisseur optique des aérosols. Estimation des IOPs.	<u>Avantages:</u> Atmosphère + océan <u>Faiblesses:</u> Initialisation, Calcul du Jacobien et du Hessien, Problème de convergence, Temps de calcul.
Chebyshev expansion (Schiller & Doerffer, 1993)	Méthode paramétrique et analyse d'inertie.	<u>Avantages:</u> Rapidité <u>Faiblesses:</u> Suppose que les variables sont indépendantes (fonction orthogonale)
Inversion à données synthétiques (Durand, Bijaoui & Cauneau, 2000)	Même applications Simulation de conditions environnementales typiques, simulation des réflectances sous la surface par modèle direct; Méthode de comparaison optimale Géostatistique.	<u>Avantages:</u> Méthode contrôlée et robuste, portabilité même sans données in situ. <u>Faiblesses:</u> Validité de la base de données.
Réseau de Neurones - ANN (Pozdnyakov, 1999 ; Schiller & Doerffer, 1999).	ANN à une ou deux couches cachées, apprentissage par algorithme de rétro-propagation. Estimation des IOPs dans les eaux du Cas 2.	<u>Avantages:</u> Adapté au problème à haut degré de non linéarité. <u>Faiblesses:</u> Méthode non contrôlée (boîte noire). Nécessite un intensif apprentissage du réseau. Problème de portabilité (comportement du NN)

4.4 Conclusions

Dans ce chapitre nous avons présenté quelques méthodes d'analyse des eaux littorales par télédétection passive. Nous avons montré que les approches sont variées allant d'analyses qualitatives basées sur de simples rapports de bandes spectrales, jusqu'à des méthodes mathématiquement complexe d'optimisation. Nous avons en particulier présenté une méthode quasi opérationnelle (méthode dite en eaux claires), mais pour laquelle les hypothèses adoptées pour la simplification des processus physiques rendent son application délicate dans d'une complexité optique importante. Nous avons enfin discuté quelques méthodes d'inversion, qui pour certaines ont été utilisées pour l'étude de la qualité de l'eau dans les eaux du cas I ou les eaux du cas II pour lesquelles le fond ne contribue pas au signal mesuré.

Leur application au cas de modèles de réflectance en eaux turbides peu profondes a été développée dans cette thèse et fait l'objet des chapitres suivants. En particulier, le chapitre 5 présente les modèles et procédures d'inversion mises en œuvre. Nous présentons, de plus, une approche novatrice, dit « méthode inverse à données synthétiques », et dont l'objectif est la détermination simultanée des constituants optiquement actifs des environnements peu profond. Comme nous le verrons, cette méthode peut être qualifiée de semi-quantitative, et privilégie la robustesse et la portabilité de l'algorithme, *i.e.* algorithme n'exigeant pas une connaissance précise, *a priori*, sur l'environnement étudié pour délivrer des résultats acceptables.

Le chapitre 6 décrit l'intégration de ces modèles et méthodes dans un outil logiciel prototype. Le chapitre 7 expose quelques résultats concernant la robustesse et la sensibilité des méthodes développées dans une perspective opérationnelle.

- CHAPITRE 5 -

**MODELISATION DE LA REFLECTANCE MARINE
ET INVERSION DE LA COULEUR DE L'EAU EN
MILIEU PEU PROFOND**

5.1	Etalonnage instrumental	116
5.2	Prise en compte de l'atmosphère	117
5.3	Modélisation de l'interface air – mer	127
5.4	Modélisation de la réflectance marine.....	129
5.5	Inversion de la couleur de l'eau	138
5.6	Conclusions	144

- Chapitre 5 -

**MODELISATION DE LA REFLECTANCE MARINE ET
INVERSION DE LA COULEUR DE L'EAU EN MILIEU PEU
PROFOND**

*« The science of today is the technology
of tomorrow ».*

Edward Teller

Nous avons décrit précédemment les intérêts et les limitations des méthodes couramment employées en télédétection des eaux peu profondes. En particulier, nous avons évoqué les résultats et les perspectives particulières offertes par les méthodes inverses. A partir de ces constats et guidé par une perspective opérationnelle, deux nouvelles approches pour l'étude de l'environnement côtier sont proposées. Elles reposent sur l'utilisation de modèles de transfert radiatif dans le système océan-atmosphère et de schémas d'inversion afin de dériver les trois conditions environnementales qui nous intéressent (bathymétrie, qualité de la colonne d'eau et habitats benthiques), à partir de la signature électromagnétique des éléments du milieu.

Dériver des informations quantitatives sur la distribution spatiale des éléments du milieu contribuant aux processus optiques dans les eaux côtières par des techniques de télédétection, nécessite la compréhension et la modélisation du signal électromagnétique mesuré par le capteur utilisé. Si une demande importante a été exprimée par la communauté opérationnelle concernant des informations sur les milieux côtiers peu profonds, et si la télédétection, comme nous l'avons vu, a un fort potentiel pour répondre à ce besoin, l'état de l'art en ce domaine ne permet d'envisager pour le moment que des solutions relativement simples et impose le développement de méthodes basées sur de nombreuses hypothèses.

L'interprétation de la couleur de la mer dans les eaux côtières (exemple typique d'eaux du cas II) est rendue difficile par la complexité des milieux traversés par le rayonnement mesuré par un instrument d'observation de la Terre. Cette complexité provient principalement du nombre de substances participant aux processus de propagation (absorption, diffusion) du rayonnement dans l'atmosphère, à travers l'interface air-mer, dans la colonne d'eau et éventuellement au niveau du fond marin.

Dans ce travail, nous avons concentré notre effort sur la modélisation du transfert radiatif dans la colonne d'eau, incluant la prise en compte des interactions avec le fond, et l'inversion des ces modèles dans le cadre de l'analyse de données de télédétection. Nous nous plaçons

donc dans le cas général où des données de niveau 2 (selon la nomenclature usuelle concernant les données de télédétection) fiables sont fournies par le distributeur de données. Ces données sont en particulier des estimations de la luminance émergente normalisée, L_{wn} ou de la réflectance de télédétection hors eau, R_{rs} , dérivées du signal mesuré après prise en compte des effets atmosphériques et des processus de réflexion à l'interface. Les deux quantités ci-dessus sont reliées par une relation simple n'impliquant que l'éclairement solaire hors atmosphère : $L_{wn} = F_0 \cdot R_{rs}$.

Dans un simple souci pratique, nous avons cependant mis en œuvre une méthode de correction atmosphérique permettant de prendre en compte si nécessaire, les effets adjacents (effets d'environnement), qui sont potentiellement important dans les eaux à proximité des côtes (Santer & Schmechtig, 2000). En outre, nous proposons une méthode simple de prise en compte du transfert à travers l'interface air-mer.

Après un bref rappel sur les méthodes d'étalonnage instrumental, nous présentons de façon succincte la problématique des corrections atmosphériques, une méthode de correction atmosphérique particulière, mise en œuvre dans ce travail, et ses limites. Puis, nous discutons la solution retenue concernant la modélisation du transfert radiatif à travers l'interface air-mer. Nous présentons ensuite les modèles de réflectance des eaux peu profondes mis en œuvre, ainsi que quelques éléments de validation et d'évaluation de leurs performances. Enfin, deux méthodes d'inversion de la couleur de l'eau appliquées aux modèles développés sont proposées afin de dériver les paramètres du milieu (qualité de la colonne d'eau, bathymétrie et réflectance ou nature du fond).

5.1 Etalonnage instrumental

La première transformation appliquée aux données brutes (niveau 1A ou 1B selon la terminologie usuelle) est l'extraction de la données physique mesurée, i.e. luminance, de l'information numérique discrète enregistrée. Les informations d'étalonnage fournies avec les données se résument généralement en deux quantités, représentant respectivement le gain instrumental α , et le bruit de fond, β . La transformation des comptes numériques DN en luminance mesurée au niveau du capteur est alors donnée par

$$L_i = \alpha_i DN_i + \beta_i \quad (5.1)$$

où L représente la luminance spectrale dans la bande i ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$),

Pour le cas d'un capteur embarqué sur un satellite, on peut alors dériver la réflectance au sommet de l'atmosphère (TOA) en normalisant la luminance par les conditions d'éclairement :

$$\rho_i^{TOA} = \frac{\pi L_i d_s^2}{E_i^{TOA} \cos \theta_s} \quad (5.2)$$

où ρ_i^{TOA} est la réflectance hors atmosphère, E_i^{TOA} l'éclairement moyen au sommet de l'atmosphère dans la bande spectrale i ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\mu\text{m}^{-1}$), et θ_s l'angle zénithal solaire à l'heure et la latitude d'observation. La distance Terre-Soleil d_s varie au cours de l'année et peut être approchée au premier ordre par

$$d_s = 1 - e \cos[2\pi (D-3)/365] \quad (5.3)$$

où D est le jour Julien (jour dans l'année) et e est l'excentricité de l'orbite terrestre égale à 0,0167.

L'étalonnage absolu des mesures de télédétection est une source d'erreur incontournable. L'ordre de grandeur de l'erreur résiduel pour les données de la génération la plus récente de capteur de la couleur de la mer, e.g. MERIS, est estimé à 1 à 3 % sur les réflectance TOA (Ramon *et al.*, 1999).

5.2 Prise en compte de l'atmosphère

L'étape dite des corrections atmosphériques correspond à l'extraction du signal marin du signal total mesuré par le capteur. Comme nous l'avons indiqué précédemment, le signal émergent de la mer est généralement faible (inférieur à 0.1 en réflectance). La contribution de l'atmosphère peut dans certains cas dépasser 95 % du signal total reçu par le capteur. Toute analyse quantitative de la couleur de la mer nécessite donc une prise en compte précise des effets atmosphériques.

5.2.1 Aspects généraux

Les effets induits lors de la propagation du rayonnement solaire dans l'atmosphère sont dus à trois types de processus : absorption par les gaz (et éventuellement par les aérosols), diffusion par les molécules (diffusion de Rayleigh) dépendant fortement de la longueur d'onde et diffusion par les aérosols.

Dans le domaine spectral qui nous intéresse (400 – 800 nm), les phénomènes d'absorption concernent en particulier l'ozone (O_3) pour l'ensemble du domaine spectral, la vapeur d'eau (WV) dont l'impact est surtout important au-delà de 700 nm, et plus ponctuellement l'oxygène (O_2) avec notamment un pic d'absorption à 760 nm. La transmission gazeuse est généralement modélisée par l'utilisation de données climatologiques concernant la concentration et le profil vertical des différents gaz. Une incertitude de l'ordre de $\pm 10\%$ sur la quantité d'ozone est généralement supposée. Des bandes spectrales spécifiques sur les nouveaux capteurs, type MERIS, permettent d'estimation directement de la quantité de vapeur d'eau de d'oxygène, par des méthodes différentielles impliquant deux bandes spectrales. Une précision de l'ordre de 0,1 % sur la transmission par la vapeur d'eau devrait être atteinte avec MERIS (Santer *et al.*, 1999).

Les processus de diffusion sont généralement modélisés en découplant la diffusion par les molécules et par les aérosols, en supposant une structure verticale de l'atmosphère avec une couche de molécule au-dessus d'une couche d'aérosol. Cette simplification a été validée par des simulations avec des modèles utilisant les ordres successifs de diffusion. Un terme correcteur peut cependant être introduit comme nous l'avons discuté au chapitre 3.3.

La diffusion par les molécules dépend uniquement de la pression atmosphérique et de la longueur d'onde. L'erreur sur la transmission de Rayleigh est donc principalement due à une estimation erronée de la pression atmosphérique. Dans le cas de la télédétection de la mer, cette erreur est moindre car nous n'avons pas à prendre en compte des effets de variation de l'élévation du sol.

La modélisation de la diffusion par les aérosols, qui rentre dans le calcul de la luminance intrinsèque de l'atmosphère et des transmittances directes et diffuses, reste la plus délicate à cause de la grande variabilité spatio-temporelle de la concentration en aérosols et de la caractérisation de la nature de ceux-ci (indice de réfraction, distribution de taille). De nombreuses hypothèses sont nécessaires à l'estimation de l'épaisseur optique des aérosols. Nous en listons ici quelques-uns :

- La théorie de Mie ne s'applique qu'à des particules sphériques
- Les aérosols sont généralement supposés être limités à la zone 0 – 2 km. Ce qui permet d'envisager le découplage présenté ci-dessus
- Utilisation de modèle d'aérosol type (*e.g.* continental, urbain, maritime, désertique, etc.) qui sont caractérisés par le mélange de 1 à 3 types de composants de base (*e.g.* poussière, suie, hydrosol, cendre volcanique, etc.). On notera que certains modèles, tels que le modèle dit « Navy Maritime » permet de prendre en compte deux modèles d'aérosol, maritime et continental, en proportion variée.

- Une loi unique de distribution des tailles est utilisée pour un type d'atmosphère donné (généralement loi de puissance de Junge)

Si la concentration en aérosols présente de grandes variations spatiales, le type d'aérosols (distribution de taille) concerné varie beaucoup moins. Ceci permet d'envisager l'étalonnage des corrections atmosphériques pour un type d'aérosols, et de réduire la recherche des propriétés des aérosols à la détermination de la forme spectrale de l'épaisseur optique, $\tau_a(\lambda)$. La détermination de τ_a dans le proche infrarouge permet alors d'estimer la transmittance des aérosols aux longueurs d'onde plus courtes.

Gordon (1997) a montré que pour des aérosols non absorbants et une faible épaisseur optique ($< 0,1$), un algorithme basé sur l'approximation de diffusion unique est suffisant et conduit à une erreur de l'ordre de $\pm 0,002$ en réflectance à 443 nm. Pour des épaisseurs optiques plus grandes, les processus de diffusion multiple doivent être pris en compte.

Dekker (1993) a précisé que l'approche utilisée de façon opérationnelle pour le traitement des données de couleurs de l'océan (SeaWiFS, OCTS, OCM, etc.), basée sur la détermination de l'épaisseur optique des aérosols τ_a dans le PIR (785 – 870 nm) et son extrapolation au domaine visible, n'était pas satisfaisante pour le traitement des données hyperspectrales car la précision de l'extrapolation de τ_a au domaine visible n'est pas toujours suffisante pour des bandes spectrales étroites (approx. 10 nm). Cette source d'erreur est considérée comme la plus importante dans la procédure de corrections atmosphériques des données MERIS, pour les eaux du cas I (Antoine & Morel, 1997).

Dans le domaine côtier, nous nous trouvons confronté à des atmosphères complexes et variables, notamment à cause des influences des types d'aérosols d'origine diverses, *e.g.* maritimes et continental, voire urbaines. De plus, la présence de sédiment en suspension entraîne une augmentation de la luminance émergente dans le proche infrarouge, rendant inapplicable l'hypothèse usuelle de réflectance marine nulle au-delà de 750 nm. Un état de l'art sur le sujet pourra être consulté dans Moore *et al.* (1999).

Enfin, Yang & Gordon (1997) ont montré que la prise en compte de l'anisotropie des luminances émergente entraînait des estimations de la transmittance diffuse sur le parcours mer – capteur divergeant de l'ordre de 5 % avec les estimations sans prise en compte des effets directionnels. Dans les milieux côtiers peu profonds, les effets directionnels sont potentiellement importants, en particulier pour des grandes influences de la réflexion sur le fond. Ces effets sont certainement moindres dans le cas d'eaux turbides, lorsque le coefficient de rétrodiffusion augmente entraînant un régime de diffusion multiple ayant tendance à rendre la distribution des luminances plus isotrope. Cependant, les effets directionnels restent très

dépendants de la variation de l'angle zénithal solaire, et présente une influence bien plus prononcée pour de larges angles zénithaux. Ces aspects sont encore peu, sinon pas, documentés pour le cas de milieux turbides et peu profonds.

De nombreuses approches aux problèmes des corrections atmosphériques peuvent être envisagées. Dans le cadre du développement d'un outil logiciel prototype pour l'étude des eaux côtières peu profondes, nous proposons, en particulier, une méthode reposant sur la simulation du transfert radiatif dans l'atmosphère par le modèle MODTRAN, et une tentative de prise en compte des effets d'environnement par la méthode proposée par de-Haan & Kokke (1996). Cette approche permet de traiter les données multispectrales et hyperspectrales provenant de capteurs embarqués sur avions ou satellites.

5.2.2 Méthode de de-Haan & Kokke

5.2.2.1 Estimations des paramètres atmosphériques par MODTRAN

Les termes de luminance (réflectance) intrinsèque de l'atmosphère, et de transmittance directe et diffuse sur les parcours TOA-mer et mer-capteur sont calculés par MODTRAN moyennant la connaissance des conditions atmosphériques au moment de prise de vue, *i.e.* type d'aérosol prédominant (modèle d'aérosol), pression atmosphérique, humidité relative, etc..

Le choix du modèle d'aérosol est alors une étape délicate du processus de correction. Les Figure 5.1 et Figure 5.2 illustrent les variations de la contribution de l'atmosphère au signal total mesuré pour deux types d'aérosol (urbain et mélange d'aérosol d'origine maritime et continentale en proportion variée). Une variation d'un facteur deux de la luminance intrinsèque de l'atmosphère est mise en évidence en fonction du modèle sélectionné. Cet écart est encore plus important lorsque le paramètre de visibilité varie entre 5 et 15 km. On observe alors des variations pouvant aller jusqu'à un facteur cinq à 500 nm et pour un angle de visée de 45°.

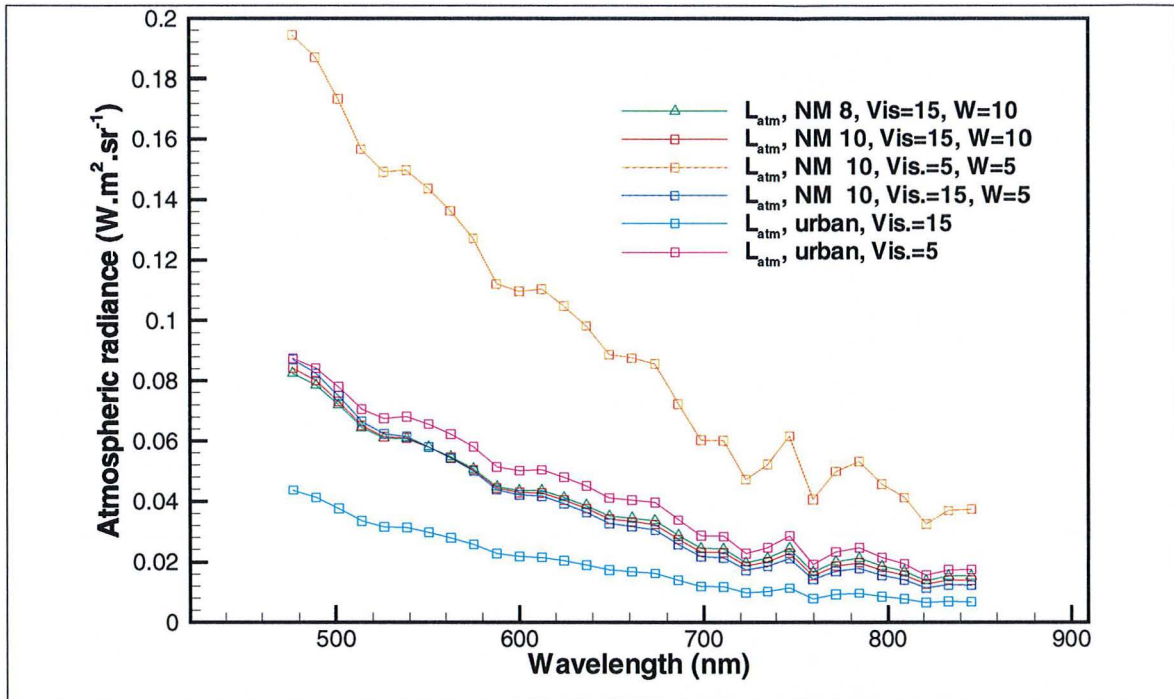


Figure 5.1 Luminance atmosphérique calculée par MODTRAN en mode diffusion multiple pour différentes conditions initiales. Le capteur vise à 45° et la réflectance apparente du sol égale 0. Deux valeurs de visibilité (Vis.) 5 ou 15 km. Et deux modèles d'aérosol : urbain ou Navy maritime (NM). Le label NM 10 correspond à une atmosphère dominée par les aérosols d'origine continentale. NM8 correspond à une atmosphère pour laquelle la fraction d'aérosol maritime est plus importante. Dans tous les cas une atmosphère type été aux latitudes moyennes est utilisée.

La Figure 5.3 montre les variations de la variation de l'angle de visée sur les deux paramètres rentrant dans le processus de correction atmosphérique, *i.e.* la luminance intrinsèque et la transmittance atmosphérique. De nouveau, un facteur 2 est observé entre les simulations pour des angles de visée égales à 0° et 45° . Ce résultat montre l'importance de la prise en compte des variations de la longueur du transit dans l'atmosphère pour des capteur à large FOV.

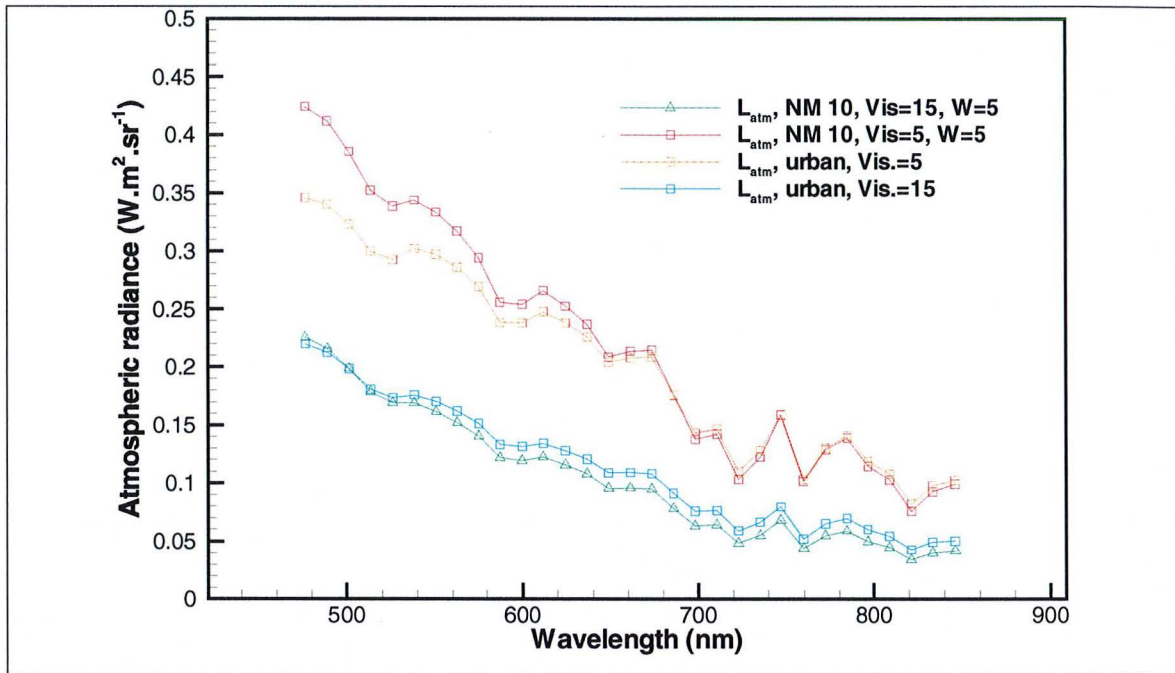


Figure 5.2 Luminance atmosphérique calculée par MODTRAN en mode diffusion multiple pour différentes conditions initiales. Le capteur vise à 45° . La réflectance apparente du sol égale 1. Deux valeurs de visibilité (Vis.) 5 ou 15 km. Et deux modèles d'aérosol : urbain ou Navy maritime (NM). Le label NM 10 correspond à une atmosphère dominée par les aérosols d'origine continentale. NM8 correspond à une atmosphère pour laquelle la fraction d'aérosol maritime est plus importante. Dans tous les cas une atmosphère type été au latitude moyenne est utilisée.

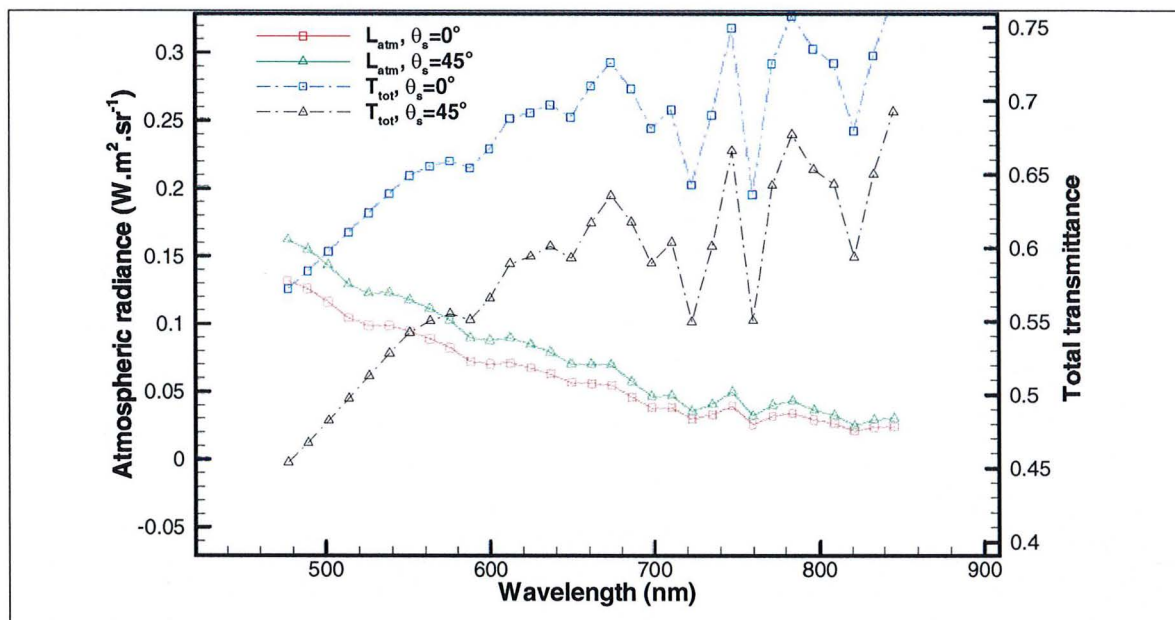


Figure 5.3 Luminance atmosphérique et transmittance totale calculée par MODTRAN en mode diffusion multiple pour un capteur visant à 0° ou 45° . La réflectance apparente du sol égale 0,5. La visibilité est 15 km. Le modèle d'aérosol Navy Maritime est utilisé en configuration d'influence continentale maximale. Dans tous les cas une atmosphère type été aux latitudes moyennes est utilisée.

Les paramètres atmosphériques nécessaires au calcul du transfert radiatif (concentrations en ozone et contenu en vapeur d'eau, pression atmosphérique, température) doivent être fournis par des sources autres que les données auxiliaires de l'image, par exemple les jeux de données NVAP et TOMS, qui bien que relativement peu dense et peu précis, représentent l'une des meilleures bases disponibles pour l'estimation des concentrations d'ozone et vapeur d'eau disponible. En outre, on peut noter l'existence de plusieurs projets internationaux concernant l'acquisition d'estimations plus fiables des aérosols et du contenu de la colonne d'air en vapeur d'eau (*e.g.* l'effort commun AERONET - *Aerosol Robotic NETWORK* – par la NASA, le CNES et le CNRS).

5.2.2.2 *Prise en compte des effets adjacents*

De-Haan & Kokke (1996) ont proposé une méthode pour l'estimation de la réflectance apparente de la surface de la mer, incluant la fraction émergente et la fraction réfléchie à la surface, à partir de données de la couleur de la mer

$$R_{app} = \frac{L_{rs} - L_{atm} + (L_{rs} - L_{rs,e}) t_{diff}(\theta_v) / T(\theta_v)}{\cos \theta_s T_{tot}(\theta_s) \cdot T_{tot}(\theta_v) F_0 + s^* \cdot (L_{rs,e} - L_{atm})} \quad (5.4)$$

où L_{rs} est la luminance mesurée par le capteur, L_{atm} est la luminance de l'atmosphère, $L_{rs,e}$ la luminance due à l'environnement immédiat du pixel (effet adjacent). $T_{tot}(\theta_v)$, $T(\theta_v)$ et $t_{diff}(\theta_v)$ sont respectivement la transmittance totale, direct et diffuse pour le parcours entre la surface de la mer et le capteur. $T_{tot}(\theta_s)$ est le transmittance totale entre le sommet de l'atmosphère et la surface de la mer. F_0 est l'éclairement solaire hors atmosphère, corrigé de la variation de distance Terre-Soleil, et s^* est l'albédo sphérique de l'atmosphère. La transmittance direct sur le parcours ascendant est décrite par un formalisme permettant de prendre en compte un capteur à une altitude quelconque.

$$T(\theta_v) = \exp[-(b - \tau) / \cos(\theta_v)] \quad (5.5)$$

b est l'épaisseur optique totale pour le trajet allant de la surface au sommet de l'atmosphère, et τ est l'épaisseur optique dans l'atmosphère et qui prend des valeurs entre 0 et b . Le terme $(b - \tau)$ permet donc de prendre en compte l'altitude de l'avion pour un capteur aéroporté.

Une façon pratique d'estimer $L_{rs,e}$ est de calculer la moyenne mobile de l'image L_{rs} à l'aide d'un filtre passe-bas de taille *ad hoc*. La taille du filtre doit être choisi a priori en prenant en

compte l'étendue supposées des effets d'environnement et la résolution spatiale de l'instrument.

Pour des raisons pratiques liées aux sorties standard de MODTRAN, les paramètres de l'équation sont scindés en cinq termes

$C_1 = -L_{atm}$	$C_4 = \cos \theta_s T_{tot}(\theta_v) T_{tot}(\theta_s) F_0 - s^* L_{atm}$
$C_2 = 1 + t_{dij}(\theta_v)/T(\theta_v) \cdot$	$C_5 = s^*$
$C_3 = 1 - C_2$	

Alors l'équation (5.5) peut être réécrite :

$$R_{0+} = \frac{C_1 + C_2 \cdot L_{rs} + C_3 \cdot L_{rs,e}}{C_4 + C_5 \cdot L_{rs,e}} \quad (5.6)$$

Afin d'estimer les cinq termes $C_1 - C_5$, MODTRAN doit être exécuté pour trois valeurs d'albédo de surface A , différents, e.g. 0,0, 0,5 et 1,0.

Les coefficients $C_1 - C_5$ sont alors calculés comme suit (en suivant la nomenclature MODTRAN)

$$C_1 = -L_{path}(A = 0) \quad (5.7)$$

$$C_2 = 1 + \frac{L_{path}(A = 0,5) - L_{path}(A = 0)}{L_{ground}(A = 0,5)} \quad (5.8)$$

$$C_3 = 1 - C_2 \quad (5.9)$$

$$C_4 = (1 - C_5) \{L_{ground}(A = 1,0) + L_{path}(A = 1,0) - L_{path}(A = 0,0)\} - C_5 L_{path}(A = 0,0) \quad (5.10)$$

$$C_5 = \frac{2 L_{ground}(A = 0,5) - L_{ground}(A = 1,0)}{L_{ground}(A = 0,5) - L_{ground}(A = 1,0)} \quad (5.11)$$

Le programme lit les données nécessaires à MODTRAN dans le fichier de données auxiliaires. Les données sont converties en « données MODTRAN » si nécessaire, et le fichier *tape 5* d'initialisation de MODTRAN est généré automatiquement.

MODTRAN devrait normalement être exécuté pour chaque pixel d'une ligne d'image afin de tenir compte des variations de géométrie de visée. Ces variations peuvent être très importantes comme par exemple dans le cas du capteur hyperspectral GER de première génération ayant un champ de 90° . Les variations d'angle de visée entre le Nadir et le bord d'image sont alors liées à des variations significatives de la longueur du chemin parcourue par le rayonnement incident dans l'atmosphère. Cependant, afin de réduire les temps de calcul, MODTRAN n'est exécuté que pour un nombre réduit de colonnes dans l'image. Le choix de la fréquence d'échantillonnage est laissé à la discrétion de l'utilisateur qui peut ainsi choisir entre rapidité et précision de calcul.

La Figure 5.4 montre les quantité L_{rs} , L_{atm} et $L_{surface} = L_{rs,e} + L_{0+}$ calculées par MODTRAN pour une réflectance de surface de $R_{0+} = 0,10$.

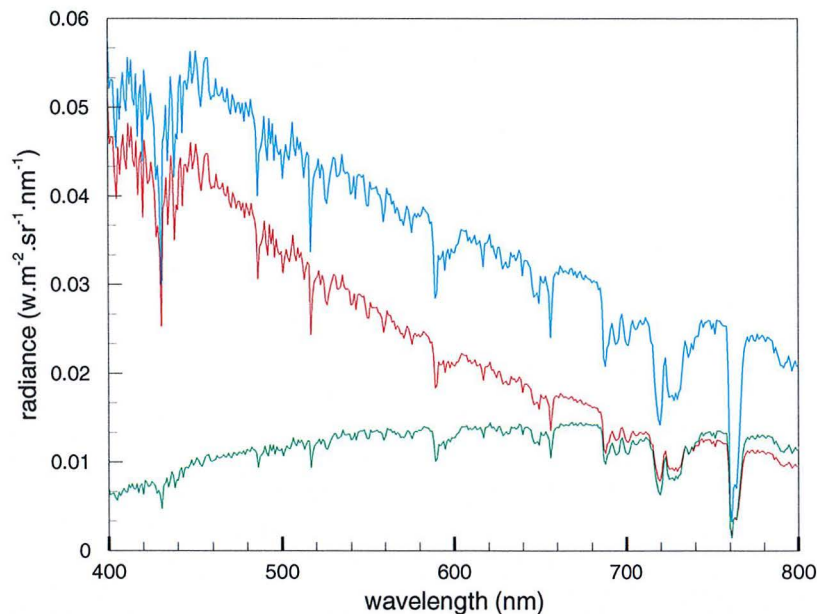


Figure 5.4 Luminance mesurée simulée L_{rs} et ses composants $L_{surface}$ et L_{atm} , calculé par MODTRAN-3.5 (en mode LOWTRAN), pour une surface spectralement uniforme de réflectance 0,10. Le capteur est placé à 6 km d'altitude et pointe au nadir. L'angle zénithal solaire est 45° . La visibilité horizontale est choisie égale à 10 km. Le modèle d'atmosphère d'été pour les latitudes moyennes et avec présence d'aérosols de type urbains a été utilisé pour cette simulation.

L'exécution de MODTRAN est suivie du calcul des facteurs de correction ($C_1 - C_5$) qui sont appliqués pour l'échantillon d'angles de visée défini précédemment. La correction pour les autres pixels d'une ligne est calculée par interpolation.

Le traitement réalisé dans le cas d'une image GER 31 bandes spectrales et pour 32 angles de visée prend environ 20 min. sur une station Sun Ultra Sparc.

La Figure 5.5 montre les facteurs correctifs $C_1 - C_5$ dérivés des calculs MODTRAN pour les mêmes conditions atmosphériques que Figure 5.4.

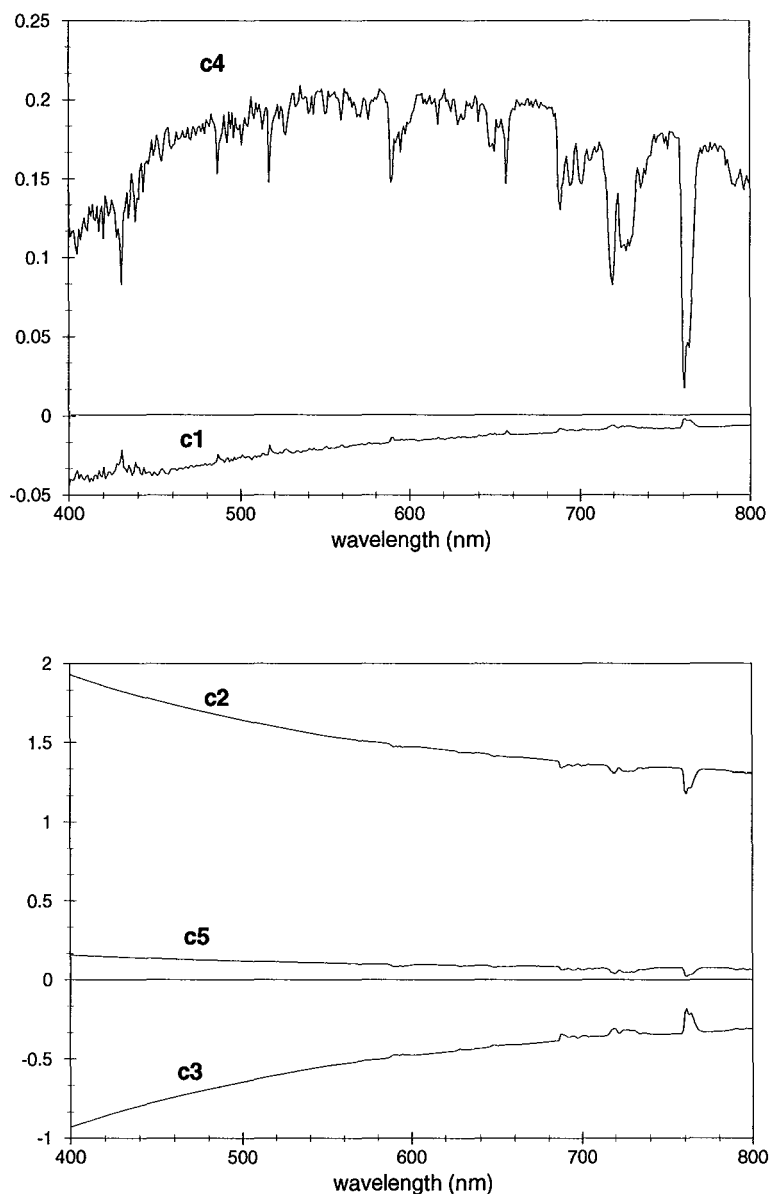


Figure 5.5 Spectre de correction atmosphérique $C_1 - C_5$ pour des conditions atmosphériques identiques à celles sélectionnées en Figure 5.4

5.2.2.3 Limitations et perspectives de développement

Les aspects critiques sont d'une part la sensibilité à la variation spatiale des constituants atmosphériques, celle-ci étant généralement inconnue, et le choix du modèle d'aérosol et de la visibilité. D'autre part, les hypothèses posées afin d'extraire de l'image elle-même, les informations permettant la prise en compte notamment les effets d'environnement. Le choix

de la taille de la fenêtre de lissage permettant d'obtenir $L_{rs,e}$ est généralement laissé à la discrétion de l'opérateur et est donc hautement subjectif.

La méthode présentée un intérêt certain par son potentiel d'application aux données multispectrales et hyperspectrales. Cependant, une utilisation opérationnelle nécessiterait la mise en œuvre d'une procédure itérative permettant de choisir de façon optimale le meilleur modèle d'aérosol. De part les caractéristiques des milieux côtiers, on ne peut pas espérer que l'atmosphère réelle peut être modéliser par un seul type d'aérosol. Une approche de type SeaWiFS serait alors peut être à considérer, *i.e.* les deux meilleurs candidats-modèle sont retenus et une interpolation est effectuée pour générer un pseudo nouveau modèles d'aérosol.

5.3 Modélisation de l'interface air – mer

5.3.1 Prise en compte de l'état de surface

La prise en compte de l'état de surface de la mer forcée par le vent dans les processus de réflexion et de diffusion du rayonnement incident est inspirée du formalisme de Gregg & Carder (1990).

La réflectance à la surface de la mer peut être scindée en deux composantes correspondant respectivement aux contributions du rayonnement incident direct ρ_d , et du rayonnement incident diffus ρ_s . De plus chacune de ces composantes peut être exprimée comme la somme de la réflectance spéculaire et de la réflectance due à l'écume.

$$\rho_d = \rho_{dir} + \rho_f \quad (5.12)$$

$$\rho_s = \rho_{diff} + \rho_f \quad (5.13)$$

Comme nous l'avons vu au chapitre 3, la réflectance de l'écume est fonction de la rugosité de la surface, laquelle est reliée à la vitesse du vent (Koepke, 1984). Dans SWIM, nous utilisons une formulation plus complète que celle présentée au chapitre 3.3.4.

$$\rho_f = 0 \quad \text{pour } W \leq 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \quad (5.14)$$

$$\rho_f = 1,637 \cdot 10^{-5} W^2 + 4,118 \cdot 10^{-5} W - 4,0 \cdot 10^{-4} \quad (5.15)$$

pour $4 \leq W \leq 7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

$$\rho_f = 2,642 \cdot 10^{-2} W^2 + 3,51 \cdot 10^{-3} W^3 \quad (5.16)$$

pour $W > 7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

Cette formulation donne des résultats très proche des données mesurées par Koepke. Elle offre de plus l'intérêt de présenter une signification physique puisque les coefficients des relations (5.15) et (5.16) sont issus de la modélisation du forçage par le vent.

Pour une mer calme, la réflectance spéculaire pour le rayonnement incident direct ρ_{dir} , est calculée de façon classique par la loi de Fresnel. Lorsque $W > 2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ et $\theta_s > 40^\circ$, une formulation empirique est utilisée, dérivée de (Austin, 1974)

$$\rho_{dir} = 0,0253 e^{b(\theta-40)} \quad (5.17)$$

où $b = -7,14 \cdot 10^{-4} W + 0,0618$

L'approche statistique classique basée sur les travaux de Cox & Munk (1954 ; 1955) n'a pas été choisie ici car sa validité dans les eaux peu profondes est limitée. En effet, le modèle de Cox & Munk n'est valide que pour une vitesse de vent inférieure à $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ et pour une mer profonde. Dans la zone littorale, la description de la géométrie de l'état de surface nécessite une modélisation des processus hydrodynamiques, prenant en compte les modifications de la houle par frottement sur le fond et la génération de vagues déferlantes.

Le couplage d'un modèle hydrodynamique côtier à notre modèle de transfert radiatif pourrait permettre une amélioration globale de la paramétrisation du modèle.

5.3.2 Transmission à travers l'interface

Un modèle simple est employé, dérivé de l'équation (3.37), dans laquelle nous posons $\xi = 0,518$ et $\Gamma = 1,562$.

$$R_{rs} = \frac{0,518 r_{rs}}{1 - 1,562 r_{rs}} \quad (5.18)$$

La valeur de ξ inclut les facteurs de transmission au travers de l'interface dans les sens air-mer et mer-air, ainsi que les effets de réfraction. Elle est cohérente avec les valeurs proposées

par Gordon *et al.* (1988). Rappelons que Γ est le produit de l'albédo sphérique de l'eau, incluant la réflexion interne totale, approximativement égal à 0,48 (Lyzenga, 1977) et du facteur Q , qui représente l'anisotropie du champ de lumière sous la surface. Ainsi Q prend une valeur proche de 3,25, ce qui correspond à une légère anisotropie, mais est loin de la valeur de 4,5 couramment employée pour les eaux du cas I. Ceci est cohérent avec le fait que nous étudions des milieux potentiellement très turbides, dans lesquels un champ radiatif entièrement diffus peut être observé.

5.4 Modélisation de la réflectance marine

5.4.1 Introduction à Hydrolight

Mobley (1994) a développé et validé un modèle direct du transfert radiatif qui reflète exactement le rapport entre les constituants qui composent la masse d'eau et les valeurs de luminance spectrales résultantes (le problème direct). Le modèle utilise l'équation du transfert radiatif (RTE) en tant que modèle mathématique. Le RTE est une équation intégral-différentielle. Qui est fonction des propriétés d'absorption et de diffusion de la colonne d'eau qui sont elles-mêmes fonctions des constituants naturels de colonnes de l'eau (chlorophylle, sédiments en suspension, etc.). Le RTE est résolu par un certain nombre de moyens analytiques et numériques traditionnels (Mobley, 1994). Mobley stipule que « le problème direct de calcul des luminances pour des constituants connus peut être considéré comme résolu ». D'autres investigateurs ont également développé des méthodes résolvant le problème direct par la méthode de Monte Carlo (Gordon *et al.*, 1975 ; Kirk, 1981a ; Kirk, 1981b), ou par implémentation du modèle des deux flux (Preisendorfer, 1965 ; Doerffer, 1980 ; Mobley, 1989 ; Schiller & Doerffer, 1993)

HYDROLIGHT© (Mobley, 1994) est actuellement la référence de fait parmi les modèles directs de transfert radiatif dans l'océan. Le modèle de Mobley détermine les valeurs de luminance à partir du champ de lumière ascendant dans l'eau, en fonction des IOPs. Les IOPs, *i.e.* absorption, diffusion, indice de réfraction, etc., sont les variables indépendantes du modèle radiatif de transfert. HYDROLIGHT résout le RTE par tracé de rayon (méthode de Monte Carlo) pour l'interface, et par intégration numérique après réduction de l'équation intégral-différentielle du RTE en un système d'équations différentielles quadratiques non linéaires, dites équation de Riccati (invariant imbedding method).

HYDROLIGHT a été utilisé dans notre étude afin de produire des bases de données pour la méthode inverse à données synthétiques, et pour étudier avec précision le transfert radiatif

dans les eaux peu profondes et très turbides. Bien que ces valeurs soient synthétiques le modèle de Mobley a été intensivement validé par comparaison à des résultats *in situ* et d'autres types de modèles (Mobley *et al.*, 1993 et 1994). Pour cette dernière raison, HYDROLIGHT est également utilisé comme modèle de référence servant à la validation des différents modèles simplifiés développés dans ce travail.

Le modèle HYDROLIGHT (Mobley, 1994) n'est pas intégré en tant que tel dans le logiciel prototype que nous décrivons au chapitre suivant. Il est cependant un outil recommandé pour la simulation des conditions optiques en milieu marin. Son application aux environnements littoraux, et en particulier aux eaux du cas II, a nécessité quelques modifications de notre part, dont les aspects majeurs sont présentés dans l'article en Annexe B.

La choix de ce modèle plutôt que des modèles basés sur la méthode de Monte Carlo a été guidé par plusieurs considérations :

- (1) HYDROLIGHT a été utilisé par de nombreux chercheurs et dans le cadre de nombreuses applications. Il a, par conséquent, été validé de façon approfondie.
- (2) Il est bien plus rapide que les simulations de Monte Carlo lors de traitement de problèmes relatifs à la luminance ascendante. De plus HYDROLIGHT calcule toutes les luminances avec la même précision, alors que les luminances ascendantes contiennent un bruit statistique important lorsque simulées par méthode de Monte Carlo, à cause du nombre limité de photons rétrodiffusés. HYDROLIGHT ne présente aucun bruit statistique résultant de la résolution de l'équation du transfert radiatif.
- (3) Le modèle intègre la physique nécessaire à des simulations dans des cas réalistes (effet du vent sur la surface, profondeur infinie ou limitée par un fond, dépendance spectrales des IOPs, tous les ordres de diffusion multiples dans la colonne d'eau et entre la surface et le fond, processus de diffusion inélastique, etc.).

Le fait que nous nous intéressions à des milieux potentiellement très absorbants et/ou très diffusants renforcent ce choix. Simuler de tels environnements optiques par la méthode de Monte Carlo exige d'un énorme nombre initial de photons (particulièrement pour le cas de milieux fortement absorbants) afin de préserver une précision statistique satisfaisante lors du calcul des quantités radiométriques (éclairage, luminance et réflectance) pour les chemins ascendant et descendant (Mobley *et al.*, 1993).

Une description de HYDROLIGHT© serait ici fastidieuse. Pour une description détaillée du code, le lecteur pourra se référer à Mobley (1994) et à Mobley *et al.* (1993) pour une étude comparative avec d'autres modèles existants.

5.4.2 SWRM et modèles dérivés

5.4.2.1 Description générale

Les modèles SWRM présentés au chapitre 3 (équations (3.58) à (3.60)) et dont un exemple d'utilisation a été détaillé en section 4.2 est un bon candidat pour la simulation des propriétés optiques apparentes des eaux peu profondes.

L'avantage principal du formalisme adopté pour le SWRM, qui basé sur les AOPs, est qu'il présente un fort potentiel, à travers des méthodes de résolution adéquates (cf. section 5.5), pour délivrer des informations robustes et générales sur le milieu étudié. Cependant, la simplicité du modèle se fait au dépend de la prise en compte de certains processus, tels que la diffusion inélastique (diffusion inélastique et en particulier la fluorescence par la chlorophylle et les substances jaunes), qui peuvent se révéler non négligeables dans les eaux littorales (Pozdnyakov *et al.*, 2000).

De plus, cette formulation n'est pas appropriée pour la détermination des paramètres de qualité de l'eau tels que les concentrations des principaux constituants de la colonne d'eau (chlorophylle, matière en suspension et substances jaunes). Hormis la bathymétrie Z , la résolution du système ne donne accès qu'à des paramètres généraux et dépendants de la longueur d'onde (réflectances, coefficient d'atténuation diffuse) qu'il convient encore de corrélérer avec la réalité ambiante au travers de modèles biogéo-optiques. Une approche analytique ou semi-analytique permet de résoudre ce dernier problème.

5.4.2.2 Validation et performances

Le modèle a été validé par comparaison à des simulations par méthode de Monte Carlo (Maritorea *et al.*, 1994) pour des eaux claires, et par comparaison avec des simulations réalisées avec le modèle HYDROLIGHT[©] pour des milieux turbides (Durand & Cauneau, 1997). Nous donnons ici un court résumé des conditions de validation du modèle pour les eaux turbides. Le lecteur intéressé se reportera à l'Annexe B pour une analyse détaillée.

La modèle HYDROLIGHT est pris comme modèle de référence. La validation a été effectuée pour un ensemble de conditions environnementales que nous détaillons ci-après :

- Le fond marin (supposé Lambertien) est soit une couche limite indépendante de la longueur d'onde, prenant la valeur $R_b = 0$ ou $R_b = 1$, soit un fond sableux (la signature spectrale est une moyenne de divers spectres de réflectances de sable mesurés pendant la campagne EISAC'89), soit encore une couverture d'algues vertes (*Ulva rigida*) d'après Tassan (1992).
- Le coefficient d'absorption total a prend les valeurs 1,0 ou 5,0 m^{-1} .

- Le coefficient de diffusion total b est pris dans l'intervalle 1,0 à 10. m^{-1} , correspondant à $\omega_0 \in [0,16; 0,91]$ (ω_0 est l'albedo en régime de diffusion unique, défini comme b/c) et à $b/a \in [0,2; 10,0]$.
- L'indicatrice de diffusion est celle de Petzold (1972) pour les eaux turbides portuaires de San Diego. Cette fonction est connue pour être applicable à la plupart des eaux naturelles ayant une turbidité élevée (Kirk, 1994).
- L'atmosphère est supposée transparente, *i.e.* aucune atmosphère, aucun nuage, et l'angle zénithal solaire prend les valeurs 0° ou 60° .
- On suppose que la surface de la mer est plate (pas de vent). Ce qui correspond à la situation où la source lumineuse est placée juste au-dessus de la surface de mer à l'angle 0° ou 60° .
- Différentes profondeurs du fond sont simulées : 0,5, 1, 2, 4, 6, 8 ou 12 m

En outre, trois autres séries de simulations ont été exécutées pour simuler des cas moyens: La concentration en chlorophylle a , CHL est égale choisi à 5,0 $mg.m^{-3}$; la concentration de particules, SM, est fixée à 10,0 $mg.l^{-1}$; la concentration des substances jaunes est estimée par $a_y(440)$ et égale 1,0 m^{-1} . On suppose que les concentrations en chlorophylle et en particules sont indépendantes de la profondeur.

La Figure 5.6 présente les résultats généraux de comparaison des valeurs de réflectance de volume calculées par HYDROLIGHT et par le modèle SWRM, toutes simulations confondues. Chaque symbole représente une combinaison particulière de type de fond, de profondeur, et d'albedo de l'eau. Une bonne adéquation est observée. Une erreur RMS de 7 % est obtenue.

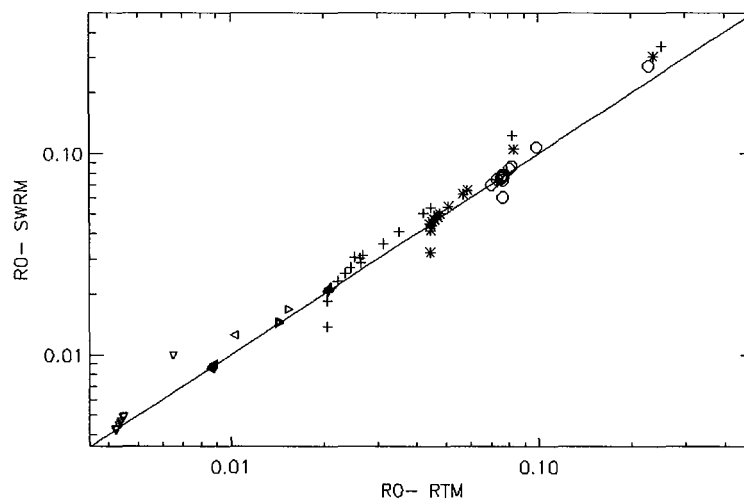


Figure 5.6 Comparaison des valeurs de réflectances de volume calculées par le modèle SWRM (ordonnées) et par HYDROLIGHT (abscisse).

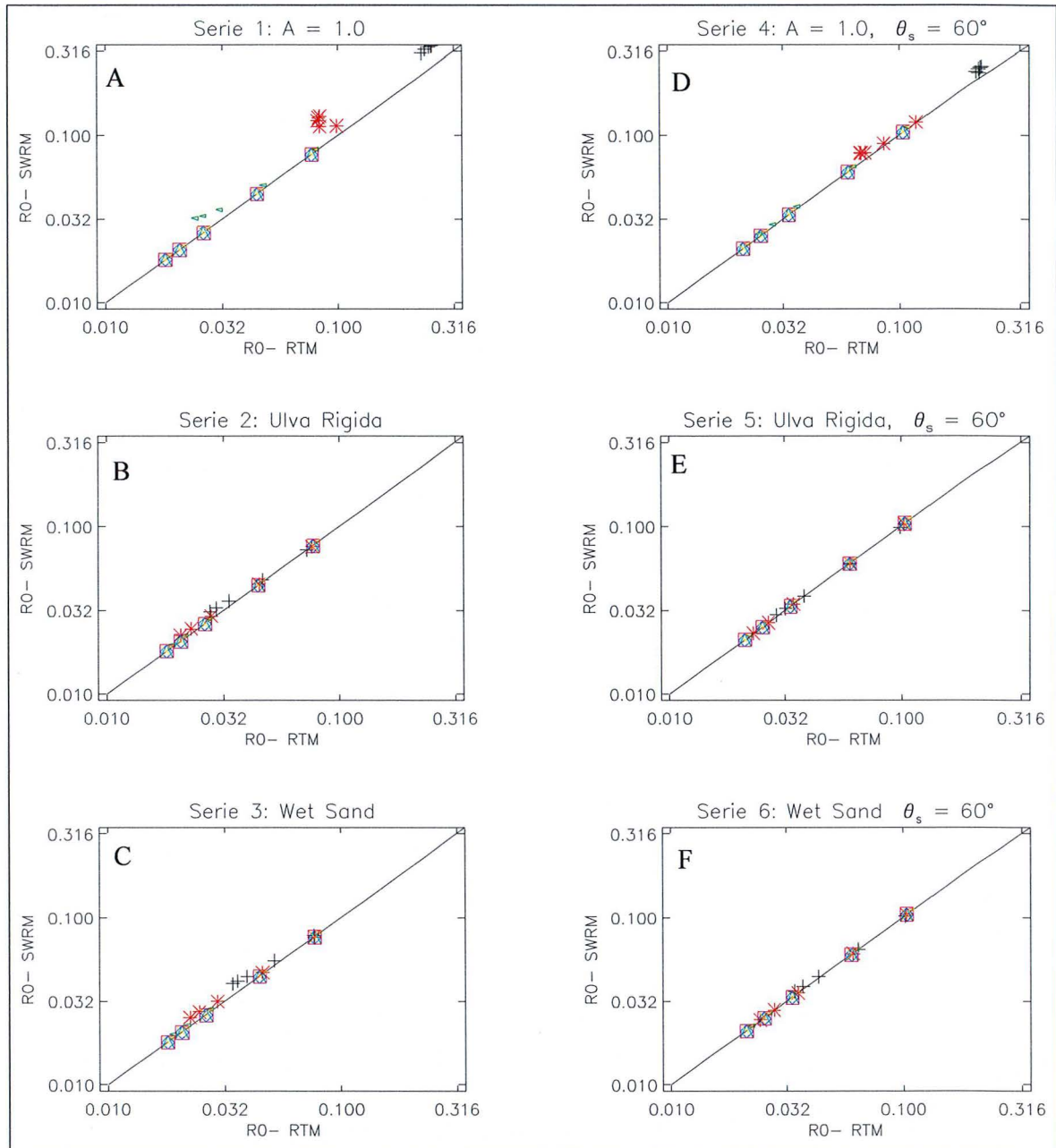


Figure 5.7 Comparaison des valeurs de réflectances de volume calculées par le modèle SWRM (ordonnées) et par HYDROLIGHT (abscisse). $\theta_s = 0^\circ$ pour les graphes A, B et C, et $\theta_s = 60^\circ$ pour les graphes D, E et F. La réflectance du fond est soit spectralement homogène et égale à 1 (A et D), soit le spectre de réflectance de l'algue verte *Ulva rigida* (B, E), soit le spectre de réflectance d'un sable gris (C, F).

De meilleurs résultats sont obtenus pour un angle zénithal solaire de 60° que dans le cas d'un soleil au zénith (Figure 5.7). La déviation maximale est observée pour un fond de réflectance homogène du point de vue spectral, et égale à 1. Le SWRM tend à surestimer R_0 quand $(R_b - R_\infty) > 0$, et à sous-estimer quand le R_b est plus petit que R_∞ .

5.4.2.3 Principales limitations

Ce modèle repose sur de nombreuses hypothèses pouvant s'avérer irréalistes en milieu littoral, telles que :

- L'éclairement diffus incident à la surface est négligé.
- L'approximation de diffusion unique étant au cœur du modèle, la réflectance de volume totale est exprimée, comme la somme des contributions dues au fond et à la colonne d'eau. Dans des eaux littorales turbides, il paraît difficilement envisageable que cette approximation soit toujours satisfaite. En régime de diffusion multiple, un terme de couplage entre les deux contributions devrait être introduit.
- Les processus de diffusion inélastiques (et notamment la fluorescence) sont négligés.
- Les processus de réflexion par le fond sont supposés Lambertien. Si cette hypothèse est de moindre importance dans le cas d'un rayonnement complètement diffus incident sur le fond, il n'en est pas de même dans l'hypothèse, comme formulée dans le modèle SA, d'un rayonnement direct (Ackleson & Klemas, 1986). Une première approche pour lever cette hypothèse est de considérer deux termes : un terme de réflexion Lambertienne et un de réflexion spéculaire. Cependant seule l'évaluation de la fonction de réflexion bidirectionnelle (BRDF) de divers types de substrat permettra une modélisation satisfaisante des interactions à l'interface mer-substrat.
- Les effets bidirectionnels de l'eau ne sont pris en compte que par le facteur Q, décrivant l'anisotropie du champ de luminances ascendantes.

5.4.3 Un modèle semi-analytique de réflectance en eaux peu profondes

5.4.3.1 Description générale

Se basant sur des simulations du transfert radiatif, Lee *et al.* (1998) ont développé un modèle semi-analytique, dénommé ci-après le « modèle SA », dérivé du SWRM. L'approche choisie est basée d'une part sur le développement des coefficients d'atténuation diffuse en fonctions du rapport $b_b/(a + b_b)$, aussi appelé le paramètre de Gordon, et d'autre part sur l'ajout de termes d'erreur permettant de dépasser les limitations du modèle SWRM dues à l'hypothèse de diffusion unique ou quasi-unique.

Le modèle SA est basé sur l'hypothèse QSSA qui approche le signal sous la surface par la somme des contributions de la colonne d'eau (indice C) et du fond (indice B). La quantité fondamentale utilisée est la réflectance de télédétection et non la réflectance de volume comme dans le SWRM. En outre, le modèle s'appuie sur le formalisme employé par Kirk

(1984) pour la paramétrisation des coefficients d'atténuation diffuse en fonction de la forme de l'indicatrice de diffusion (Eq. 3.40).

$$r_{rs} = r_{rs}^C + r_{rs}^B \quad (5.19)$$

Les deux contributions sont alors développées en fonction des coefficients d'absorption a et de rétrodiffusion b_b , aboutissant après un peu de calcul algébrique à

$$r_{rs} \approx r_{rs}^{dw} \left[1 - \exp\left(-\left(D_d + D_u^C\right)\alpha H\right) \right] + \frac{1}{\pi} \rho \exp\left(-\left(D_d + D_u^B\right)\alpha H\right) \quad (5.20)$$

Où H est la profondeur du fond, ρ est l'albédo du fond et $\alpha = a + b_b$. $r_{rs}^{dw} = (0,084 + 0,170u)u$, où $u = b_b / (a + b_b)$, est la réflectance de télédétection pour des eaux profondes du point de vue optique.

b_b et a sont exprimés sous forme de la somme des contributions des composants de la colonne d'eau : $b_b = b_{bw} + b_{bp}$, et $a = a_w + a_{chl} + a_y$.

Les indices w , chl , p et y représentent respectivement l'eau, la chlorophylle, les particules et les substances jaunes.

Les spectres d'absorption et de rétrodiffusion de l'«eau pure» sont respectivement tirés de Pope & Fry (1997) et de Morel (1974).

$D_d \alpha = K_d$ est le coefficient d'atténuation diffuse pour l'éclairement descendant, pris en moyenne le long de la verticale. D_d est approché par $1/\cos\theta_w$, où θ_w est l'angle zénithal solaire dans l'eau, après réfraction à l'interface. Une telle paramétrisation ne permet donc de prendre en compte que l'éclairement solaire direct, et suppose que la surface de la mer est plate.

$D_u^C \alpha = \kappa_w$ est le coefficient d'atténuation diffuse pour l'éclairement ascendant, pris en moyenne le long de la verticale, résultant de la diffusion dans la colonne d'eau (cf. Section 3.2.4.1). L'approximation suivante est utilisée : $D_u^C = 1,03 (1 + 2,4u)^{0,5}$.

$D_u^B \alpha = \kappa$ est le coefficient d'atténuation diffuse pour l'éclairement ascendant, pris en moyenne le long de la verticale, résultant de la réflectance du fond (cf. Section 3.2.4.2). L'approximation suivante est utilisée : $D_u^B = 1,04 (1 + 5,4u)^{0,5}$.

Des modèles bio-optiques sont utilisés pour dériver les coefficients d'absorption et de rétrodiffusion à partir des concentrations des divers constituants du milieu (chlorophylle - CHL, particules et substance jaunes). La paramétrisation est la suivante :

$$a_{chl}(\lambda) = \{a_0(\lambda) + a_1(\lambda) \ln[a_{chl}(440)]\} a_{chl}(440) \quad (5.21)$$

Les valeurs des coefficients a_0 et a_1 entre 390 et 720 nm ont été calculées par Lee (1994).

$$a_{chl}(440) = 0,06 \cdot CHL^{0,65} \quad (5.22)$$

L'absorption par les substances jaunes est exprimée comme dans (Bricaud et al., 1981) :

$$a_y(\lambda) = a_y(440) \cdot e^{-[0,014(\lambda-440)]} \quad (5.23)$$

avec $a_y(440)$ donnée. Le coefficient de diffusion pour les particules provient du modèle de Gordon & Morel (1983) pour les eaux du cas I :

$$b_p(\lambda) = B \cdot CHL^{0,62} \cdot (550/\lambda) \quad (5.24)$$

Un rapport $b_{bp}/b_b = 0.037$ (fonction de phase de Kopelevich pour le sédiment en suspension, dans Mobley, 1994) est utilisé pour dériver le coefficient de rétrodiffusion pour les particules.

Suivant cette paramétrisation, les paramètres de contrôle du modèle sont la concentration en chlorophylle - CHL, l'absorption par les substances jaunes à 440 nm - $a_y(440)$, la profondeur du fond - Z, et le spectre de réflectance du fond ρ .

Parce que la paramétrisation du coefficient de diffusion n'est valide que pour les eaux du cas I, nous lui avons préféré une formulation basée sur des coefficients spécifiques d'absorption et de rétrodiffusion (forme du spectre) dérivés de mesures *in situ* pour le Lac Ladoga et le Lac Michigan (Kondratyev & Pozdnyakov, 1990) plus représentatifs du régime des eaux littorales (Figure 5.8 et Figure 5.9).

Les coefficients d'absorption et de rétrodiffusion s'expriment alors comme le produit du coefficient spécifique correspondant et de la concentration du constituant, e.g. $a_{chl} = a_{chl}^* \cdot CHL$. Nous verrons en section 5.4, qu'une telle formulation permet également de simplifier l'inversion du modèle et le calcul du Jacobien dans le cadre d'une méthode inverse par optimisation itérative.

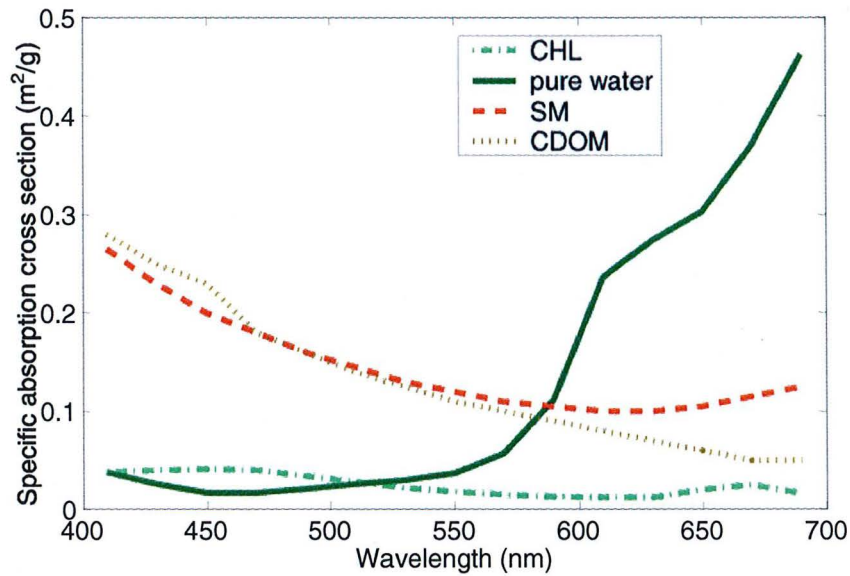


Figure 5.8 Spectres moyens d'absorption spécifique de la chlorophylle, des matières en suspension, de l'eau pure et des substances jaunes pour le lac Ladoga, Russie et le Lac Michigan, USA.

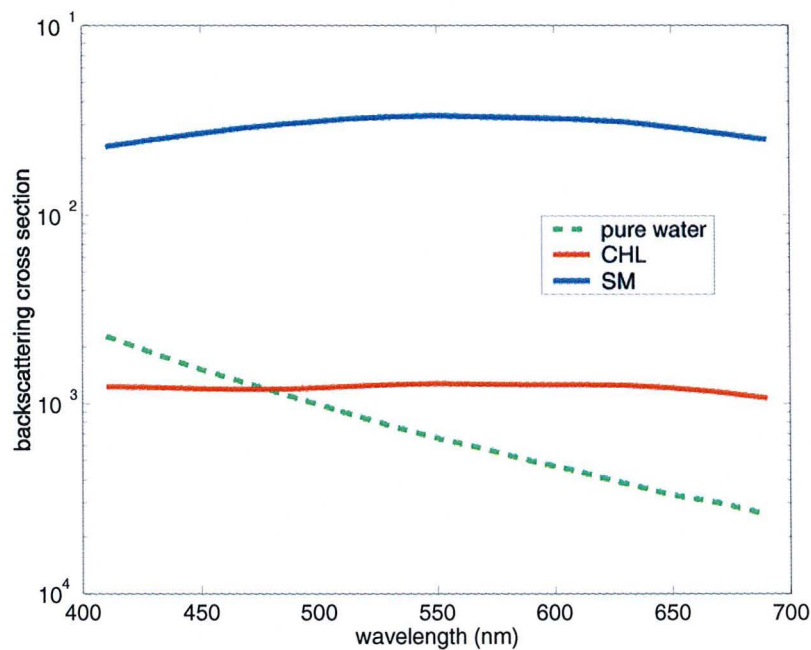


Figure 5.9 Spectres moyens de rétrodiffusion spécifique de la chlorophylle, des matières en suspension et de l'eau pour le lac Ladoga, Russie et le Lac Michigan, USA.

5.4.3.2 Validation et performances

Le modèle a été validé par Lee *et al.* (1998) par comparaison avec des simulations Hydrolight pour un ensemble de conditions environnementales :

Angle zénithal solaire : 0° ; 30° ; 60°

CHL (mg·m⁻³) : 0,4 ; 1,0 ; 2,0 ; 5,0

$a_v(440)$ (m^{-1}) : 0,05 ; 0,1 ; 0,3

B : 0,3 ; 1,0 ; 5,0

ρ : 0 ; 0,1 ; 0,1 ; 1,0

Z (m) : 0,5 ; 1 ; 3 ; 8 ; 16 ; 32 ; infini

Longueur d'onde (nm) : 400 – 700, par pas de 20 nm

Les auteurs ont trouvé que la différence entre les valeurs de réflectances calculées par le modèle SA et par HYDROLIGHT présentait une valeur de 3 % RMS pour le terme eau profonde et pour le terme eau peu profonde et pour deux indicatrices de diffusion différentes (Petzold et Kopelevich *particle phase functions*). Ceci démontre que les prédictions faites par le modèle SA ne sont que très faiblement dépendantes de l'indicatrice de diffusion.

5.4.3.3 Principales limitations

Le modèle SA étant basé initialement sur le modèle SWRM, un certain nombre de limitations inhérentes à ce dernier lui sont applicables :

- Prise en compte que de l'éclairement direct, incident à la surface
- Les processus de diffusion inélastiques (et notamment la fluorescence) sont négligés.
- Les processus de réflexion par le fond sont supposés Lambertien.
- Les effets bidirectionnels de la colonne d'eau ne sont pris en compte que par le facteur Q .

Cependant, le formalisme adopté permet une plus grande souplesse au niveau de la paramétrisation des processus dans la colonne d'eau. La formulation s'appuyant sur l'approximation QSSA permet, en particulier, de modifier aisément la forme de l'indicatrice de diffusion utilisée. Cependant, la réflectance de télédétection totale est exprimée, tout comme dans le modèle SWRM, comme la somme des contributions dues au fond et à la colonne d'eau, sans prise en compte de termes d'interactions.

5.5 Inversion de la couleur de l'eau

Deux méthodes d'inversion ont été mises en œuvre et appliquées sur différents modèles.

Nous présentons d'abord la méthode dites « à données synthétiques », puis une méthode itérative reposant sur l'algorithme de Levenberg-Marquardt.

5.5.1 Méthode à données synthétiques

Nous avons développé une méthode basée sur l'intégration de données *in situ*, simulées et de télédétection dans des modèles de réflectance en eaux peu profondes (Durand *et al.*, 2000) et (cf. chapitre 3 et 5). L'algorithme permet de déterminer simultanément la bathymétrie

(paramètre Z), le type de fond (R_b), et les propriétés de la colonne d'eau (réflectance de la colonne d'eau et atténuation diffuse, IOPS ou concentrations des constituants, suivant le type de modèle employé).

Le schéma d'inversion repose sur des modèles du transfert radiatif dans l'atmosphère et les eaux de mer, associé à une base de données des propriétés environnementales.

D'une part, des spectres de réflectance juste sous la surface sont dérivés des mesures radiométriques de télédétection multispectrale ou hyperspectrale par correction du signal des effets atmosphériques et de surface. D'autre part, une base de données synthétiques des réflectances juste sous la surface est compilée à partir de mesures *in situ* des paramètres environnementaux (si disponible) et de simulations des propriétés optiques et des conditions environnementales, en utilisant un modèle direct. Le jeu de donnée doit être représentatif de l'intervalle de valeurs des paramètres recherches. Un schéma de minimisation est alors employé pour ajuster de façon optimale les spectres de réflectance dérivés et synthétisés. Le critère à minimiser est la norme euclidienne, calculée entre le spectre dérivé et chaque membre de la base de données synthétiques, exprimé comme :

$$D = \sum_{\lambda} (R_{0-}(\lambda) - R_{0-}^*(\lambda))^2 \quad (5.25)$$

Lorsque le spectre de réflectance synthétique qui s'ajuste le mieux au spectre dérivé est déterminé, alors les valeurs correspondantes des paramètres environnementaux sont déduites. Une dernière étape d'analyse *a posteriori* est généralement nécessaire car la relation qui lie un spectre de réflectance à un ensemble de conditions n'est pas unique.

Le lecteur se référera à l'Annexe C pour une description détaillée de l'algorithme à données synthétiques - ADS.

L'originalité de la méthode est de faire appel aux connaissances *a priori* sur le milieu et de réduire l'utilisation de modèles empiriques ou semi-empiriques reliant la mesure aux paramètres bio-géophysique du milieu. Ces connaissances, issues de mesures *in situ*, de modèles de simulation ou d'analyse de la cohérence spatiale ou temporelle des phénomènes observés, sont utilisées pour bâtir une base de données synthétiques sur laquelle reposera la détermination des paramètres à partir des données spectrométriques ou radiométriques. Nous parlerons donc de méthode inverse du transfert radiatif, à données synthétiques.

La Figure 5.10 présente le schéma méthodologique de l'ADS. Comme explicité précédemment, l'approche est modulaire et scindée en quatre parties principales :

- le module d'étalonnage permet de dériver, du signal mesuré, les réflectances sous la surface,
- le module de simulation est utilisé pour générer une base de données synthétiques de réflectances sous la surface pour différentes conditions environnementales. Dans l'exemple de la Figure 5.10, le modèle direct sélectionné est le modèle SWRM. Dans ce cas, les inconnues du modèle sont la profondeur Z , la réflectance du fond R_b , l'atténuation diffuse efficace K , et la réflectance de la colonne d'eau R_∞ au-dessus d'une mer profonde. La base de données est composée d'un nombre limité de valeurs pour chacun des paramètres, représentatives de classes de types d'eau ou de fond. L'étape de réduction de la base de données correspond à la suppression des combinaisons irréalistes des quatre paramètres. Ainsi R_∞ et K ne sont pas indépendants et peuvent être reliés par des relations non linéaires. De plus, la détection du fond ne peut se faire que dans des conditions optiques particulières sous la dépendance de la profondeur optique KZ et du terme $(R_b - R_\infty)$ représentant le contraste entre la réflectance de la colonne d'eau et la réflectance du fond.
- Le module d'optimisation est la méthode d'inversion *per se*. Celle-ci repose sur la recherche dans la base de données, selon un critère de minimisation, de la combinaison de paramètres donnant la valeur de réflectance R_ρ calculée la plus proche de celle mesurée.
- Enfin la figure introduit deux fonctions de test correspondant au module d'analyse *a posteriori* discuté en section 6.6.

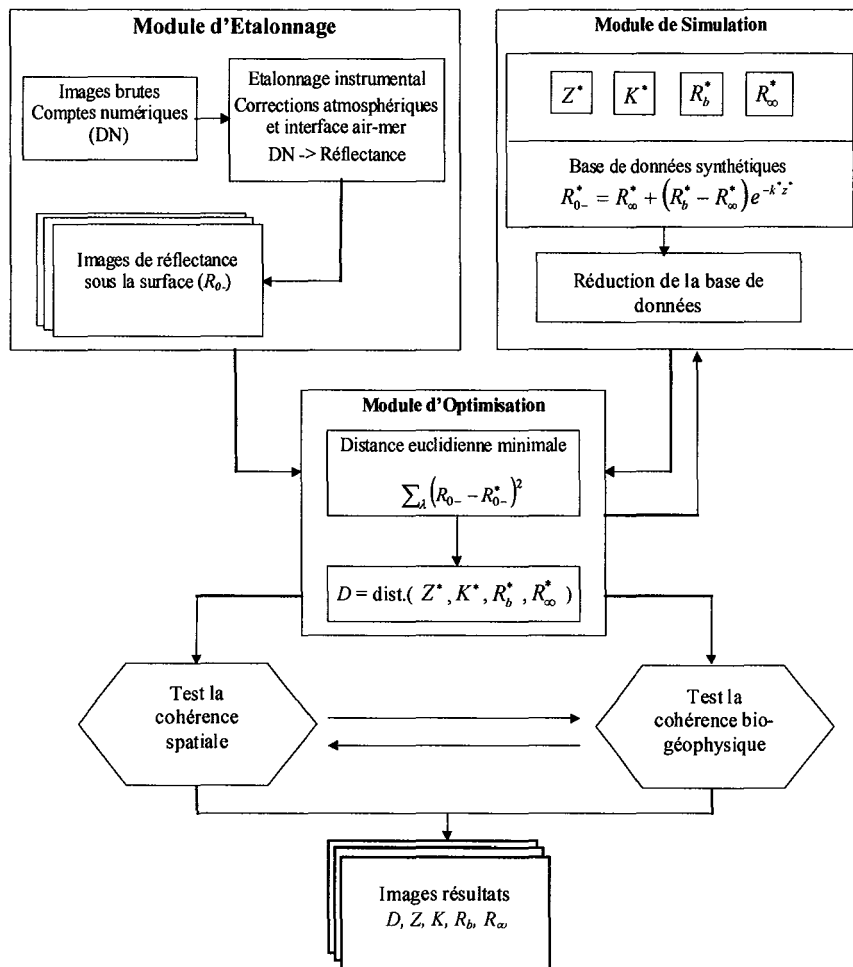


Figure 5.10 Schéma algorithmique de la méthode inverse à données synthétiques appliquée au modèle SWRM.

La méthode produit cinq images correspondant aux quatre paramètres recherchés, auxquelles s'ajoutent une image représentant le degré de confiance que l'on peut accorder à chaque pixel d'image.

5.5.2 Méthode itérative : analyse multi-variée sur modèle semi-analytique

Nous avons identifié au chapitre 4 les méthodes inverses les plus susceptibles de permettre de parvenir à une application opérationnelle de la télédétection en milieu côtier. Aux côtés des algorithmes dits à données synthétiques, nous avons identifié les méthodes itératives d'analyse multi-variées. Une méthode d'inversion du transfert radiatif en eau peu profonde par optimisation itérative a été mise en œuvre. La méthode se distingue de l'algorithme à données synthétiques par le fait qu'elle n'utilise pas de données pré-calculées à l'aide d'un modèle direct, mais est basée sur un algorithme de descente optimale selon un critère de

minimisation de forme quadratique, et initialisé par un jeu de données fournies par l'utilisateur.

La méthode adoptée ici est l'algorithme de Levenberg-Marquardt – LM (Marquardt, 1963), déjà introduit au chapitre précédent, lequel s'est révélé très performant lorsque appliqué à un modèle semi-analytique en eaux profondes (Pozdnyakov & Lyaskovsky, 1999).

Nous présentons tout d'abord succinctement l'algorithme, puis sa mise en œuvre dans une application au modèle de transfert radiatif SA pour des eaux peu profondes (chapitre 3).

5.5.2.1 Algorithme de Levenberg-Marquardt

a) Présentation générale

La description ci-dessous (Lyaskovsky, pers. comm.) est tirée des travaux de Pozdnyakov & Lyaskovsky (1999).

Soient y_n - n vecteurs d'observations, et $f_1(\alpha), \dots, f_n(\alpha)$ des approximations de ces n observations par une expression paramétrique (ici le modèle SA), $\alpha \in R^m$, $m \leq n$.

Le but est de minimiser la forme quadratique $Q(\alpha) = \sum_{i=1}^n (y_i - f_i(\alpha))^2$ et de calculer les paramètres caractérisant le point optimum α , lorsque le minimum est atteint.

Les itérations sont calculées par la formule suivante :

$$a_{k+1} = a_k + \lambda_k (F_k^t F_k + \mu_k D_k)^{-1} F_k^t (y - f_k), \text{ où } D_k = \text{diag}(F_k^t F_k),$$

$$F(\alpha) = \left\| \frac{\partial f_i}{\partial \alpha_j} \right\| \text{ est le Jacobien de dimension } n \times m,$$

$F^t(\alpha)$ est la matrice transposée $F(\alpha)$

λ_k est la longueur du pas d'itération, choisie selon le critère de variation

$$Q(a_k + \lambda P_k) - Q(a_k) < -\tau \lambda (q_k P_k) \tag{5.26}$$

où $P_k = (F_k^t F_k + \mu_k D_k)^{-1} F_k^t (y - f_k)$ et $q_k = 2 F_k^t(\alpha) (y - f_k)$

Soient deux constantes $0 < \tau < 1$ and $0 < \chi < 1$, $\lambda = 1$. Alors on vérifie l'expression (5.26). Si l'expression est vraie alors $\lambda_k = \lambda$ et $a_{k+1} = a_k + \lambda_k P_k$, sinon on reporte $\lambda = \chi \lambda$ et l'on vérifie (5.26) de nouveau. On répète l'opération jusqu'à ce que l'expression (5.26) soit vraie.

μ_k est la direction de minimisation, $\mu_k \xrightarrow[k \rightarrow \infty]{} 0$

b) Algorithmes avancés

De nombreuses versions de la méthode de Levenberg-Marquardt ont été développées, lesquelles sont plus ou moins spécifiques d'un type de problèmes donné. Pour nos développements nous avons choisi la méthode disponible dans Matlab© sous le nom de *Least-square non linear problem – lsqnonlin*. L'algorithme proposé a les avantages suivants :

- Il permet de limiter le domaine de recherche lors de la phase d'optimisation.
- Le Jacobien est soit calculé par la méthode des éléments finis, soit fourni sous une forme analytique par l'utilisateur. Dans ce dernier cas, le Jacobien analytique est comparé à sa forme numérique, ce qui fournit une méthode robuste de contrôle.

5.5.2.2 Application au modèle SA

Le modèle SWRM ne se prête pas à l'utilisation de méthodes inverses non linéaires par optimisation itérative car quatre des cinq inconnues du système sont dépendantes de la longueur d'onde. Alors la multiplicité des bandes spectrales ne permet pas de résoudre le système d'un point de vue mathématique.

Le modèle semi-analytique SA, présenté en section 5.4.3, est par contre un bon candidat pour ce type d'approche. Dans sa formulation originelle, les inconnues du système sont :

- la profondeur du fond - H ,
- la concentration en chlorophylle dans la colonne d'eau - CHL ,
- le coefficient d'absorption par les substances jaunes à 440 nm - $a_y(440)$,
- le facteur B reliant la concentration en particule en suspension à celle de la chlorophylle,
- et $\rho(\lambda)$, le spectre de réflectance du fond supposé Lambertien.

Sous cette forme le système est toujours insoluble à cause de la dépendance spectrale du terme de réflectance $\rho(\lambda)$. Lee *et al.* (1999) contournent ce problème en supposant (1) qu'un fond sableux caractérise l'ensemble de la zone d'étude, (2) que la réflectance du fond a un spectre de forme connue $\rho^*(\lambda)$, et (3) que le spectre du fond peut être exprimé par $\rho(\lambda) = C \cdot \rho^*(\lambda)$, où C est un facteur proportionnel à la brillance du sable.

Le problème est alors réduit à un système à cinq inconnues indépendantes de la longueur d'onde. Il peut donc être résolu si au moins cinq bandes spectrales sont disponibles.

Cependant les conditions requises concernant le spectre de réflectance du fond sont rarement rencontrées dans la nature à l'échelle d'image aéroportée ou satellitales. De plus, les modèles bio-optiques employés dans le modèle SA ne sont pour l'essentiel applicables qu'aux

eaux du cas I, et ne permettent donc pas une utilisation optimale de ce modèle dans les eaux littorales.

Ces deux commentaires nous ont amenés à apporter quelques modifications à la formulation du modèle :

- Le terme $1/\pi \rho(\lambda)$ dans le membre de droite de l'équation (5.20), qui correspondant à la réflectance homogène d'un fond Lambertien, a été remplacé par l'expression $1/\pi \cdot [f_1 \cdot \rho_s(\lambda) + (1 - f_1) \cdot \rho_a(\lambda)]$.
 ρ_s et ρ_a correspondent respectivement aux spectres de réflectance d'un fond sableux et d'un fond couvert d'algue (*Ulva rigida* dans notre cas). f_1 est la fraction couverte par chaque type de fond dans un pixel donné et est comprise entre 0 à 1. Cette approche permet donc d'inclure deux types de fond et la signature spectrale du mélange de ces deux fonds est ainsi décrite en toute proportion possible. Le paramètre C inconnu du modèle SA est donc remplacé par f_1 qui devient la cinquième inconnue du système.
- Les modèles bio-optiques des eaux du cas I ont été remplacés par une paramétrisation utilisant des coefficients spécifiques d'absorption et de rétrodiffusion a^* , b_b^* (Bukata *et al.*, 1995) :

$$u = \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda) + b_b(\lambda)} = \frac{\sum b_b^*(\lambda) V_c}{\sum a^*(\lambda) V_c + \sum b_b^*(\lambda) V_c} \quad (5.27)$$

où $V_c = (I, CHL, SM, YS)$ est le vecteur des concentrations des différents constituants de la colonne d'eau.

$$a^*(\lambda) = [a_w(\lambda), a_{chl}^*(\lambda), a_{sm}^*(\lambda), a_y^*(\lambda)]$$

$$b_b^*(\lambda) = [b_{b_w}(\lambda), b_{b_{chl}}^*(\lambda), b_{b_{sm}}^*(\lambda), 0]$$

Cette formulation permet entre autre de simplifier légèrement le calcul analytique du Jacobien $F(\alpha)$, comme nous le verrons au chapitre 7.

5.6 Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons présenté les modèles de réflectance et les méthodes d'inversion de la couleur de la mer, mis en œuvre dans le cadre du développement d'un logiciel prototype pour l'analyse des milieux littoraux par télédétection. Une description fonctionnelle du prototype, baptisé SWIM (*Shallow-Water Investigation and Monitoring*) est présenté au chapitre suivant. D'autre part les méthodes présentées ont fait l'objet d'analyses

de sensibilité. Les principaux résultats de ces analyses sont présentés au chapitre 7, dans lequel nous formulons également quelques recommandations quant à l'utilisation des méthodes et la planification des missions permettant au mieux de les valoriser.

- CHAPITRE 6 -

LE PROTOTYPE SWIM :

FONCTIONNALITES ET EXEMPLES D'UTILISATION

6.1	Les composants de SWIM	149
6.2	Utilitaires.....	151
6.3	Module d'étalonnage.....	152
6.4	Module de simulation.....	158
6.5	Module d'optimisation.....	160
6.6	Module d'analyse a posteriori.....	165
6.7	Conclusions	166

- Chapitre 6 -

**LE PROTOTYPE SWIM :
FONCTIONNALITES ET EXEMPLES D'UTILISATION**

« Necessity is the mother of invention ».

Jonathan Swift

Nous avons décrit précédemment les intérêts et les limitations des méthodes couramment employées en télédétection des eaux peu profondes. En particulier, nous avons évoqué les résultats et les perspectives particulières offertes par les méthodes inverses. A partir de ces constats et guidé par une perspective opérationnelle, un ensemble de procédures et outils logiciels, appelé SWIM, a été développé. Deux nouvelles approches pour l'étude de l'environnement côtier sont proposées. Elles reposent sur l'utilisation de modèles de transfert radiatif dans le système océan-atmosphère pour dériver les trois conditions environnementales qui nous intéressent (bathymétrie, qualité de la colonne d'eau et habitats benthiques), à partir de la signature électromagnétique des éléments du milieu.

6.1 Les composants de SWIM

A travers ce travail, un prototype d'outil intégré de traitement d'image dédié à l'étude des environnements littoraux a été développé. Il permet la manipulation des données provenant de divers radiomètres et spectromètres dont les caractéristiques sont pertinentes pour l'étude de la qualité de l'eau. L'approche générale proposée dans ce travail est basée sur la décomposition du traitement selon un processus séquentiel, analysant tout d'abord le transfert radiatif dans l'atmosphère et à l'interface air-mer, puis le transfert radiatif dans le milieu aquatique.

Les outils développés dans le cadre de ce travail peuvent typiquement être groupés en cinq modules :

1. **Les utilitaires** regroupent un certain nombre de fonctionnalités essentielles telles que des outils de conversions de formats, des fonctions de lecteurs de données image, des programmes de saisie et lecture de données auxiliaire nécessaires aux calculs, etc.
2. **Module d'étalonnage** correspond à l'estimation des réflectances sous la surface à partir des données de télédétection acquises (comptes numériques codés sur 1 ou 2 octets le plus souvent).

3. **Module de simulation.** Il intègre différents modèles directs (modèle SWRM, modèle SA, HYDROLIGHT©) que nous utiliserons de façon différenciée en fonction des méthodes mises en œuvre et des caractéristiques de la zone étudiée. Ils permettent en outre la simulation de différentes conditions environnementales.
4. **Module d'optimisation.** Ce module propose plusieurs outils pour résoudre le problème inverse reposant sur différentes approches telles que : algorithme à données synthétiques et algorithme d'optimisation par itération.
5. **Module d'analyse *a posteriori*.** Outils permettant d'assurer la cohérence spatiale et géophysique des paramètres dérivés.

Le schéma fonctionnel décrivant les interactions entre modules dans SWIM est présenté en Figure 6.1. L'interface utilisateur principale est constituée d'un menu permettant de sélectionner le ou les modules nécessaires à la tâche à réaliser.

SWIM est écrit principalement en langage C à la norme ANSI. Certains programmes, notamment d'entrée-sortie, sont écrits en Fortran 77 standard. L'implémentation logicielle a été effectuée sur la base des bibliothèques MINIMAGE développées à l'Ecole des Mines de Paris (<http://www.cenerg.cma.fr/eng/tele>), qui sont une plate-forme de programmation d'algorithme de traitement d'images. Cette plate-forme a été étendue dans le cadre de ce travail pour faciliter la manipulation des images codées en nombre entiers représentés sur 16bits et en nombre flottants.

Un soin particulier a été apporté à la portabilité des programmes développés. Le code est aussi « ouvert » que possible afin de permettre l'intégration de données de futurs capteurs avec un minimum d'effort. .

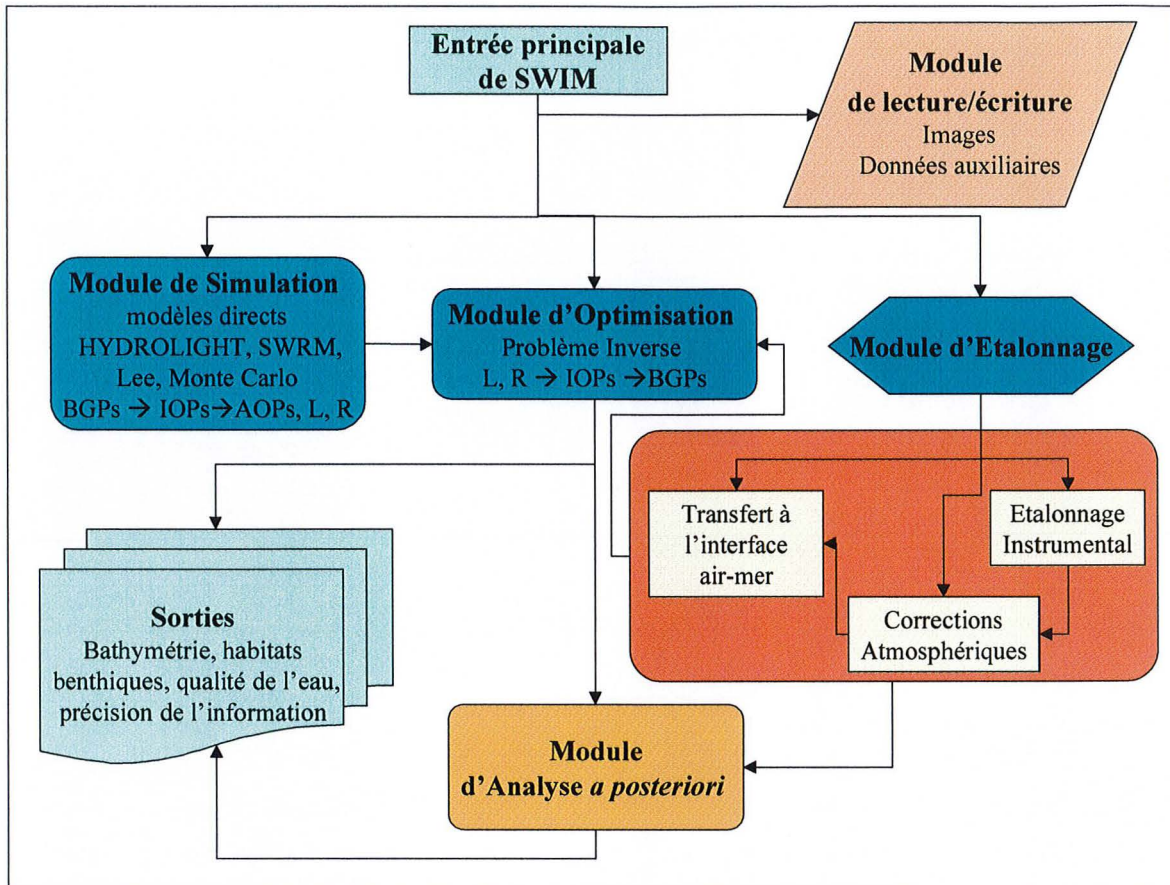


Figure 6.1. SWIM : organigramme modulaire des outils logiciels. (L pour luminance, R pour réflectance, AOP pour propriétés optiques apparentes, IOP pour propriétés optiques inhérentes et BGP pour paramètres bio-géophysiques).

6.2 Utilitaires

6.2.1 Utilitaires de lecture et écriture

Des outils de lecture des images aux formats BSQ, BIL, BIP codées en entier sur 1 à 4 bits et en réel à virgule flottante ont été développés, permettant la lecture de la plupart des images issues de capteurs spatio et aéroportées.

Cependant, le format HDF (Hierarchical Data Format) semble dorénavant s'imposer comme un standard pour la distributions des données satellitaires. Ainsi les données des plus récents satellites d'observation de la Terre (OCTS, SeaWiFS, Landsat-7, MODIS) sont distribuées dans ce format.

Nous n'avons pas développé d'outils spécifiques pour l'intégration des données au format HDF. Cette tâche peut être réalisée efficacement par des logiciels du domaine public tel que

HDFLook, développé par le laboratoire d'Optique Atmosphérique (www.loa.fr) qui peut être appelé depuis SWIM.

6.2.2 Initialisation des traitements

Les traitements et calculs réalisés dans SWIM requièrent généralement la connaissance d'un certain nombre de paramètres décrivant les conditions de prise de vue, les caractéristiques instrumentales, et les options de traitements. Ces informations *a priori* sont regroupées dans un fichier d'initialisation qui est lu au démarrage de SWIM. Dans le Tableau 6.1, nous présentons un exemple de ce fichier dans le cas du traitement d'image GER acquise le 26 mai 1989 au-dessus de la lagune de Venise.

Les informations contenues dans ce fichier permettent de réaliser la plupart des traitements proposés dans SWIM, bien que quelques informations spécifiques à un algorithme donné puissent être entrées en cours de traitement. Ils permettent en particulier, comme nous le verrons ci-dessous, de générer automatiquement le fichier «*tape 5*» d'initialisation du programme MODTRAN.

6.3 Module d'étalonnage

Afin de dériver de façon quantitative la distribution spatiale des substances contribuant aux processus optiques en eaux côtières, les données de télédétection doivent subir plusieurs étapes de transformation. Les deux premières étapes sont communes à tous types de données lorsque l'on cherche à extraire des quantités bio-géophysiques d'un signal électromagnétique mesuré par un capteur embarqué. Cependant la manière d'effectuer ces corrections dépend des caractéristiques du capteur et de la plate-forme utilisés :

- **Etalonnage et corrections instrumentales,**
- **Correction des effets atmosphériques** (luminance atmosphérique, atténuation du signal utile), et calcul de la réflectance de surface. Le prototype actuel n'inclut que deux options de traitements : l'une ne prend pas en compte les aérosols et l'autre reposant sur un modèle très répandu et largement validé – MODTRAN, a été présentée au chapitre 5.
- **Correction des effets de surface**, i.e. réflexion, transmission et réfraction à la surface prenant en compte les états de surface et détermination des réflectances sous la surface. Ces deux derniers traitements intègrent généralement des corrections géométriques puisque des distorsions radiométriques peuvent survenir en raison de distorsions géométriques dues aux conditions de prise de vue.

Tableau 6.1 Exemple de fichier d'initialisation de SWIM.

Prise de vue	
260589	Jour de la prise de vue (JJMMAA)
103000	Heure de la prise de vue - GMT (HHMMSS)
45.430555	Latitude du centre de la 1ère ligne image (degré décimal)
347.7361111	Longitude du centre de la 1ère ligne image (degré décimal)
45.35000	Latitude du centre de la dernière ligne image (degré décimal)
347.6166667	Longitude du centre de la dernière ligne image (degré décimal)
3.	Altitude de la prise de vue en km (999 si satellite)
0.	Angle de dépointage (degré)
Instrument	
124.0	Direction de vol - azimut (degré)
GER	Nom de l'instrument permet la définition automatique des bandes spectrales (GER, CASI, ROSIS, SeaWiFS, MOS, MODIS)
90.	FOV Champ de prise de vue (degré)
3.3	IFOV – ouverture instantanée de l'instrument optique (mrad)
12.3	Résolution - largeur de bande spectrale (nm)
477. 848.	Intervalle spectral utilisé (nm)
23 31	Numéros des bandes infra rouges (750 et 860 nm) utilisables pour les corrections atmosphériques
31	Nombre de bandes spectrales
1 0	Disponibilité des données de gain et d'offset instrumentales (1=fourni; 0=non fourni)
Transfert radiatif atmosphère - interface	
0	Disponibilité de données d'ozone (TOMS, TOVS). Si « 1 » alors le champ suivant est le chemin et nom du fichier contenant les données.
0 0	Disponibilité de données d'ozone et pression atmosphérique. Si « 1 » alors le champ suivant est le chemin et nom du fichier contenant les données. Si « 0 » on utilise des valeurs standards.
10.	Vitesse du vent moyen (m.s ⁻¹)
15.	Visibilité (km)
/usr/ibm1/domi/Models/atmosphere/modtran-3.5	Chemin absolu de l'exécutable MODTRAN
2.81	Pas angulaire de calcul pour les runs MODTRAN (degré)
5.	Pas spectral de calcul pour les runs MODTRAN (nm)
3.85.	Facteur $Q = E_u/L_u$
15	Taille de la fenêtre pour le calcul des effets adjacents (pixels)
Etalonnage instrumental	
0.000590 0.000584 0.000562 0.000474 0.000429 0.000417 0.000342 0.000426 0.000395 0.000386 0.000359 0.000378 0.000343 0.000318 0.000305 0.000291 0.000301 0.000226 0.000274 0.000252 0.000236 0.000240 0.000257 0.000499 0.000234 0.000227 0.000143 0.000000 0.000124 0.000184 0.000165 0.000	Gain instrumental pour l'instrument GER, (Bandes 1 à 31, sauf 28) Gain α et bruit instrumental β ($W m^{-2} sr^{-1} nm^{-1}$): $L(\lambda) = \alpha(\lambda) * DN_i - \beta(\lambda)$
Base de données synthétiques	
/usr/ibm1/domi/Inwater/Data	

La connaissance *a priori* des propriétés spectrales d'absorption et de rétrodiffusion des différents composant de la colonne d'eau permet alors de dériver les concentrations de ces

constituants à partir des réflectances ou luminances ascendantes sous la surface (modèles biogéo-optiques).

6.3.1 Les composants

L'étape dite des corrections atmosphériques correspond à l'extraction du signal marin du signal total mesuré par le capteur. De nombreuses approches à ce problème peuvent être envisagées. Nous avons privilégié une approche pragmatique basée sur le type de données auxiliaires disponibles, concernant la qualité de la colonne atmosphérique au-dessus de la zone d'étude.

Nous n'avons pas considéré l'approche utilisée de façon opérationnelle pour le traitement des données de couleurs de l'océan (SeaWiFS, OCTS, OCM, etc.), basée sur la détermination de l'épaisseur optique des aérosols dans le PIR (785 – 870 nm) et son extrapolation au domaine visible, car son application aux données hyperspectrales a un faible potentiel. Ceci est principalement dû au fait que la précision de l'extrapolation de τ_a au domaine visible, et notamment aux longueurs d'onde les plus courtes, n'est pas suffisante pour des bandes spectrales étroites (approx. 10 nm) (Dekker, 1993).

SWIM propose une palette d'outils pour les corrections atmosphériques de données multispectrales ou hyperspectrales. Les fonctionnalités offertes sont présentées en Figure 6.2 et répertoriées selon quatre configurations :

1. **Aucune connaissance *a priori*** des conditions atmosphériques lors de la prise de vue : deux possibilités sont alors offertes, soit un étalonnage interne basé sur le spectre image lui-même, soit la simulation des quantités nécessaires (luminance atmosphérique, transmissions, etc.) par un modèle de transfert radiatif dans l'atmosphère (MODTRAN, 6S ou modèles dérivés) initialisé par des valeurs par défaut. Les corrections atmosphériques pour les capteurs multispectraux, *i.e.* n'incluant qu'un nombre réduit de bandes spectrales, tels que Landsat, SPOT, peuvent par exemple être réalisées avec 6S. Ce modèle de transfert radiatif développé par le Laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille (Tanré *et al.*, 1990), est particulièrement bien adapté à la correction des capteurs à large bande spectrale. Il a été conçu pour simuler les données de télédétection. De plus, le modèle inclut des outils avancés de prise en compte des effets directionnels. Une information détaillée sur le code 6S pourra être trouvée dans le manuel d'utilisation écrit par Vermote *et al.*, (1994) et dans Teillet & Santer (1991).
2. **Quelques paramètres sont disponibles** : un schéma de correction simplifié qui n'inclut que la diffusion de Rayleigh et l'absorption par l'ozone (si la concentration

intégrée d'ozone dans la colonne d'air au-dessus de la scène est donnée) est proposé. D'autre part, si des mesures d'éclairement incident (total et/ou diffus) ont été acquises simultanément à la prise de vue, on estime alors l'épaisseur optique totale pour les éclairagements direct et diffus. Les autres termes, *i.e.* transmission gazeuse, épaisseur optique de Rayleigh, sont calculés par des modèles empiriques ou utilisant des valeurs climatologiques.

3. **Cas des données hyperspectrales.** Le modèle 6S n'est pas adapté au traitement de données hyperspectrales car il privilégie une approche bande par bande. Nous avons donc choisi de mettre en œuvre une méthode basée sur le modèle MODTRAN 3.5 (Anderson *et al.*, 1994). Le modèle MODTRAN comporte une description de tous les composants atmosphériques standards à une très grande résolution spectrale (2 cm^{-1}). Afin de prendre en compte dans MODTRAN, les effets adjacents qui peuvent s'avérer important en zone littorale (Santer & Schmechtig, 2000), la méthode proposée par de Haan & Kokke (1996) a été choisie (cf. chapitre 5).
4. **Un modèle simplifié.** Le temps d'exécution de modèles de type MODTRAN et 6S pouvant être encore rédhibitoire dans un contexte opérationnel, nous avons mis en œuvre une méthode d'estimation des paramètres atmosphériques à partir du modèle simplifié d'éclairement spectral solaire de Gregg & Carder (1990), modèle GC (cf. Annexe E). Le modèle intègre la diffusion de Rayleigh, l'absorption par l'ozone, l'oxygène et la vapeur d'eau. Il inclut le modèle d'aérosols connu sous le nom de « *Navy maritime aerosol model* » (Garthman, 1983), lequel permet de calculer les propriétés optiques d'une atmosphère composée d'un mélange d'aérosols de type maritime (hydrosol) et continentaux en proportions variées. Le modèle permet également le calcul des facteurs de transmission à travers l'interface air-mer pour les éclairagements direct et diffus, et prenant en compte la réflectance de Fresnel, ainsi qu'une paramétrisation de l'état de surface dû au vent (rugosité et écume). Ce modèle s'est révélé très efficace pour des calculs rapides (Lee *et al.*, 1999).

Le modèle GC ne donne pas accès aux luminances ascendantes et aux facteurs de transmission mer-capteur. Nous avons réalisé une extension du modèle permettant le calcul des luminances et transmittances atmosphériques nécessaires aux corrections atmosphériques (Equation 3.62). Une description détaillée de cette extension sort du cadre de ce document. Nous donnerons cependant les équations de base permettant le calcul des paramètres requis à partir des paramètres calculés dans le modèle GC :

$$L_w = \frac{L_{rs} - L_a - L_r - TL_g - t_{diff} L_f}{t_{diff}} \quad (6.1)$$

Les termes de luminances atmosphériques sont calculés comme suit :

$$L_r = \frac{F_0 T_{oz} T_r T_a T_w \{P_r(\psi_-) + P_r(\psi_+)\} [\rho(\theta_s) + \rho(\theta_v)]}{4\pi \cos \theta_v} \quad (6.2)$$

$$L_a = \frac{F_0 T_{oz} T_r T_a T_w \{P_a(\psi_-) + P_a(\psi_+)\} [\rho(\theta_s) + \rho(\theta_v)]}{4\pi \cos \theta_v} \quad (6.3)$$

Sous l'hypothèse d'une atmosphère horizontalement homogène, le terme de transmittance pour le rayonnement ascendant après réflexion spéculaire à la surface est calculé par

$$T = T_r(\theta_v) T_{oz}(\theta_v) T_{O_2}(\theta_v) T_w(\theta_v) T_a(\theta_v) \quad (6.4)$$

et le terme de transmittance pour le rayonnement ascendant diffus est calculé par

$$t_{diff} = T_{oz}(\theta_v) T_{O_2}(\theta_v) T_w(\theta_v) T_{aa}(\theta_v) \left[0,5 \left(1 - T_r(\theta_v) \right)^{0,95} + T_r(\theta_v)^{1,5} \left(1 - T_{as}(\theta_v) \right) F_a \right] \quad (6.5)$$

Enfin les termes L_g et L_f sont explicités en section 5.3.1.

Ce dernier algorithme n'est pas adapté à la corrections d'images hyperspectrales aériennes car il est difficile de prendre en compte l'altitude de vol de l'avion pour le calcul des termes de transmittance calculés sur la partie ascendante du rayonnement.

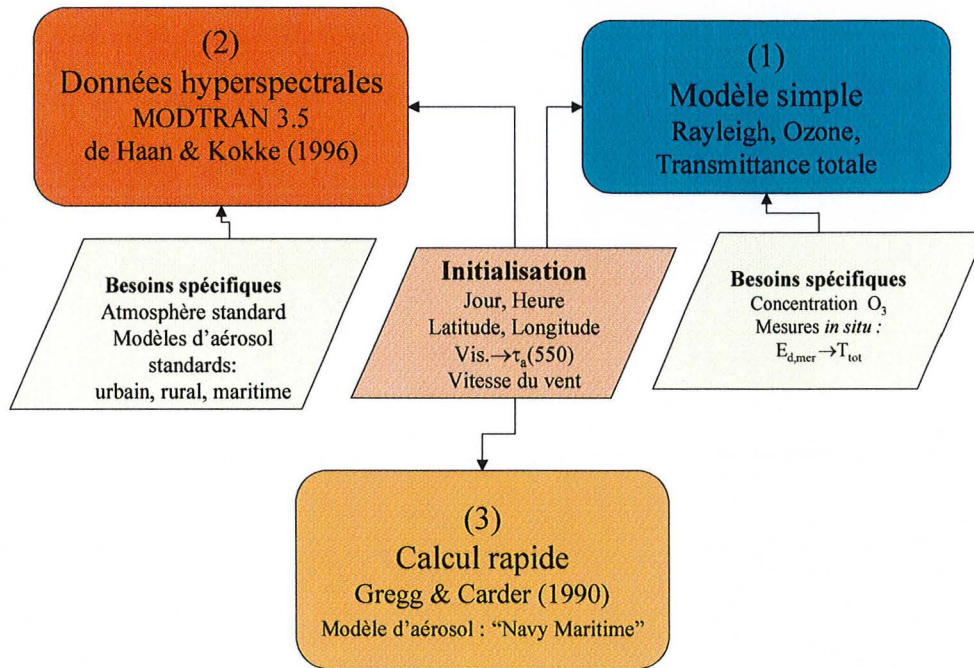


Figure 6.2 Algorithmes de correction atmosphérique proposés dans SWIM.

6.3.2 Prise en compte de mesures *in situ*

a) Mesure de visibilité

L'épaisseur optique des aérosols à 550 nm peut être dérivée de la mesure de visibilité horizontale (équations 3.76 et 3.77) et être extrapolée aux autres longueurs d'ondes par l'expression (3.75) basée sur l'exposant d'Angström. Cette estimation peut alors être utilisée comme paramètre d'initialisation dans 6S, MODTRAN,

b) Mesure d'éclairement incident

Il est courant que des mesures d'éclairement incident à la surface de la mer (E_{d0+}) soient disponibles. De telles mesures peuvent être effectuées au moyen de radiomètre bon marché type Cimel.

On peut alors facilement dériver la transmission totale de l'atmosphère entre le sommet de l'atmosphère et la surface de la mer et l'épaisseur optique de l'atmosphère τ :

$$T(\theta_s) = \exp(-\tau / \cos \theta_s) = E_{d0+} / F_0 \cos \theta_s \quad (6.6)$$

Partant de l'hypothèse que les propriétés atmosphériques sont homogènes à l'échelle de la zone d'étude, il est alors possible de dériver la transmittance totale entre la surface de la mer et le capteur, dans le cas d'une prise de vue par satellite.

Lorsque des mesures d'éclairement au sol sont effectuées, il est alors conseillé de faire des mesures d'éclairement diffus en plaçant un obstacle masque entre l'instrument et le soleil. On obtient ainsi E_{ds} , l'éclairement descendant diffus. Par soustraction entre les deux mesures, on dérive la valeur de l'éclairement descendant direct E_{dd} .

$$E_{dd} = E_{d0+} - E_{ds} \quad (6.7)$$

Ces deux nouvelles quantités permettent de calculer les composantes directe et diffuse de la transmission entre le sommet de l'atmosphère.

L'estimation de $\tau(550)$ peut en outre être utilisée pour initialiser un modèle de transfert radiatif dans l'atmosphère afin de dériver la luminance atmosphérique, laquelle est nécessaire pour calculer la luminance émergente à partir des luminances observées.

6.4 Module de simulation

Le module de simulation est principalement composé des deux modèles de réflectance introduit au chapitre 5 : le modèle SWRM et le modèle SA. Les formulations différentes de ces deux modèles permettent de simuler soit la réflectance spectrale de volume soit la réflectance spectrale de télédétection à partir de jeu de données *in situ* de nature différente : L'utilisateur préférera le modèle semi-analytique lorsqu'il dispose de mesures de concentration de chlorophylle, matière en suspension et/ou absorption par les substances jaunes. Dans le cas où des mesures de profondeur de Secchi sont disponibles, une approximation de K_d peut être dérivée (Equation (3.44) et utilisée dans le modèle SWRM.

6.4.1 Application des modèles de réflectances

Le modèle HYDROLIGHT© (Mobley, 1994) n'est pas intégré en tant que tel dans SWIM. Il est cependant un outil recommandé pour la simulation des conditions optiques en milieu marin. Son application aux environnements littoraux, et en particulier aux eaux du cas II, a nécessité quelques modifications de notre part, dont les aspects majeurs sont présentés dans l'article en Annexe B. La préférence pour ce modèle plutôt que des modèles basés sur la méthode de Monte Carlo est soutenue par le fait que nous nous intéressons à des milieux potentiellement très absorbants et/ou diffusants. Simuler de tels environnements optiques par

la méthode de Monte Carlo exige d'un énorme nombre initial de photons (particulièrement pour le cas de milieux fortement absorbants) afin de préserver une précision statistique satisfaisante lors du calcul des quantités radiométriques (éclairage, luminance et réflectance) pour les chemins ascendant et descendant (Mobley *et al.*, 1993).

Une description de HYDROLIGHT© serait ici fastidieuse. Pour une description détaillée du code, le lecteur pourra se référer à Mobley (1994) et à Mobley *et al.* (1993) pour une étude comparative avec d'autres modèles existants. Enfin pour une courte introduction, le lecteur pourra se reporter à la section 4.4 et à l'annexe A de ce document.

6.4.2 Elaboration d'une base de données synthétiques

L'une des fonctions importantes des modèles directs tels que mis en œuvre dans SWIM est la possibilité d'élaborer des bases de données de conditions optiques en milieu littoral ou de compléter des bases de données *in situ* existantes. Dans ce dernier cas, un élément capital est sans doute la détermination de relations entre les paramètres thématiques décrits et les mesures optiques de ces paramètres. Les méthodes de mesure *in situ* ne donnent pas toujours accès directement aux variables nécessaires en entrée des modèles. Notamment, le contenu de la colonne d'eau peut être appréhendé de diverses façons, citons par exemple les mesures grossières mais précieuses du disque de Secchi, les mesures de turbidité par instrument néphélométrique, ou encore la mesure des concentrations en particules organiques et inorganiques, des substances dissoutes. Le besoin de données quantitatives en entrée des modèles de transfert radiatif nécessite donc la détermination de relations, au moins, empiriques entre les mesures et les données des modèles. Alors, la base de données synthétiques peut être bâtie et sa cohérence peut être assurée.

La Figure 6.3 résume les fonctionnalités et la logique des modules d'étalonnage et de simulation de SWIM. Elle permet en outre de visualiser les possibilités d'utilisation des données *in situ* les plus généralement collectées ou disponibles telles que disque de Secchi, mesures d'éclairage et de luminance (radiomètres terrain) et mesure d'absorption et d'atténuation (instrument AC-9 par exemple).

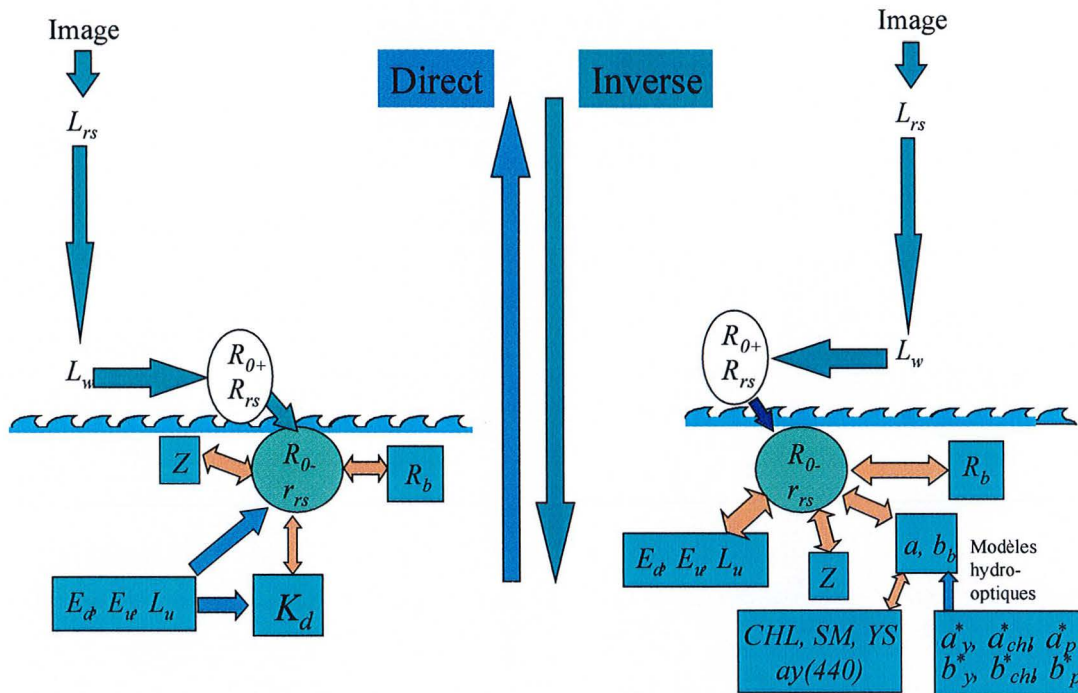


Figure 6.3. Schéma fonctionnel intégrant les modules d'étalonnage et de simulation pour un modèle basé sur les AOPs (type SWRM) et un modèle basé sur les IOPs (type modèle SA).

6.5 Module d'optimisation

Comme présenté au chapitre précédent, deux méthodes d'inversion ont été mises en œuvre et appliquées aux différents modèles.

Nous présentons d'abord un exemple de produits dérivés par la méthode dites « à données synthétiques », puis une méthode itérative reposant sur l'algorithme de Levenberg-Marquardt.

6.5.1 Exemples de produits dérivés par la méthode ADS

Le lecteur se référera à l'Annexe C pour une description détaillée de l'algorithme à données synthétiques - ADS.

L'originalité de la méthode est de faire appel aux connaissances *a priori* sur le milieu et de réduire l'utilisation de modèles empiriques ou semi-empiriques reliant la mesure aux paramètres bio-géophysiques du milieu. Ces connaissances, issues de mesures *in situ*, de modèles de simulation ou d'analyse de la cohérence spatiale ou temporelle des phénomènes observés, sont utilisées pour bâtir une base de données synthétiques sur laquelle reposera la détermination des paramètres à partir des données spectrométriques ou radiométriques. Nous parlerons donc de méthode inverse du transfert radiatif, à données synthétiques.

La Figure 5.10 a présentée le schéma méthodologique de l'ADS. Comme explicité précédemment, l'approche est modulaire et scindée en quatre parties principales :

- le module d'étalonnage (*image processing*) permet de dériver, du signal mesuré, les réflectances sous la surface,
- le module de simulation (*reflectance database*)
- Le module d'optimisation (*optimisation fitting*)
- Le module d'analyse *a posteriori* discuté en section 6.6.

La méthode produit cinq images correspondant aux quatre paramètres recherchés, auxquelles s'ajoutent une image (Figure 6.5f) représentant le degré de confiance que l'on peut accorder à chaque pixel d'image.

Les résultats présentés en Figure 6.5 concernent le traitement d'une ligne de vol du spectromètre GER (30 canaux entre 470 et 850 nm), acquise en mai 1989 sur lagune de Venise, pendant la campagne EISAC'89. Ces résultats ne sont donnés qu'à titre d'exemple car les données GER en notre possession se sont avérées de très mauvaise qualité. Après plusieurs essais d'étalonnage infructueux et un contrôle de qualité minutieux, une correction précise de ces données n'a pu être obtenue (confirmé par R. Doerffer, pers. comm.). Ces problèmes se sont traduits en particulier par des luminances émergentes négatives et des réflectances supérieures à 1. Les résultats présentés ici ont été obtenus dans une sélection des 10 bandes spectrales parmi les moins bruitées, dans laquelle on s'est efforcé de conserver une distribution spectrale la plus homogène possible entre 470 nm et 850 nm.

La base de données utilisée pour calculer les réflectances synthétiques est extraite des mesures *in situ* ayant accompagnées la campagne EISAC'89 (Alberotanza, 1989).

L'image de bathymétrie (Figure 6.5a) correspond au paramètre *Z* fourni par le calcul. Une comparaison avec une carte bathymétrique (Figure 6.4-droite) montre une certaine similarité quant aux ordres de grandeur et à la distribution spatiale.

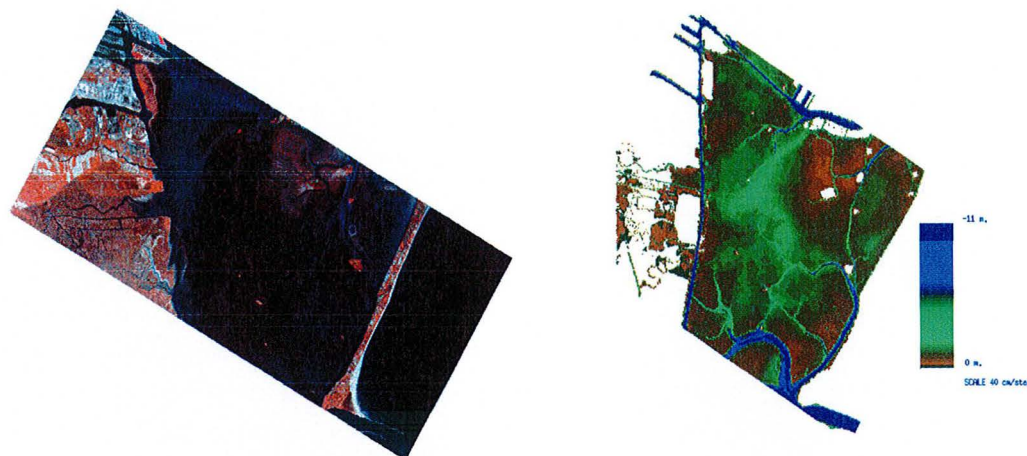


Figure 6.4 A gauche : Composition colorée RVB de l'image GER, corrigée géométriquement. Les canaux RVB sont respectivement le 17 (675 nm), le 9 (576 nm) et le 3 (502 nm). A, droite : Carte bathymétrique de la lagune de Venise.

L'image en Figure 6.5b représente le type d'eau défini par le paramètre R_{∞} , qui est la contribution de la colonne de l'eau sans effet provenant du fond. Les secteurs colorés en rouges et en jaunes représentent respectivement les eaux ayant simultanément la charge en sédiment en suspension la plus élevée ($> 10 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$) et la concentration la plus élevée en chlorophylle ($> 5 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$). Les pixels codés en vert correspondent à des eaux dont les propriétés optiques sont dominées par la présence de chlorophylle. Enfin les zones colorées en bleu sont des eaux dont les propriétés optiques sont dominées par la présence de matière en suspension.

Une image du type de fond (Figure 6.5c) distribué en quatre classes est également obtenue : sable brillant, mélange d'algue et de sable, substrat vaseux. La quatrième classe correspond aux pixels pour lesquels le fond n'influence pas le signal mesuré.

Un indice de turbidité (Figure 6.5d) est obtenu en utilisant quatre classes d'atténuation K pour bâtir la base de données. Ces classes correspondent aux différents cas de figure possible à partir de deux concentrations en chlorophylle et de deux concentrations en matière en suspension :

- Classe 1 : forte concentration en chlorophylle ($10 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$) et en particules inorganique en suspension ($10 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$),
- Classe 2 : forte concentration en chlorophylle et faible concentration en particules inorganique en suspension ($1 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$),
- Classe 3 : faible concentration en chlorophylle ($1 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$) et concentration en particules inorganique en suspension,

- Classe 4 : faible concentration en chlorophylle et en particules inorganique en suspension,

L'image met en évidence deux gradients opposés liés aux variations du coefficient efficace d'atténuation diffuse. Ces gradients correspondent simultanément à des variations spatiales de la concentration en chlorophylle et de la charge de sédiments en suspension. On remarque en outre que la distribution spatiale générale est proche de celle de l'image (b) des types d'eaux. Ce résultat suggère donc également qu'une relation existe entre les valeurs de R_{∞} et de K .

Enfin, nous présentons en image (f) un indice de degré de confiance (Figure 6.5), dérivé de l'analyse des distances— définies dans l'espace multispectral - entre spectres mesurés et spectres dérivés par la méthode. En bleu, sont représentés les pixels auxquels nous ne pouvons attribuer qu'un faible degré de confiance et en rouge les zones de haute confiance. On remarque que la distribution spatiale de ces niveaux de confiance suit la répartition des zones brillante et sombres de la composition colorée fausse couleur (675 nm (rouge), 576 nm (vert) et 502 nm (bleu)) présentée en image (e). Ceci met en évidence le fait qu'une luminance émergente faible peut être attribuée à différentes interactions difficiles à discriminer, *e.g.* absorption par le phytoplancton/algues en suspension et par les algues benthiques.

6.5.2 Méthode itérative : analyse multi-variée sur modèle semi-analytique

Nous avons identifié au chapitre 4 les méthodes inverses les plus susceptibles de permettre de parvenir à une application opérationnelle de la télédétection en milieu côtier. Aux côtés des algorithmes dits à données synthétiques, nous avons identifié les méthodes itératives d'analyse multi-variées. Une méthode d'inversion du transfert radiatif en eau peu profonde par optimisation itérative a été mise en œuvre. La méthode se distingue de l'algorithme à données synthétiques par le fait qu'elle n'utilise pas de données pré-calculées à l'aide d'un modèle direct, mais est basée sur un algorithme de descente optimale selon un critère de minimisation de forme quadratique, et initialisé par un jeu de données fournies par l'utilisateur.

La méthode adoptée dans SWIM est l'algorithme de Levenberg-Marquardt – LM (Marquardt, 1963), déjà introduit au chapitre précédent, lequel s'est révélé très performant lorsque appliqué à un modèle semi-analytique en eaux profondes (Pozdnyakov & Lyaskovsky, 1999).

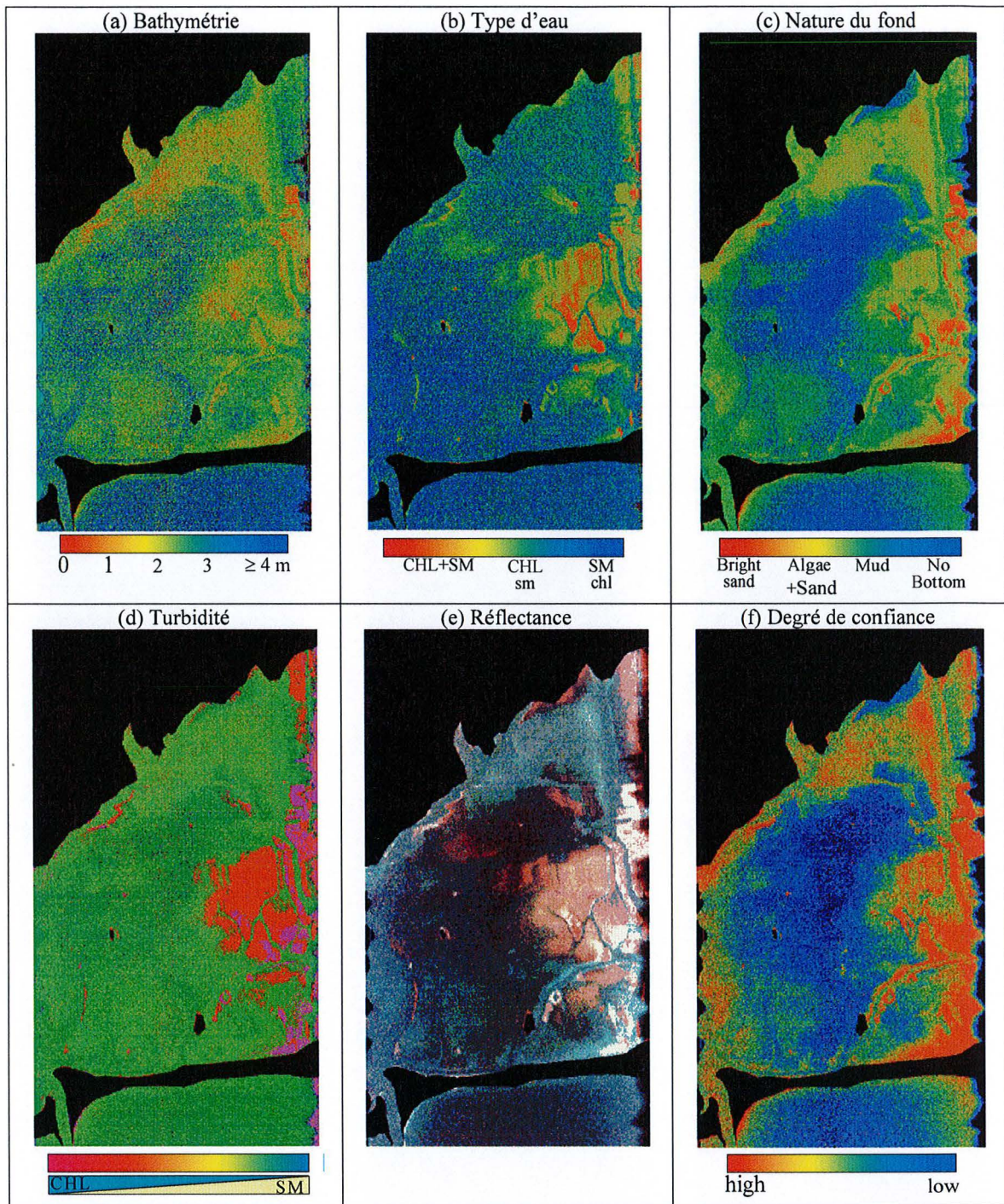


Figure 6.5 Exemple de résultats obtenus par l'algorithme à données synthétiques pour la lagune de Venise par traitement d'une image hyperspectrale GER (campagne EISAC'89, 26.05.89). Cinq images ont été générées – (a) bathymétrie ; (b) type d'eau ; (c) nature du fond (K), (d) Turbidité , et (f) degré de confiance. (e) composition colorée RVB - 675, 576, 502 nm

6.6 Module d'analyse a posteriori

Ce module présenté dans le cadre de la méthode à données synthétiques (Figure 5.10) a pour but principal de réduire les erreurs commises par le module d'optimisation. Bien que figurant dans le cahier des charges du prototype SWIM que nous avons établi, ce module n'a pas été développé pour le moment. Sa mise en œuvre requiert l'intégration du prototype dans un système d'information marin, doté de fonctionnalités diverses pour l'analyse spatiale des données tridimensionnelles. Nous présenterons donc juste les idées principales concernant le développement de ce module.

Comme nous en avons déjà discuté précédemment, le problème de solutions multiples dans les problèmes inverses en physique peut conduire à des divergences importantes entre les résultats exprimés dans des conditions homogènes *in situ*. Ceci est particulièrement vrai dans le cas des méthodes d'inversion par optimisation itérative, pour lesquels un minimum local peut être atteint, en place d'une minimisation globale, si le choix du jeu de données d'initialisation n'est pas adapté au problème à résoudre.

Le fait que nous traitons des données spatiales ou « géographique » permet d'envisager des solutions pour améliorer la qualité des résultats. En effet, la distribution spatiale des quantités dérivées n'étant pas aléatoire dans la nature, des informations sur la qualité des observations en des pixels de contrôle particuliers peuvent être utilisées pour contraindre la solution adoptée pour les pixels avoisinants.

Deux cas de figures peuvent se présenter :

Nous disposons de mesures *in situ* fiables pour un ou plusieurs des paramètres recherchés, et pour un certain nombre de pixels du champ de l'image. Alors ces données peuvent être utilisées dans le processus d'optimisation comme données initiales (méthode LM) ou comme éléments de la base de données (méthode ADS). Il s'agit donc en quelque sorte d'un étalonnage de la méthode. Le calcul des résidus entre les quantités dérivées et les données mesurées *in situ* permet alors de mettre en œuvre une procédure rétroactive, *i.e.* en exprimant une contrainte supplémentaire sur le déroulement de l'itération suivante dans la méthode LM ou encore en effectuant une nouvelle recherche dans la base de données des spectres synthétiques pour la méthode ADS.

Nous ne disposons que des résultats de la phase d'optimisation, c'est à dire d'un degré de confiance pour chaque pixel. Alors les résultats obtenus sur les meilleurs pixels sont utilisables pour contraindre les solutions retenues dans son voisinage. Cette dernière approche est donc une analyse *a posteriori* puisqu'elle implique que l'algorithme ait été exécuté au moins une fois afin obtenir les informations nécessaires à l'amélioration des résultats. Les

procédures et outils devant être mis en œuvre sont basés sur la diffusion d'une information locale (ou d'un échantillon spatialement non régulier d'information) dans le voisinage de ce (ces) point(s). Il s'agit de méthodes d'interpolation optimale entre données de contrôle et données calculées. De ce point de vue, les méthodes à développer se rapprochent des outils de géostatistique tels que les variogrammes et le krigeage universel.

6.7 Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons présenté le procédures et les outils mis en œuvre dans le cadre du développement d'un logiciel prototype pour l'analyse des milieux littoraux par télédétection. Une évaluation de la robustesse des différentes méthodes décrites a été réalisée. Les principaux résultats de cette analyse de sensibilité sont présentés au chapitre suivant, dans lequel nous formulons également quelques conseils et recommandations quant à l'utilisation des méthodes et la planification des missions permettant au mieux de les valoriser.

- CHAPITRE 7 -

**GUIDE POUR L'UTILISATION DES MÉTHODES
DE SUIVI DE LA QUALITÉ DE L'EAU EN
MILIEU LITTORAL**

7.1	Impact de la sensibilité sur les limitations des outils	169
7.2	Choix de la méthode en fonction des données disponibles	185
7.3	Conclusions	189

- Chapitre 7 -

GUIDE POUR L'UTILISATION DES METHODES POUR LE SUIVI DE LA QUALITE DE L'EAU EN MILIEU LITTORAL

Dans ce chapitre, nous dressons une synthèse des méthodes d'inversion du transfert radiatif en eaux côtières présentées aux chapitres précédents, en vue d'évaluer les aspects opérationnels et l'applicabilité de ces méthodes et outils. Des résultats concernant la robustesse et sensibilité des différentes méthodes sont présentés et discutés. Nous présentons alors des tableaux synthétisant les potentialités des méthodes discutées dans cet ouvrage, dans un contexte opérationnel. Ces tableaux synoptiques ont pour objectifs de résumer les possibilités proposées par le prototype SWIM, ainsi que de faciliter la recherche des informations relatives à une méthode donnée dans le document.

7.1 Impact de la sensibilité sur les limitations des outils

Dans ce travail, différentes méthodes impliquant la résolution du problème inverse appliquée à différents modèles de transfert radiatif dans les eaux côtières, ont été développées (chapitres 5 et 6). Une évaluation de leur potentialité opérationnelle nécessite de conduire des études de sensibilité de ces méthodes à des variations du système, *i.e. variables, base de données, conditions de traitement, etc.* Le travail présenté ci-après a l'originalité de comparer dans des conditions fixées des algorithmes qui, soit n'ont été évalués par ailleurs que dans des conditions très diverses et de façon fragmentaire, soit n'ont pas à notre connaissance été utilisés dans le contexte des eaux côtières peu profondes. Des analyses de sensibilités ont donc été conduites afin de déterminer la robustesse et les limitations des divers algorithmes mis en œuvre. Elles concernent en particulier la méthode à données synthétiques appliquée au modèle SWRM et au modèle SA, et la méthode d'analyse multi-variée par itérations, appliquée au modèle SA.

7.1.1 Méthode inverse à données synthétiques

7.1.1.1 Application au modèle SWRM

Le contenu de cette section a fait l'objet d'une publication (Durand *et al.*, 2000) présentée en annexe (Annexe B).

Nous ne donnons ici que les principales conclusions de l'étude de sensibilité.

a) *Description du protocole d'évaluation*

Une méthode d'inversion a été développée afin de dériver simultanément les propriétés optiques du fond, et de la colonne d'eau, ainsi que la bathymétrie des eaux côtières peu profondes, à partir de données de télédétection de la couleur de la mer.

La méthode est basée sur une base de données synthétiques de réflectance de volume, compilée à partir de données *in situ* et simulées, et sur un modèle de réflectance dans les eaux naturelles peu profondes (SWRM).

La robustesse de la méthode a été évaluée dans un cas d'applications à quatre bandes spectrales, correspondant aux bandes spectrales 3, 5, 6, et 8 de SeaWiFS (490, 555, 665, 865 nm). La base de données est formée de quatre classes du coefficient efficace d'atténuation diffuse, et de cinq classes de la réflectance de la colonne d'eau profonde, lesquelles sont représentatives d'un large éventail de types d'eaux couvrant les eaux du cas I jusqu'à des eaux portuaires. A ceci s'ajoutent cinq classes de réflectance des fonds et sept classes de bathymétrie (entre 0 et 10 m), donnant un ensemble de 700 conditions environnementales. Pour chaque jeu des quatre paramètres, la réflectance de volume est calculée par le modèle SWRM

La sensibilité de la méthode est testée en appliquant un bruit blanc additif aux données simulées, supposé représenter le bruit résiduel dû à un étalonnage imparfait des données. Les performances de la méthode inverse sont analysées en fonction de l'importance relative du bruit. Un bruit variant de -30 % à +30 % du signal simulé) ce qui est consistant avec les besoins exprimés par les opérateurs, cf. chapitre 2), par pas de 2,5 %, est appliqué de façon homogène sur les quatre canaux spectraux.

L'analyse de sensibilité est conduite en trois étapes :

- Analyse générale des performances de l'algorithme,
- Analyse de la capacité à estimer chaque paramètre de façon indépendante,
- Quantification de l'erreur commise lors de l'inversion,

- Etude de la sensibilité de la méthode à des modifications de la base de données.

b) Résultats principaux

La méthode montre une robustesse satisfaisante. Lorsque le bruit appliqué est inférieur à 6 % de la réflectance de référence, l'algorithme permet de retrouver la bonne combinaison des paramètres dans plus de 50 % des 700 cas. On notera que 6 % est approximativement la précision obtenue sur les luminances émergentes L_w , par l'algorithme standard de correction atmosphérique SeaWiFS pour les eaux du cas I.

Le coefficient d'atténuation diffuse semble être le paramètre le plus sensible à la méthode, puisque le seuil de 50 % de réussite n'est atteint que pour des bruits additifs inférieurs à 3 %. Ce même seuil est atteint pour des niveaux de bruits inférieurs à 10 % pour la profondeur et la réflectance du fond. Une précision acceptable de la méthode ne sera donc atteinte que si l'étalonnage absolu des données satellitaires (*i.e.* comportant les contributions de l'instrument, de l'atmosphère, et de l'interface air/mer) est maintenu à une valeur inférieure à 6 % et si les échantillons radiométriques contenus dans la base de données sont représentatifs du milieu étudié.

Les simulations du comportement du modèle ont mis montrées la nécessité de compiler une base de données couvrant le domaine de variabilité des paramètres géophysiques recherchés. De plus il semble importance de contraindre la base de données aux seuls cas réalistes de combinaison de ces paramètres, afin de limiter les occurrences de solutions multiples rencontrées lors du processus d'inversion. En fait, la principale limitation de la méthode réside dans le problème de ces solutions multiples, *i.e.* de l'existence de multiples combinaisons des paramètres géophysiques se traduisant dans le modèle par un même vecteur de réflectances de volume. Actuellement, la méthode s'appuie sur des tests séquentiels pour rechercher la meilleure solution dans l'espace de la base de données. Le nombre de ces tests peuvent entraîner une augmentation significative du temps de calcul.

L'utilisation de bases de données optimisées pour être représentatives de conditions réalistes permettra de réduire le nombre des tests nécessaires, et ainsi de tendre vers des solutions opérationnelles pour cette méthode.

Dans le même ordre d'idées, notons qu'une sélection *a priori* des bandes spectrales permettant la discrimination optimale des différentes classes des paramètres améliorerait l'efficacité de la méthode. Cette sélection sera plus efficace dans le cas de l'utilisation de données hyperspectrales.

L'approche présentée repose sur une méthode contrôlée, dans laquelle une grande importance est donnée à l'ordre de grandeur et l'intervalle de valeur des paramètres. L'approche présentée ici repose pour une large part sur l'intervention d'un expert connaissant le milieu, celui-ci effectuant un contrôle sur l'ordre de grandeur et la variabilité spatiale des paramètres.

Signalons qu'à l'inverse, d'autres méthodes, telles que les réseaux de neurone sont plus automatiques puisque seule la phase d'entraînement du réseau est contrôlée. Une comparaison détaillée de ces méthodes devrait donc être menée.

7.1.1.2 Application au modèle SA

a) Généralités

La robustesse de la méthode ADS a également été éprouvée avec le modèle SA.

L'analyse de sensibilité a été menée en suivant une démarche identique à celle présentée à la section précédente, *i.e.* une base de données de réflectances synthétiques est bâtie à partir d'un jeu de données élémentaires des paramètres géophysiques susceptibles d'être retrouvés par la méthode d'inversion. Dans les cas du modèle SA, les paramètres à déterminer sont la concentration en chlorophylle – CHL , l'absorption par les substances jaunes à 440 nm – $\alpha_g(440)$, la profondeur Z du fond, et la classe de réflectance du substratum R_b . La concentration en matière inorganique en suspension n'est pas considérée comme une inconnue puisque dans la modélisation adoptée, elle est supposée varier avec la chlorophylle (cf. Chapitre 5). Pour les simulations des données synthétiques, nous avons choisi une valeur constante du paramètre B , reliant la concentration en matière en suspension à celle de la

chlorophylle. Une valeur de $B = 5$ a été adoptée afin de dépendre des conditions de turbidité représentatives d'eaux du cas II (Lee *et al.*, 1998).

b) La base de données synthétiques

La base de données est composée de :

- Sept spectres de réflectance du fond :
 1. Sable brillant (Maritorena *et al.*, 1994),
 2. Mélange d'algue verte (Maritorena *et al.*, 1994),
 3. Mélange d'algue rouge (Maritorena *et al.*, 1994),
 4. Mélange d'algue brune (Maritorena *et al.*, 1994),
 5. *Ulva rigida* (Alberotanza, 1989),
 6. Sable gris (Alberotanza, 1989),
 7. Vase (Alberotanza, 1989),
 - 8.

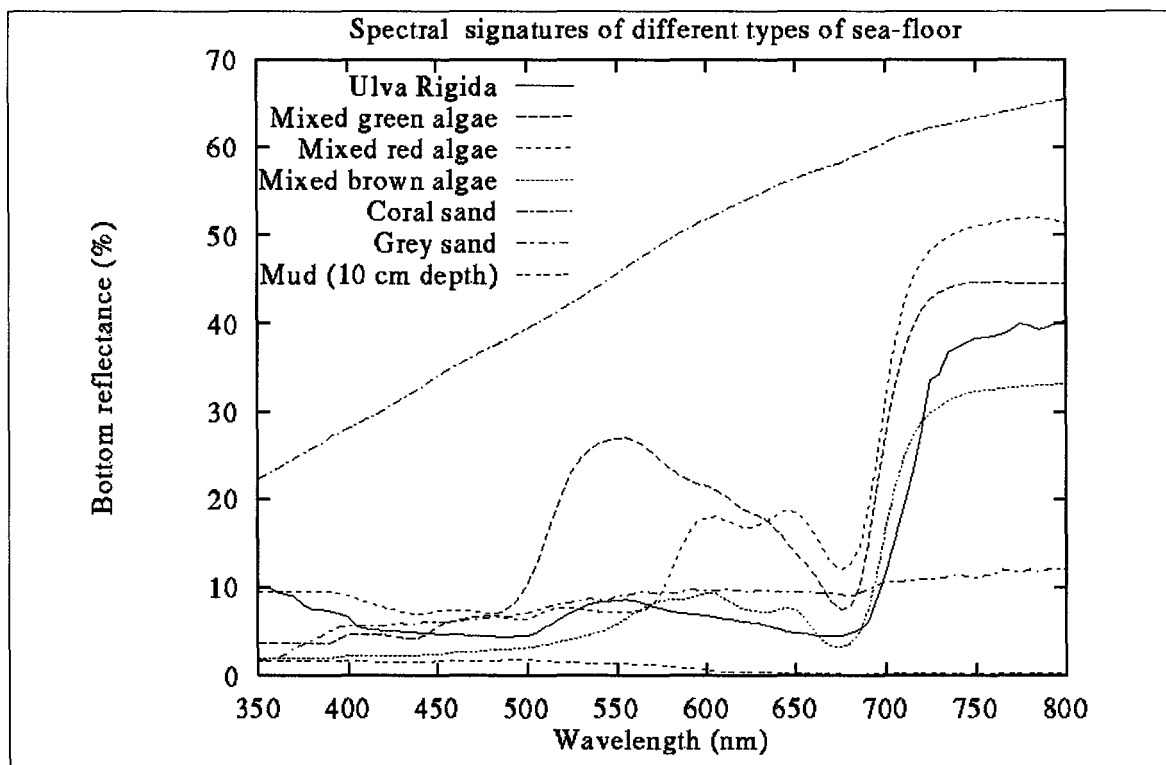


Figure 7.1 Spectres de réflectance de différents type de fond. Les spectres de mélanges d'algues et celui de sable corallien sont tirés de Maritorena, et al., 1994. Les spectres de *Ulva rigida* et de sable gris et de vase sont tirés de Alberotanza, 1989.

- Cinq valeurs de $ag(440)$ (m^{-1}) : [0,01; 0,1; 0,3; 0,5; 1,0],
- Six valeurs de CHL ($\mu g.l^{-1}$) : [0,1; 0,4; 1,0; 2,0; 10,0],
- Et onze profondeurs Z (m) : [0,5 ; 1,0 ; 1,5 ; 2,0 ; 3,0 ; 4,0 ; 5,0 ; 6,0 ; 7,0 ; 10,0],

Aboutissant à un total de 2310 conditions environnementales.

Les réflectances spectrales sont calculées à 27 longueurs d'onde entre 475 et 800 nm, correspondant aux valeurs centrales des canaux de l'instrument GER.

c) Résultats

Les performances globales de la méthode appliquée au modèle SA semblent similaire à celles observées avec le modèle SWRM (Figure 7.2 et Figure 7.3). La vraie solution est toujours retrouvée lorsque qu'aucun biais n'est introduit dans les données. On retrouve également la même asymétrie entre bruit positif et négatif.

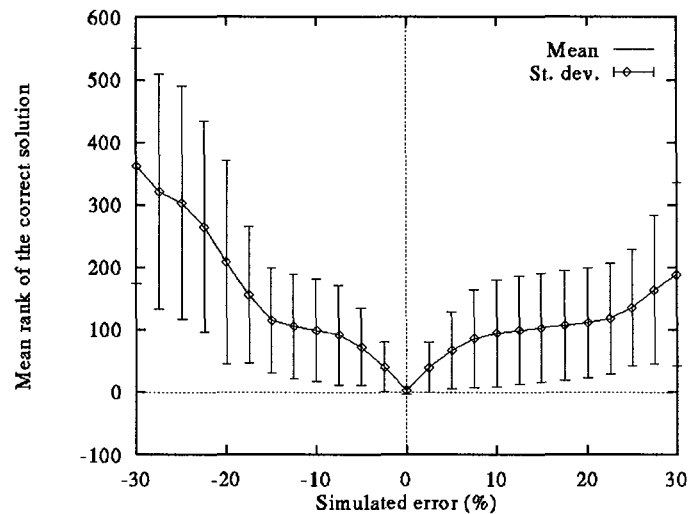


Figure 7.2 Analyse de sensibilité de la méthode à données synthétiques appliquée au modèle SA. En abscisse : niveau du bruit (bruit additif) ajouté aux réflectances synthétiques. En ordonnées : quantification du niveau de performances de la méthode ADS, la statistique représentée par le rang de la solution correcte dans l'espace des solutions.

La Figure 7.3 montre que la robustesse globale de l'algorithme est meilleure avec le modèle SA qu'avec le modèle SWRM. On remarque notamment que la probabilité de retrouver la vraie réflectance reste voisine de 20 % pour une erreur introduite de l'ordre de 10 %.

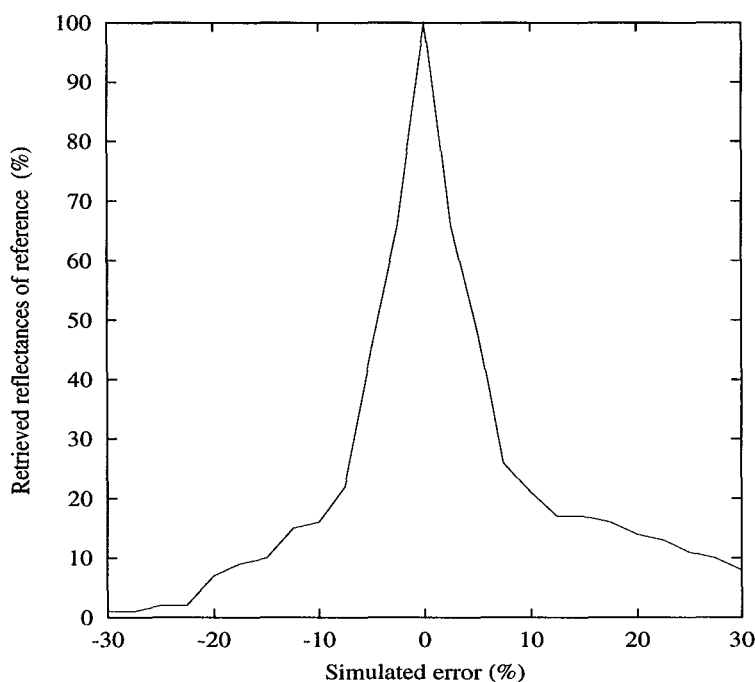


Figure 7.3 Analyse de sensibilité de la méthode à données synthétiques appliquée au modèle SA. En ordonnée est représentée la probabilité de retrouver le spectre de réflectance lorsqu'un bruit, variant de -30 à $+30$ % du niveau du signal ajouté.

L'analyse détaillée des performances par paramètre (Figure 7.4) révèle un bon comportement général de l'algorithme. On remarque cependant une diminution plus rapide de la probabilité de retrouver la bonne solution que dans le cas SWRM, lorsque l'erreur augmente. Ceci peut s'expliquer par le choix de la base de données. Nous avons privilégié dans ces simulations une base de données dense. Ainsi, la probabilité que de nombreuses combinaisons des paramètres aboutissent à des spectres de réflectances très proches les uns des autres est grande. Or, plus les classes de réflectances sont proches plus l'algorithme aura tendance à diverger lorsque le terme d'erreur augmente.

Ce résultat, comparé à celui des simulations avec le SWRM permet de mettre en évidence une caractéristique de la méthode à données synthétiques, menant à un compromis nécessaire :

Soit l'utilisateur dispose d'une base de données présentant un nombre limité de classes bien discriminées, et la méthode donnera de bons résultats même dans un contexte très bruité (erreur résiduelle important sur les réflectances de volume après étalonnage), comme le montre la Figure 7.5.

Soit l'utilisateur met en œuvre une base de données précise, et la méthode aura tendance à diverger rapidement lorsque le niveau de bruit augmente.

La première approche sera donc préconisée pour le traitement des images ayant un nombre limité de bandes spectrales, dans le cas de données sont de mauvaise qualité ou lorsqu'un

doute subsiste sur la qualité de l'étalonnage (étalonnage instrumental, et/ou corrections atmosphériques).

La seconde sera utilisée dans le cas de données hyperspectrales qui requièrent naturellement des bases de données complexes, et lorsque la qualité de l'étalonnage n'est pas mise en cause.

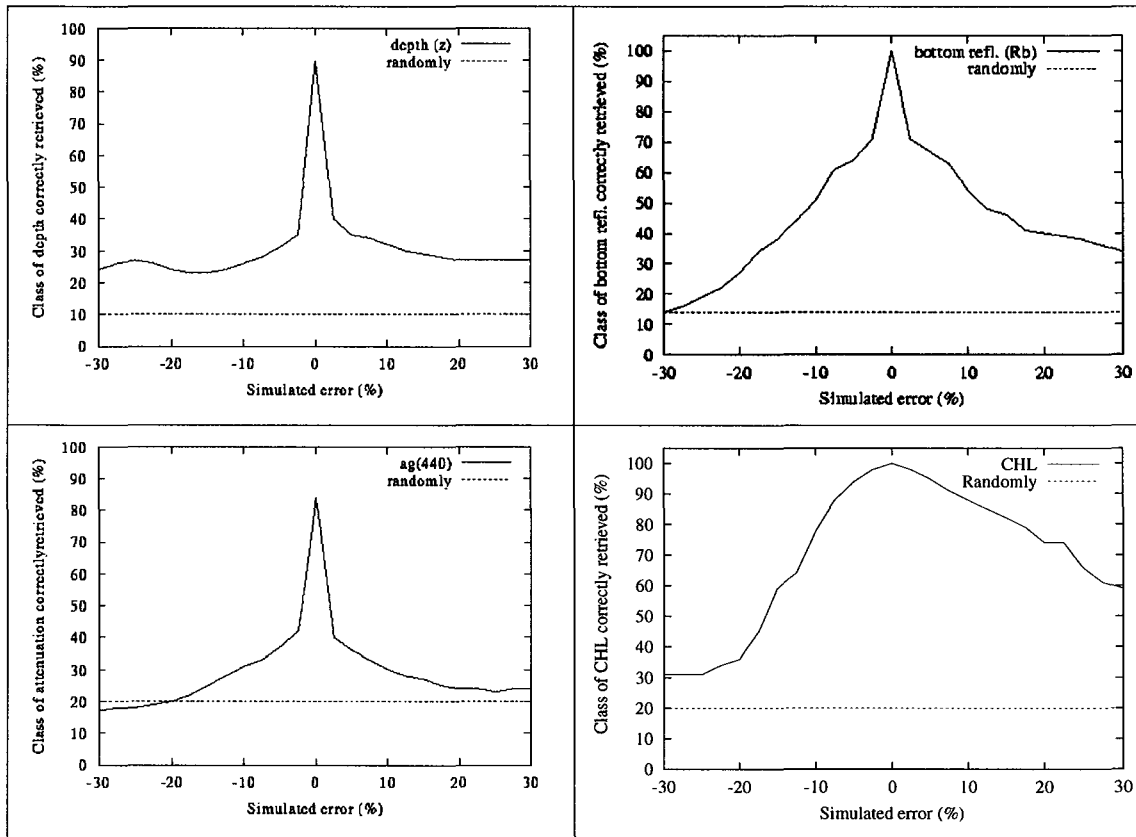


Figure 7.4 Analyse de sensibilité par paramètre de la méthode à données synthétiques appliquée au modèle SA. En ordonnée est représentée la probabilité de retrouver la vraie valeur des variables lorsqu'un bruit variant de -30 à $+30$ % de la valeur de la réflectance spectrale simulé est ajouté. La base de données utilisée consistent en 7 classes de R_b , 5 classes de $ag(440)$, 5 classes de CHL et 11 classes de Z. (a) Bathymétrie, Z. (b) Réflectance du fond, R_b . (c) Absorption par les substances jaunes, à 440 nm, $ag(440)$. (d) concentration en chlorophylle, CHL.

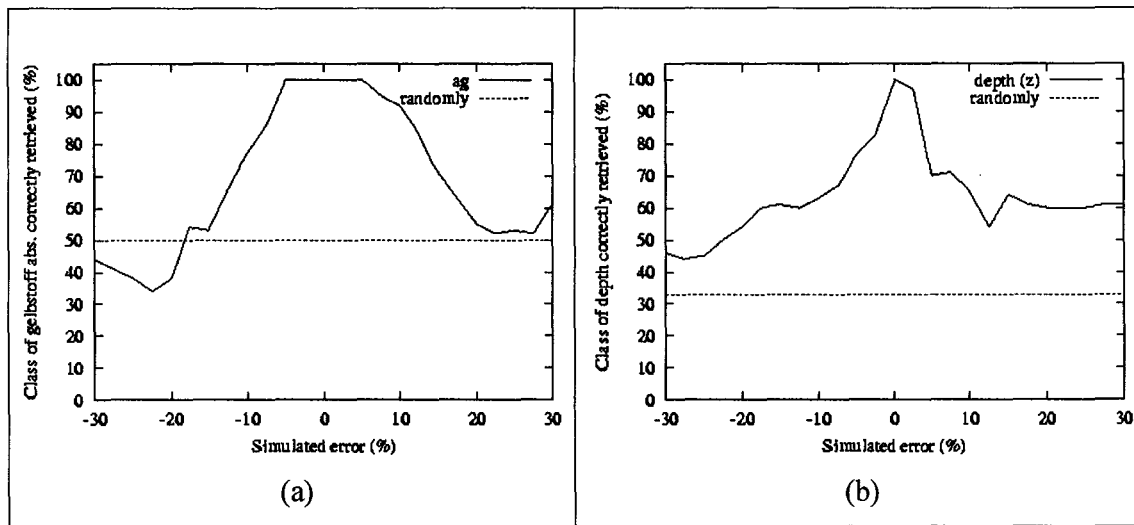


Figure 7.5 Analyse de sensibilité par paramètre de la méthode à données synthétiques appliquée au modèle SA. En ordonnée est représentée la probabilité de retrouver la vraie valeur des variables lorsqu'un bruit variant de -30 à $+30$ % de la valeur de la réflectance spectrale simulé est ajouté. La base de données utilisée consiste en 3 classes de R_b , 2 classes de $ag(440)$, 3 classes de CHL et 3 classes de Z. (a) Résultat pour l'absorption par les substances jaunes à 440 nm (m^{-1}) – $\alpha_r(440)$ et pour deux valeurs possibles de ce paramètre (0,1 ou 1,0) dans la base de données. (b) Résultat pour la profondeur de la colonne d'eau – Z (m) et pour trois valeurs possibles de ce paramètre (0,5 ; 1,0 ; 5,0) dans la base de données.

7.1.2 Méthode inverse par itération

Dans le chapitre 4, nous avons présenté les fondements de la seconde méthode d'inversion la plus prometteuse – de notre avis – quant aux perspectives offertes en télédétection des eaux côtières. Il s'agit de la méthode par itérations basée sur l'algorithme de Levenberg-Marquardt (méthode LM) appliqué au modèle SA (Lee *et al.*, 1998). Nous présentons ici les résultats concernant la robustesse de la méthode évaluée au travers de simulations dans des conditions similaires aux deux cas présentés précédemment.

a) Le formalisme utilisé

Le modèle utilisé pour les simulations a la forme suivante :

$$r_{rs} \approx r_{rs}^{dw} \left[1 - \exp\left(-\left(D_d + D_u^C\right) \alpha H\right) \right] + \frac{1}{\pi} \left(f_1 \cdot \rho_{sa} + (1 - f_1) \cdot \rho_u \right) \exp\left(-\left(D_d + D_u^B\right) \alpha H\right) \quad (7.1)$$

où D_d , D_u^C , D_u^B , α et r_{rs}^{dw} sont exprimés comme des fonctions du paramètre de Gordon

$$\frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda) + b_b(\lambda)} = \frac{\sum b_b^*(\lambda) V_c}{\sum a^*(\lambda) V_c + \sum b_b^*(\lambda) V_c} \quad (7.2)$$

où $V_c = (I, CHL, SM, a_{y440})$ est le vecteur des concentrations des différents constituants de la colonne d'eau.

a^* et b_b^* sont des pseudo-vecteurs de coefficients spécifiques d'absorption et de rétrodiffusion pour les différents constituants de la colonne d'eau :

$$a^*(\lambda) = [a_w(\lambda), a_{chl}^*(\lambda), a_{sm}^*(\lambda), \exp[-0,014 \cdot (\lambda - 440)]]$$

$$b_b^*(\lambda) = [b_{bw}(\lambda), b_{bchl}^*(\lambda), b_{b_{sm}}^*(\lambda), 0]$$

Nous avons choisi le formalisme classique pour l'absorption par les substances jaunes, selon Bricaud *et al.* (1981). Les coefficients spécifiques pour la chlorophylle et les matières en suspension sont issus de Bukata *et al.*, 1995. Les valeurs d'absorption par l'eau de mer sont celles mesurées par Pope & Fry (1997). Les valeurs de rétrodiffusion sont dérivées de Morel (1974).

Dans les conditions ci-dessus, les variables du modèle sont CHL , SM , a_{y440} , H et f_l .

Le schéma d'optimisation ou de minimisation correspond en fait à une procédure d'inversion par prédiction - correction, réalisée en ajustant les valeurs des variables dans le modèle semi-analytique, en réponse aux variations d'une fonction de coût, notée par la suite *err*. La fonction de coût à minimiser est de la forme

$$err = \sum_{\lambda} G(V_c)^2 \quad (7.3)$$

avec

$$G(V_c) = \frac{r_{rs}(V_c) - S(V_c)}{r_{rs}(V_c)} \quad (7.4)$$

où r_{rs} est le vecteur de réflectance en entrée, et S les valeurs successives du spectre de réflectance à évaluer. Les simulations ont été réalisées sur la base de 15 longueurs d'onde entre 410 et 720 nm par intervalle de 20 nm.

Dans les problèmes non linéaires d'optimisation, le choix des valeurs initiales est important afin d'éviter la convergence vers un minimum local au lieu de la vraie solution.

Les valeurs suivantes ont été utilisées pour les simulations présentées ci-dessous :

$$CHL = 2,0 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}, SM = 5,0 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}, a_{y440} = 0,115, H = 5,0 \text{ m}, f_l = 0,5$$

Nous utilisons de plus un algorithme permettant d'imposer des contraintes sur les limites de chacune des variables. Ces critères se révèlent également très important afin de limiter les dérives de la méthode.

La méthode de Levenberg-Marquardt requiert le calcul des dérivées partielles (Jacobien) de la fonction $G(V_c)$ à évaluer. Les algorithmes les plus couramment employés permettent généralement d'estimer automatiquement le Jacobien par la méthode des éléments finis. Cependant cette approche peut être vouée à l'échec dans le cas de matrices mal conditionnées, ayant un déterminant très proche de zéro. Dans la mesure du possible, il est donc préférable de fournir à l'algorithme une méthode analytique d'évaluation du Jacobien. Ceci est d'autant plus conseillé qu'il est alors possible de vérifier la cohérence de l'algorithme par comparaison entre le Jacobien fourni et celui estimé par élément finis. Le calcul analytique du Jacobien pour la fonction G ci-dessus est présenté en Annexe E.

b) Description du protocole d'évaluation

Plusieurs séries de simulations ont été réalisées afin de d'observer le comportement de l'algorithme dans diverses conditions.

Série 1 :

Dans cette première série, nous autorisons toutes les combinaisons possibles des valeurs prises par les variables. Un total de 180 cas est donc obtenu.

Tableau 7.1 Conditions d'expérimentation pour l'analyse de sensibilité de la méthode de Levenberg-Marquardt appliquée au modèle SA modifié. Série 1 et 2.

Variable	CHL ($\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$)	SM ($\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$)	$a_{y,440}$ (m^{-1})	Z (m)	f_1
Valeurs testées	0,1 ; 1,0 ; 2,0 ; 5,0 ; 10,0	0,2 ; 1,0 ; 5,0	0,1 ; 1,0 ; 5,0	1,0 ; 5,0	0,0 ; 1,0
Intervalle de variabilité	0,01 - 50	0,1 - 15	0,01 - 5,0	0,1 - 20	0,0 - 1,0

Séries 2 :

Dans une deuxième série, des conditions identiques à la série 1 sont simulées, mais nous procédons à l'élimination systématique des conditions environnementales non réalistes, telles que la détection du fond (f_1) pour des concentrations élevées en chlorophylle et sédiment en suspension et une profondeur de 5,0 m. Nous aboutissons à un total de 124 combinaisons.

Série 3 :

Une troisième série de simulation est conduite sur un nombre étendu de valeurs des variables et des intervalles de variabilité réduits.

Tableau 7.2 Conditions d'expérimentation pour l'analyse de sensibilité de la méthode de Levenberg-Marquardt appliquée au modèle SA modifié. Série 3.

Variable	CHL ($\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$)	SM ($\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$)	a_{y440} (m^{-1})	Z (m)	f_1
Valeurs testées	0,1 ; 0,5 ; 1,0 ; 2,0 ; 5,0 ; 10,0 ; 20,0	0,2 ; 0,5 ; 1,0 ; 5,0 ; 10,0	0,1 ; 0,5 ; 1,0 ; 5,0 ; 10,0	1,0 ; 1,0 ; 2,0 ; 5,0	0,0 ; 0,5 ; 1,0
Intervalle de variabilité	0,01 - 25	0,1 - 15	0,01 - 15,0	0,1 - 7	0,0 - 1,0

Le nombre total de cas possibles est de 2100, desquels sont extraits 1252 cas réalistes et pour lesquels une convergence est obtenue.

c) Résultats

La Figure 7.6 montre les résultats de la première série d'analyse. On observe une large variabilité des paramètres dérivés lorsque l'algorithme est exécuté sans réelles contraintes.

La méthode semble moins sensible pour les concentrations élevées en chlorophylle et matière en suspension, leur variabilité de ces variables passant d'un facteur supérieur à 4 pour $CHL = SM = 0,1$, à un facteur inférieur à 2 pour $SM = 5,0 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-1}$ ou $CHL = 10 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$.

L'absorption par les substances jaunes (Gelbstoff) présente par compte une variabilité bien plus importante pour les fortes que pour les faibles valeurs. Ainsi on observe un rapport entre données en entrée et données restituées allant du simple au quadruple, *i.e.* erreur de 400%, pour $a_{y440} = 5,0 \text{ m}^{-1}$, alors qu'une inversion exacte est obtenue pour $a_{y440} = 0,1 \text{ m}^{-1}$.

La Figure 7.6d présente les résultats d'inversion pour le paramètre f_1 , lequel représente la fraction de substrat sableux sur un fond couvert de macrophytes. L'algorithme semble bien plus robuste dans le cas de fond purement sableux ($f_1 = 1$). Cela s'explique par le choix des spectres de réflectance du fond choisi, ρ_{sa} , lequel correspond à un sable clair, ayant une signature très caractéristique et ayant donc potentiellement une forte influence sur la réflectance exprimée sous la surface de l'eau. Le spectre des macrophytes, ρ_u , est celui de la chlorophycée *Ulva rigida*. Ce spectre ne présente pas de fortes valeurs de réflectance, sa signature se confondant alors avec celle du phytoplancton dans la colonne d'eau. On observe donc une distribution sur toute la gamme de valeur possible, des valeurs retrouvées, lorsque $f_1 = 0$.

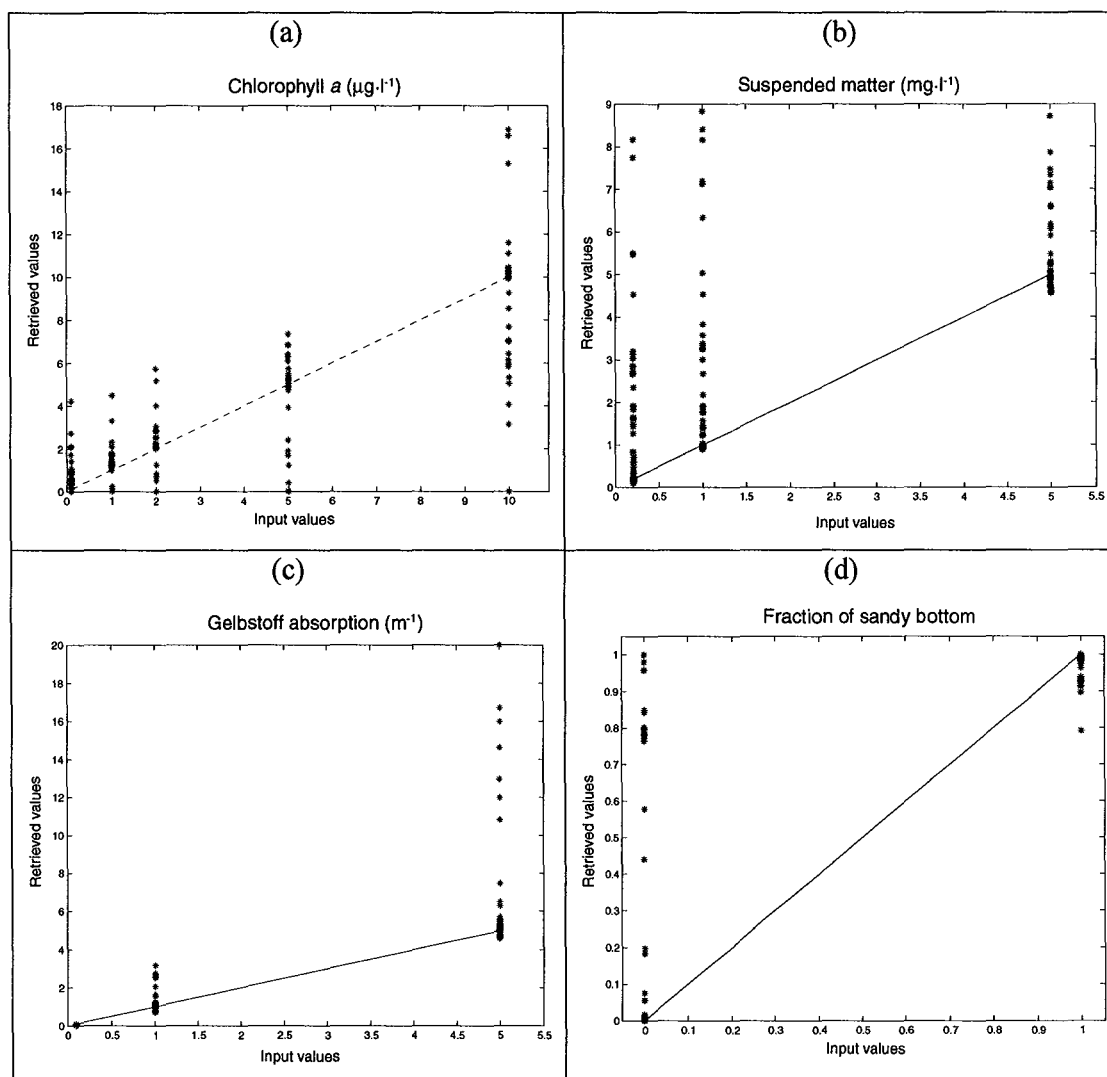


Figure 7.6 Analyse de sensibilité de la méthode LM pour une variation systématique des valeurs en entrée - série 1. En abscisse sont présentées les valeurs en entrée de l'algorithme d'inversion, et en ordonnée les valeurs restituées. (a) présente les valeurs restituées de chlorophylle a ($\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$) en fonction des valeurs en entrée. Des graphes correspondants pour les matières en suspension, les substances jaunes et la nature du fond (0 pour un substrat purement algal et 1 pour un substrat purement sableux) sont présentés respectivement en (b), (c) et (d).

Dans la seconde série, nous avons procédé à l'élimination de la plupart des combinaisons de paramètres menant à des conditions environnementales non réalistes. La Figure 7.7 compare les résultats obtenus par deux méthodes d'élimination des erreurs pour le paramètre a_{y440} . D'une part, nous avons éliminé les cas pour lesquels l'algorithme ne convergeait pas (Figure 7.7a). Les résultats montrent une légère amélioration en comparaison avec la série 1. D'autre part, nous avons éliminé *a priori*, les cas non réalistes (Figure 7.7b). Une inversion quasi parfaite est alors obtenue pour les faibles valeurs de a_{y440} . Une amélioration notable est également observée pour les fortes valeurs puisque la solution est contrainte dans la limite d'un facteur 2 par rapport à la valeur en entrée.

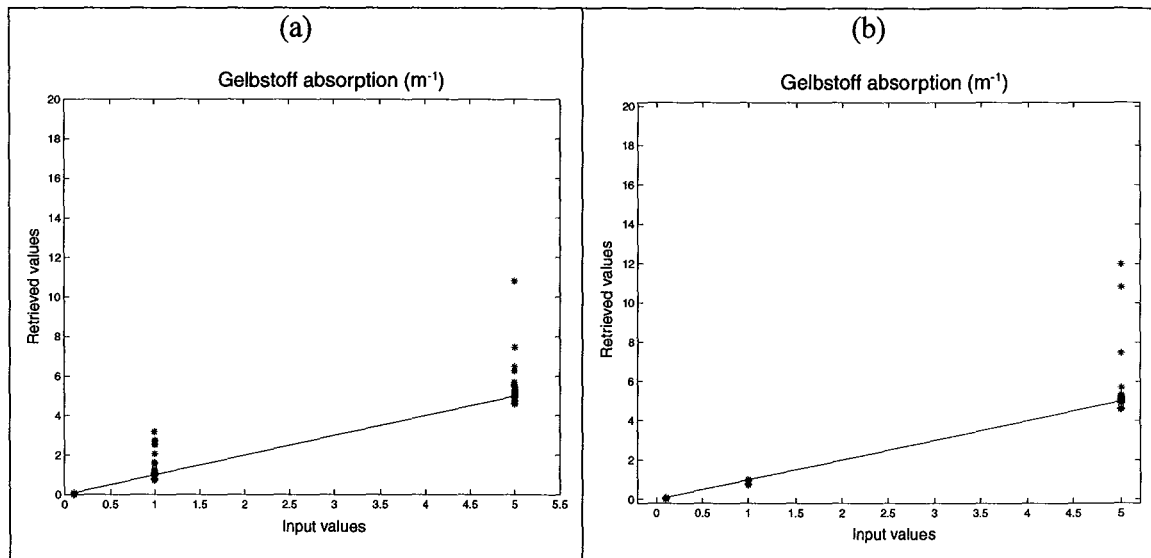


Figure 7.7 Analyse de sensibilité de la méthode LM pour une variation systématique des valeurs en entrée - série 2. En abscisse sont présentées les valeurs en entrée de l'algorithme d'inversion, et en ordonnée les valeurs restituées. (a) Résultats de la série 1 pour tous les cas pour lesquels l'algorithme a convergé. (b) Résultat de la série 2 : les conditions non réalistes ont été supprimées.

Les résultats pour les autres variables, lorsque les conditions irréalistes sont éliminées, montrent une meilleure convergence de l'algorithme (Figure 7.8). La variabilité obtenue est en fait toute relative puisque les points éloignés de la ligne de convergence parfaite ne représentent que 5 à 10 % du nuage de point selon la variable considérée. Si un intervalle de confiance de 95 % est appliqué, alors un coefficient de corrélation $r \geq 0.97$ est obtenu entre valeurs en entrée et valeurs dérivées, pour chacune des variables.

Une troisième série d'analyse a été menée pour des conditions environnementales étendues (Tableau 7.2). Les résultats (Figure 7.9) montrent une sensibilité accrue pour l'ensemble des paramètres, et principalement pour les valeurs les plus fortes. Nous noterons en particulier la forte divergence pour les valeurs élevées de a_{y440} . Ceci peut être attribué à la valeur extrêmement élevée de la limite supérieure de l'intervalle de recherche pour cette variable (15 m^{-1}). Nous pouvons, de plus, présumer que cette situation influence également les performances de l'algorithme pour les autres variables.

Après ajustement de la valeur maximum autorisée pour a_{y440} , l'algorithme montre d'excellentes performances (Figure 7.10).

La méthode de Levenberg-Marquardt appliquée au modèle SA semble donc être très performante lorsque les conditions initiales et les conditions aux limites sont bien ajustées. Elle montre par contre une grande sensibilité aux variations de ces conditions.

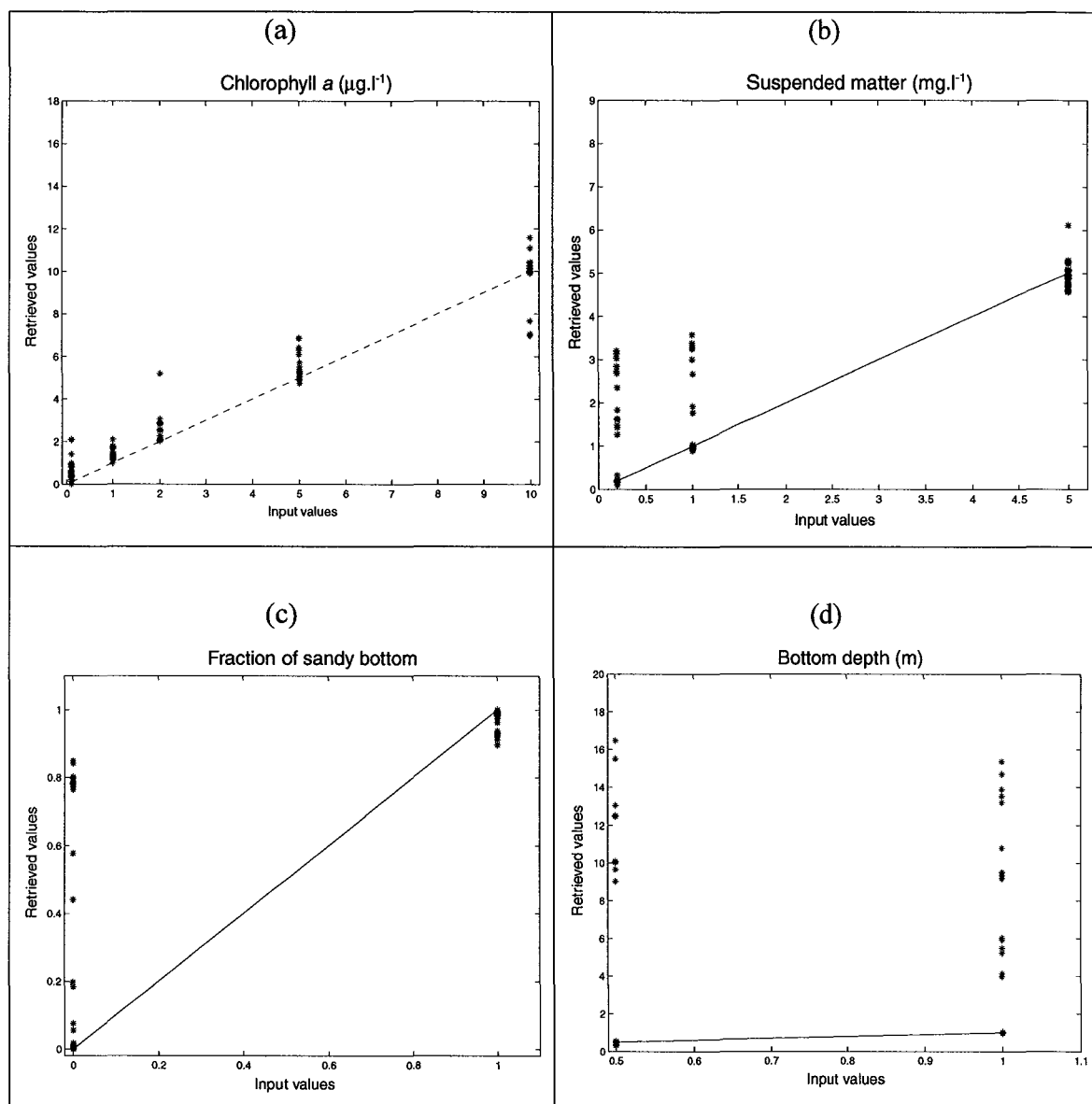


Figure 7.8 Analyse de sensibilité de la méthode LM pour une variation systématique des valeurs en entrée - série 2. En abscisse sont présentées les valeurs en entrée de l'algorithme d'inversion, et en ordonnée les valeurs restituées. (a) présente les valeurs dérivées de chlorophylle a ($\mu\text{g.l}^{-1}$) en fonction des valeurs en entrée. Des graphes correspondants pour les matières en suspension, la nature du fond (0 pour un substrat couvert d'algue et 1 pour un substrat purement sableux) et la bathymétrie sont présentés respectivement en (b), (c) et (d).

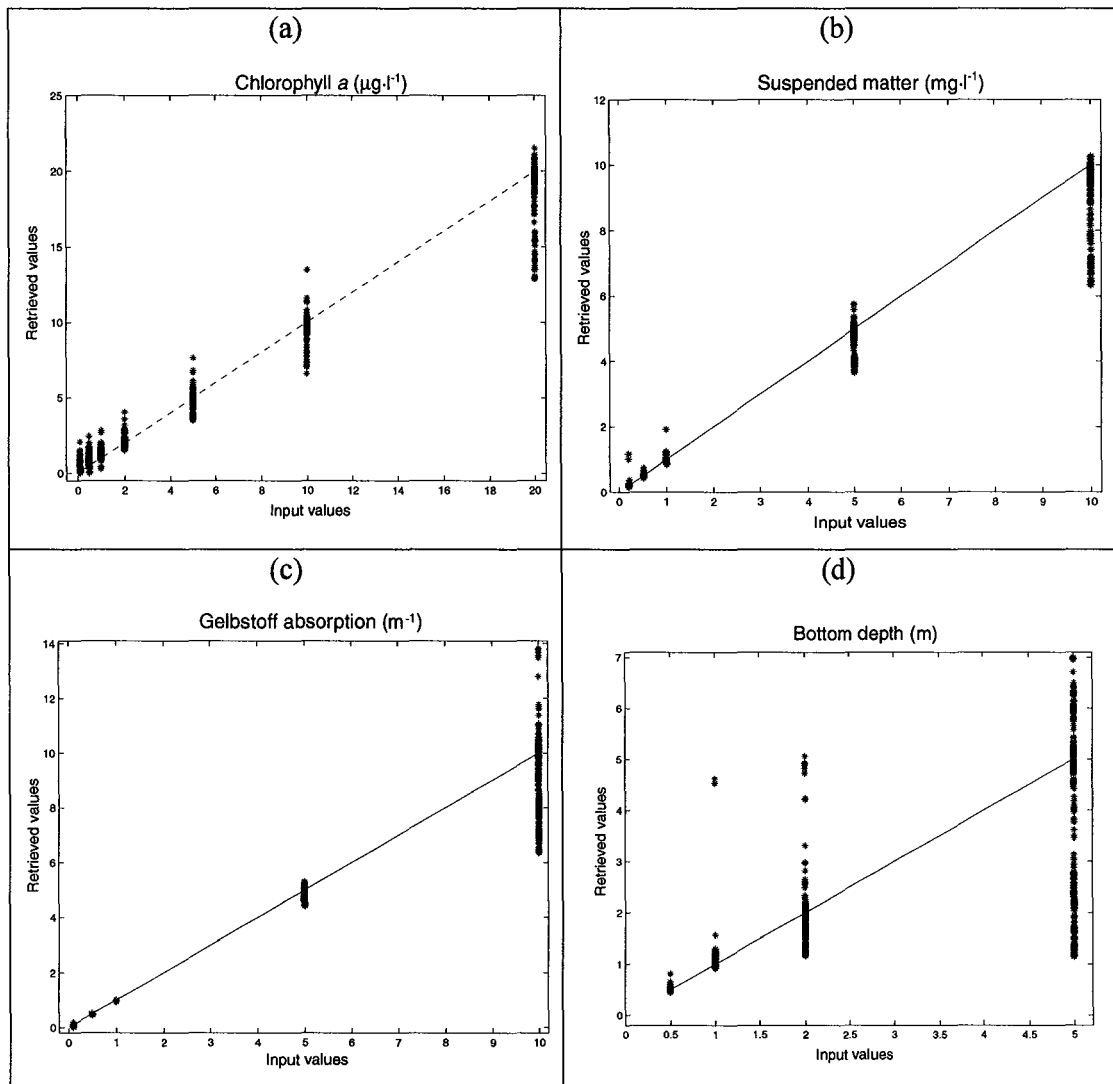


Figure 7.9 Analyse de sensibilité de la méthode LM pour une variation systématique des valeurs en entrée - série 3. En abscisse sont présentée les valeurs en entrée de l'algorithme d'inversion, et en ordonnée les valeurs restituées. (a) présente les valeurs dérivées de chlorophylle a ($\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$) en fonction des valeurs en entrée. Des graphes correspondants pour les matières en suspension, l'absorption par les substances jaunes à 440 nm et la bathymétrie sont présentés respectivement en (b), (c) et (d).

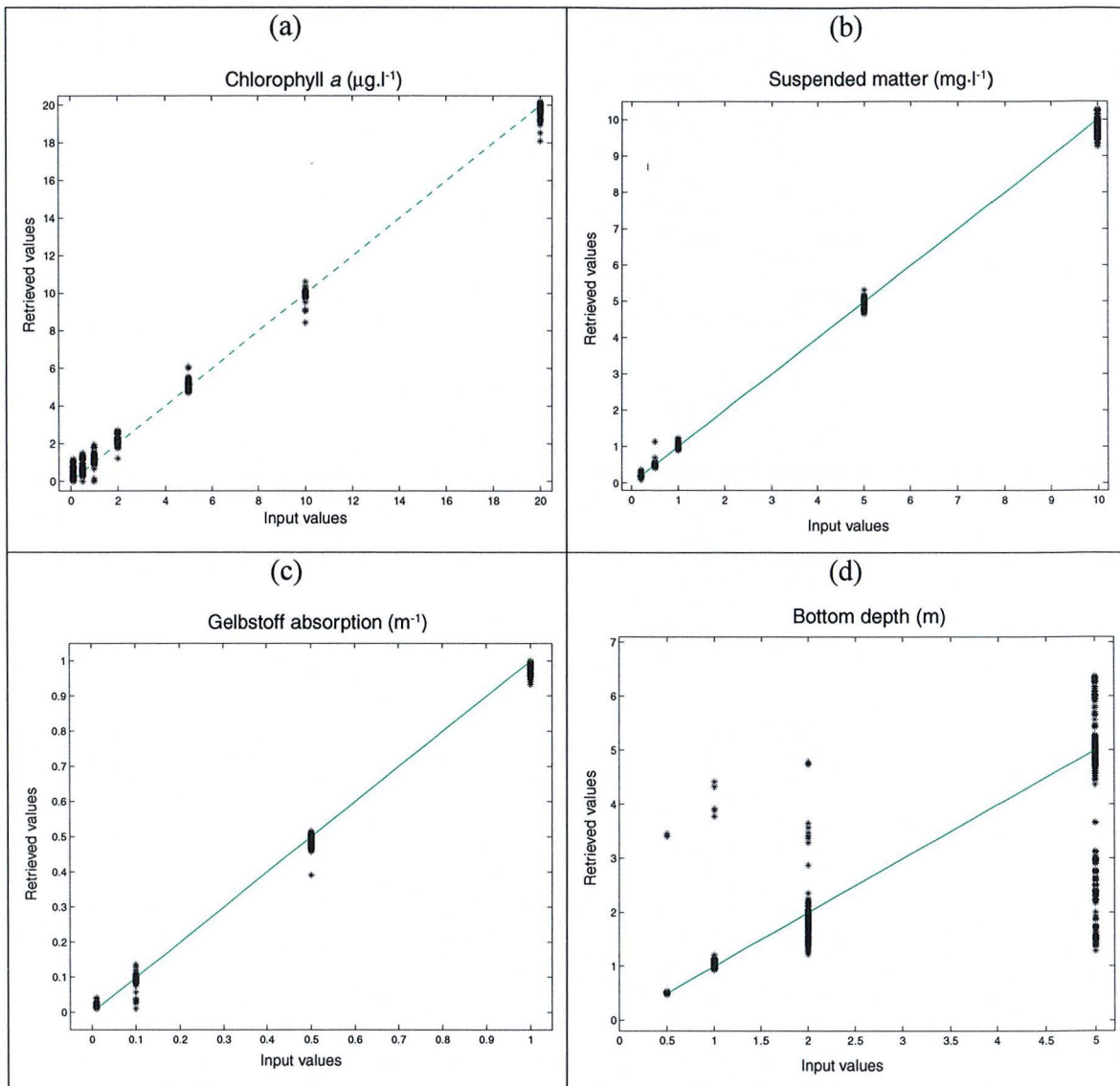


Figure 7.10 Analyse de sensibilité de la méthode LM pour une variation systématique des valeurs en entrée - série 3 - après ajustement de la valeur maximale autorisée pour la variable a_{y440} . En abscisse sont présentées les valeurs en entrée de l'algorithme d'inversion, et en ordonnée les valeurs restituées. (a) présente les valeurs dérivées de chlorophylle a ($\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$) en fonction des valeurs en entrée. Des graphes correspondants pour les matières en suspension, l'absorption par les substances jaunes à 440 nm et la bathymétrie sont présentés respectivement en (b), (c) et (d).

7.2 Choix de la méthode en fonction des données disponibles

7.2.1 Intégration des données

Dans cette dernière section, nous essayons de synthétiser les possibilités offertes à un utilisateur en fonction des données *in situ* dont il dispose, pour l'analyse de données

multispectrales ou hyperspectrale en vue de l'extraction d'information sur le milieu littoral. Nous envisageons séparément les composantes atmosphériques et hydrologiques de l'analyse.

7.2.1.1 Composante atmosphérique

Le Tableau 7.3 synthétise l'utilisation de mesures de terrain, couramment effectuées ou qu'il est aisé de se procurer, dans les procédures de correction atmosphériques des données de télédétection.

Nous indiquons les quantités géophysiques mesurées, les paramètres de modèle dérivés des mesures, ainsi que les équations utilisées pour les calculer. Enfin, nous faisons référence aux modèles et méthodes pouvant utiliser ces informations.

Tableau 7.3 Utilisation des données in situ les plus couramment mesurées pour les corrections atmosphériques de données de télédétection.

Quantité mesurée	Quantité dérivée 1	Quantité dérivée 2	Données complémentaires	Modèles /équations
Aucune			date, heure et lieu de la prise de vue	6S, MODTRAN initialisé par données par défaut ou climatologiques
Mesures simples				
Visibilité	$\tau_a(550)$		Modèle d'aérosol	6S, MODTRAN, GC
Vitesse du vent à 10 m au-dessus de la surface	L_f Eq. (5.15) et (5.16) L_g Eq. (5.17)			6S, MODTRAN, GC Inversion de l'Eq. (3.62)
O ₃ , quantité d'eau précipitable, Pression atmosphérique				6S, MODTRAN, GC Eq. (E.8)
Utilisateur équipé (radiomètre de terrain type Cimel ou PRR-810)				
$E_{d0+}(\lambda)$	$T(\theta_s, \lambda)$ Eq. (6.6)	$T(\theta_s, \lambda)$	L_{atm} Eq. (6.2) et (6.3)	Inversion de l'Eq. (3.62)
$E_{d0+}(\lambda)$ et E_{ds}	E_{dd}	$T(\theta_\nu, t_{diff}(\theta_\nu))$ $T(\theta_\nu, t_{diff}(\theta_\nu))$	L_{atm} Eq. (6.2) et (6.3)	Inversion de l'Eq. (3.62)

7.2.1.2 Composante marine

Le Tableau 7.4 synthétise l'utilisation de mesures-terrain, couramment effectuées ou facilement disponibles, lors de campagnes d'analyse des eaux côtières par télédétection.

Nous indiquons comme précédemment, les quantités géophysiques mesurées, les paramètres de modèle dérivés de ces mesures, ainsi que les équations utilisées pour les calculer. Enfin, nous faisons référence aux modèles et méthodes pouvant utiliser ces informations.

7.2.2 Quelques conseils pour la planification de mission et campagne de mesure

Les caractéristiques des méthodes et procédures présentées dans cet ouvrage nous amènent à formuler quelques conseils pour la planification de mission d'acquisition de données de télédétection spatiale ou aéroportée, pour l'analyse de milieux littoraux.

Des gestes ou procédures simples peuvent permettre d'accroître de manière significative les performances des méthodes présentées ici. Tout d'abord, observons qu'un certain nombre de données devrait donc être collecté de façon systématique lors de toute campagne. Parmi celles-là :

- La visibilité atmosphérique
- Les caractéristiques de la couverture nuageuse (type de nuage, couverture du ciel, présence de brume, etc.). Une photographie du ciel permettra une meilleure définition des conditions de prise de vue *a posteriori*.
- L'état de la mer (rugosité, présence d'écume, pourcentage de couverture par l'écume, etc.). Une photographie des conditions caractéristiques se révélera également d'une grande utilité lors d'analyse *a posteriori*.
- Profondeur de Secchi mesurée selon une grille d'échantillonnage de maille adaptée à la résolution des images acquises. L'utilisation du disque de Secchi est très controversée. Cependant, il demeure le moyen le plus facile à mettre en œuvre et le moins onéreux pour acquérir des informations sur les propriétés d'atténuation des eaux marines. Il permet, en outre de donner une estimation de K_d , qui comme nous l'avons discuté à maintes reprises, est l'un des paramètres les plus sensibles, commun aux méthodes utilisées dans nos travaux. Nous rappellerons par exemple son utilisation dans la méthode en eaux claires, présentée en (voir, *e.g.* section 4.2.2, et la description du modèle SWRM). Nous avons également vu que ce coefficient, exprimé à partir de la profondeur de Secchi, peut également être considéré comme une mesure du coefficient efficace d'atténuation diffuse K . En effet, la perception que nous avons du disque résulte de l'atténuation du rayonnement sur la totalité du parcours des photons incidents après réflexion sur le disque supposé Lambertien et de l'atténuation sur le parcours ascendant jusqu'à la surface.

Lors de campagnes pour lesquelles un budget plus consistant est disponible, les utilisateurs se verront conseiller l'emploi de radiomètres de terrain optimisés pour la mesure dans l'air. Alors, la mesure des éclaircissements total et diffus incident à la surface se révélera judicieuse en

vue des corrections atmosphériques et de la définition des conditions aux limites dans un modèle de transfert radiatif dans les eaux de mer.

Tableau 7.4 Utilisation des données in situ les plus couramment mesurées dans le cadre des procédures d'analyse des données de télédétection.

Quantité mesurée	Quantité dérivée 1	Quantité dérivée 2	Données complémentaires	Modèles /équations
Aucune				HYDROLIGHT©, SWRM, Modèle SA
Base de données de signature spectrale	$R_b(\lambda, Z)$			HYDROLIGHT©, SWRM, Modèle SA
Profondeur de Secchi, Z_{SD}	K_d, c Eq.(3.44)- (3.46)			Etalonnage/validation SWRM, Modèle SA
Utilisateur équipé (instrument optique à la mer)				
Radiomètre type PRR-800 (Biospherical Instrument Inc., CA.)				
$L_u(\lambda, Z), E_d(\lambda, Z)$	$K_d(Z)$ Eq. (3.25) r_{rs} Eq.(3.30)			Etalonnage/validation SWRM, Modèle SA
idem	idem		$E_{d0+}(\lambda)$ (PRR-810) Eventuellement L_w Pour dériver R_{rs} Eq. (3.32)	Transmittance à travers l'interface Eq.(3.37). Evaluation du <i>self-shading</i> dû au bateau
Instrument type ac-9 (WetLabs Inc., OR.)				
a, c	b b_b	$K_d, L_w, L_w, r_{rs}, R_{rs}$		HYDROLIGHT©, Modèle SA, Monte Carlo
Signatures simultanées (radiomètre terrain, e.g. Cimel, PRR-810,)				
$R_b(\lambda, Z=0)$	Relation L_{rs} vs. R_b			Etalonnage relatif de L_{rs} par régression

De plus, l'acquisition de spectres de réflectance des différents types de fond en conditions exondées, et sous une faible épaisseur d'eau (5 cm) permettra d'enrichir la base de données des conditions environnementales en vue par exemple de l'application de la méthode à données synthétiques. Si de tels spectres sont mesurés, un étalonnage relatif des luminances mesurées peut être réalisé, par une méthode de régression entre spectres mesurés et luminances des pixels correspondant dans l'image. On peut alors dériver les réflectances « au sol » pour l'ensemble de l'image. Un bon étalonnage requiert l'acquisition de spectres de réflectance pour des substrats clairs et sombres.

Enfin, l'utilisation d'instruments d'optique dédiés à l'environnement marin, type PRR-800 (Biospherical Instrument Inc.) pour la mesure des luminances spectrales ascendantes et d'éclairements descendants, et ac-9 pour la mesure des IOPs, permettra une étude complète

des propriétés optiques de la zone d'étude. Les profils de luminances ascendantes et d'éclairement descendant acquis par un instrument PRR-800 ou un instrument similaire, seront principalement utilisés pour la validation des données de télédétection et des modèles directs de transfert radiatif. Les mesures d'absorption et d'atténuation acquis par un instrument de type ac-9© (WetLand Ltd) permettront l'initialisation de ces modèles.

7.3 Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons présenté une analyse de la sensibilité des méthodes discutées auparavant. Nous avons montré qu'un compromis entre robustesse (possibilité d'utilisation sans information *a priori*) et précision est généralement l'élément déterminant de ces méthodes.

En nous basant sur ces considérations et sur les caractéristiques intrinsèques des méthodes discutées, nous avons formulé des recommandations en vue d'une meilleure intégration entre données *in situ*, modèles d'inversion du transfert radiatif, et données de télédétection.

- CHAPITRE 8-

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

- *Chapitre 8* -

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Notre travail avait pour objectifs de définir les besoins opérationnels en paramètres géophysiques pouvant être déterminés par des mesures d'observation de la Terre, pour le suivi et la gestion des milieux côtiers, d'évaluer les méthodes classiques utilisées pour dériver ces paramètres, et de dégager des solutions et axes de recherche pour répondre à ces besoins sur la base de la nouvelle génération de capteur de couleur de la mer à venir. Ce qui est présenté dans cette thèse ne constitue pas une revue exhaustive des apports possibles de l'imagerie satellite à l'étude du domaine littoral, et des méthodes associées. Elle dresse cependant un panorama des possibilités et décrit les grands axes méthodologiques.

Nous avons développé un ensemble de procédures et d'outils de suivi par télédétection et de simulation d'environnements littoraux. Ces outils reposent sur l'utilisation conjointe de données de télédétection et de modèles numériques du transfert radiatif dans l'océan et l'atmosphère et éventuellement de mesures *in situ* afin de dériver des informations pertinentes sur la distribution spatiale et temporelle des propriétés optiques du milieu. Nous avons focalisé notre travail sur les environnements turbides, définis du point de vue de l'optique, comme des eaux du cas II. Nous présentons des méthodes robustes pour l'extraction des paramètres optiques caractérisant ces eaux, basées sur des méthodes d'inversion du transfert radiatif. De plus, les solutions envisagées sont adaptées au contexte de travail d'un utilisateur opérationnel.

8.1 Les principaux résultats

Une caractérisation des besoins opérationnels

L'analyse du besoin exprimé par les opérateurs, décideurs et politiques ayant un intérêt pour les zones côtières, met en évidence que les paramètres, potentiellement dérivables par télédétection, les plus sollicités ne sont peut-être pas ceux pour lesquels la communauté scientifique internationale investit le plus d'efforts. En complément de la biomasse et de la production du phytoplancton, les paramètres les plus cités sont la turbidité, la bathymétrie et la caractérisation des habitats benthiques. De façon générale, un plus grand intérêt est suscité

par les zones littorales que pour le domaine côtier du large. Ceci est principalement dû aux impacts directs potentiellement plus importants sur les activités économiques et la santé humaine.

Le besoin en service opérationnel est clairement spécifié dans le chapitre 2. Celui-ci inclut principalement la dissémination d'information en temps quasi-réel, la diffusion de cette information sous la forme de produits à haute valeur ajoutée, directement utilisable par l'utilisateur-final et la connaissance du degré de précision pouvant être accordée à l'information.

Une revue objective des méthodes historiques

Nous avons présenté les principales méthodes d'analyse des eaux littorales par télédétection passive. Nous avons montré que les approches sont variées allant d'analyses qualitatives basées sur de simples rapports de bandes spectrales, jusqu'à des méthodes mathématiquement complexes d'optimisation ou de contrôle optimal. Nous avons en particulier présenté une méthode quasi-opérationnelle (méthode dite en eaux claires), mais pour laquelle les hypothèses adoptées pour la simplification des processus physiques rendent son application délicate dans des milieux d'une complexité optique importante. Nous avons enfin discuté quelques méthodes d'inversion, qui pour certaines ont été utilisées pour l'étude de la qualité de l'eau dans les eaux du cas I ou les eaux du cas II, et pour lesquelles le substratum ne contribue pas au signal mesuré.

Un logiciel prototype pour l'étude des milieux littoraux par télédétection et modélisation.

Nous avons présenté les procédures et outils mis en œuvre dans le cadre du développement d'un logiciel prototype pour l'analyse des milieux littoraux par télédétection. Le logiciel est modulaire et paramétrable en fonction des besoins et des possibilités. Il offre la possibilité de choisir la méthode d'inversion, le modèle de transfert radiatif, les paramètres et les inconnues. Il permet, de plus, de réaliser une base de données synthétiques et d'interagir avec elle. En outre, la possibilité d'intégrer des mesures *in situ* permet d'améliorer les performances des phases de traitements : (corrections atmosphériques, transfert radiatif à travers l'interface air-mer et transfert radiatif dans la colonne d'eau). Nous avons discuté l'importance d'outils d'analyse a posteriori pour l'amélioration générale de la cohérence spatiale des paramètres restitués. Le prototype développé a la capacité d'intégrer de tels outils.

Des méthodes diversifiées adaptables aux conditions d'expérimentation rencontrées.

Toutes les méthodes développées ont été évaluées par simulation d'un éventail de conditions expérimentales et environnementales diversifiées. Nous avons montré qu'un compromis entre robustesse (possibilité d'utilisation de l'outil sans information *a priori*) et précision est généralement l'élément déterminant de ces méthodes.

En nous fondant sur ces considérations et sur les caractéristiques intrinsèques des méthodes discutées, nous formulons, à l'adresse des utilisateurs, un ensemble de recommandations visant à une meilleure synergie entre données *in situ*, modèles de transfert radiatif, et données de télédétection.

8.2 Les perspectives de recherche

Les régions littorales sont des zones privilégiées de l'expansion humaine. L'augmentation globale de la population mondiale induit une augmentation de la population dans les zones côtières. A cette tendance générale doit être ajoutées les migrations saisonnières dues au tourisme dont les volumes s'accroissent chaque année en raison de plusieurs facteurs, tels que l'augmentation de la durée de vie moyenne, l'amélioration du niveau de vie et la diminution du temps de travail. Enfin la population européenne est de plus en plus sensible à la conservation de l'environnement. Tous ces faits résultent en une pression croissante sur les secteurs côtiers et un besoin croissant d'une meilleure connaissance et d'une meilleure gestion de ces secteurs. Le développement durable de ces secteurs ainsi que la conservation de l'environnement sont des défis majeurs du 21^{ème} siècle et l'Observation de la Terre est l'un des instruments principaux de leur réussite.

Dans ce contexte, parmi les paramètres environnementaux les plus importants à surveiller se trouvent la qualité de l'eau et les modifications du trait de côte. Les techniques d'Observation de la Terre ont déjà montré leur intérêt, comme nous l'avons démontré tout au long de ce document, bien qu'un effort accru doive être fait dans le futur proche afin d'améliorer la qualité (pris dans un sens large) des paramètres dérivés.

Les principaux défis de la télédétection sont d'une part, liés aux instruments, aux missions, aux algorithmes de traitement et aux modèles de restitution des paramètres géophysiques. Ils sont d'autre part culturels : La communauté de la télédétection devrait faire un effort dirigé vers les décideurs et les utilisateurs, et proposer des produits plus attractifs et d'avantage adaptés aux besoins opérationnels.

Jusqu'à présent trois solutions sont à la disposition d'un utilisateur potentiel de données satellitaires pour l'étude de la zone côtière :

- Données à haute résolution spatiale (10^1 m), de faible résolution spectrale et offrant une couverture temporelle limitée (type SPOT, Landsat).
- Données de couleur de la mer à faible résolution spatiale (10^3 m), résolution spectrale ad hoc et couverture temporelle satisfaisante (type SeaWiFS, MODIS, MOS).
- Données aériennes à très hautes résolutions spatiale et spectrale, mais à couvertures spatiale et temporelle limitées.

La prochaine génération de capteurs spatiaux pour la couleur de la mer offrira des résolutions spatiale et spectrale ad hoc pour l'étude de la zone côtière (MERIS), voire de très hautes résolutions spatiale et spectrale (COIS, Orbview-4). De tels instruments initient une nouvelle ère de la télédétection opérationnelle des zones côtières. Ils donnent en outre un nouveau souffle et un regain d'intérêt pour la télédétection des milieux littoraux. Ainsi, une nouvelle mouvance émerge, liée au programme de recherche et développement de NEMO/COIS. Au niveau du traitement des données optiques, nous avons vu que des limitations existent. Des modèles d'inversion du transfert radiatif en eaux côtières plus réalistes sont en cours de développement (Lyaskovsky, 2000). Nous travaillons pour notre part sur un modèle analytique en eaux peu profondes, prenant entre autres en compte des conditions d'éclairement incident plus réalistes, ainsi que les phénomènes de réflexion autres que Lambertienne sur le fond.

La télédétection a un formidable potentiel pour la gestion de la qualité de l'eau en zones côtières. Des utilisations pré-opérationnelles voient actuellement le jour, (*e.g.* Durand *et al.*, 1999; Durand *et al.*, 2000; Johannessen *et al.*, 2000). Les données d'observation de la Terre sont et seront de plus en plus intégrées dans des systèmes intelligents dédiés à la gestion des zones côtières. C'est à ces réalités qu'il faut dès à présent se préparer. Les outils et concepts développés dans cette thèse sont une contribution à cette vision, ils ouvrent la voie à de nouveaux champs de développement pluridisciplinaires.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques

- Ackleson, S.G., 1996. Diffuse attenuation in optically shallow water: effects of bottom reflectance. In *Ocean Optics XIII*, Halifax, Canada, SPIE, 2963, pp. 326-330.
- Ackleson, S.G. and V. Klemas, 1986. Two-flow simulation of the natural light field within a canopy of submerged aquatic plants. *Appl. Opt.*, 25(7): 1129--1136.
- ACRI, 1995. *CEO Pathfinder Study on the Coastal Zone*. ACR-CEO-FR, Final Report ACRI under CEO contract.
- Alberotanza, L., 1989. *Sea-truth data catalogue, EISAC'89, North Adriatic Sea*, CNR-ISDGM, Venice, Italy.
- Alberotanza, L., V.E. Brando, G. Ravagnan and A. Zandonella, 1999. Hyperspectral aerial images. A valuable tool for submerged vegetation recognition in the Orbetello Lagoons, Italy. *Int. J. Remote Sens.*, 20(3): 523-533.
- Alberotanza, L., M. Pavanatti, G. Zibordi and A. Zandonella, 1991. Landsat 5/ thematic mapper images used to identify macroalgae vegetation in the Venice Lagoon. In *Proceedings of the 1st Int. Conf. On water pollution: modelling, measuring and prediction.*, L.C. Wrobel & C.A. Brebbia eds., Elsevier/Computational Mechanics Publications, Southampton, Boston, pp. 355-368.
- Alberotanza, L. and A. Zandonella, 1995. Biochemical information extraction of Venice Lagoon macroalgal vegetation from TM spectral bands. In *Proceedings of IGARSS'95*, I.E.E.E., pp. 337-339.
- Althuis, I.J., J. Vogelzang, M.R. Wermant, S.J. Shimwell, W.W.C. Gieskes, R.E. Warnock, J. Kromkamp, R. Wouts and W. Zevenboom, 1996. *On the colour of case 2 waters particulate North Sea matter. Part I: Results and conclusions*. Tech. Report No. 95-21A, The Netherlands Remote Sensing Board, Delft.
- Anderson, G.P., J. Wang, M. Hoke, F.X. Kneizys, J.H. Chetwynd, L.S. Rothman, L.M. Kimball, R.A. McClatchey, E.P. Shettle, S.A. Clough, W.O. Gallery, L.W. Abreu and J.E.A. Selby, 1994. History of one family of atmospheric radiative transfer codes. In *Proceedings of the Int. Conf. on Passive Infrared Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere*, Rome, SPIE, 2309, pp. 170-183.

- Antoine, D. and A. Morel, 1996. Oceanic primary production: 1. Adaptation of a spectral light-photosynthesis model in view of application to satellite chlorophyll observations. *Global Biogeochemical Cycles*, 10(1): 43-55.
- Antoine, D., J.-M. André and A. Morel, 1996. Oceanic primary production: 2. Estimation at global scale from satellite (coastal zone color scanner) chlorophyll. *Global Biogeochemical Cycles*, 10(1): 57-69.
- Antoine, D. and A. Morel, 1998. Relative importance of multiple scattering by air molecules and aerosols in forming the atmospheric path radiance in the visible and near-infrared parts of the spectrum. *Appl. Opt.*, 37(12): 2245-2259.
- Austin, R.W. and T.J. Petzold, 1986. Spectral dependence of the diffuse attenuation coefficient of light in ocean waters. *Opt. Eng.*, 25(3): 471-479.
- Austin, R.W., 1974. The remote sensing of spectral radiance from below the ocean surface. In: N.G.J.A.E.S. Nielsen (Editor), *Optical aspects of oceanography*. Academic Press, pp. 317-344.

- B**ehrenfeld, M.J. and P.G. Falkowski, 1997. a consumers guide to phytoplankton primary productivity models. *Limnol. Oceanogr.*, 42(7): 1479-1491.
- Bierwirth, N.P., T.J. Lee and R.V. Burne, 1993. Shallow sea-floor reflectance and water depth derived by unmixing multispectral imagery. *Photogram. Eng. Remote Sens.*, 59(3): 331-338.
- Biggar, S.F., D.I. Gellman and P.N. Slater, 1990. Improved evaluation of optical depth components from Langley Plot data. *Remote Sens. Environ.*, 32: 91-101.
- Bijaoui, J., S. Jullien and F. Cauneau, 1994. Bathymetry measurement in shallow water areas using airborne spectrometers. In *Proceedings of the 14th EARSeL symposium*, A. Balkema, Rotterdam, The Netherlands, pp. 311-314.
- Bird, R.E. and C. Riordan, 1986. Simple solar spectral model for direct and diffuse irradiance on horizontal and tilted planes at the earth's surface for cloudless atmosphere. *J. Climat. Appl. Meteorol.*, 25: 87-97.
- Bricaud, A., A. Morel and J.-M. André, 1987. Spatial/temporal variability of algal biomass and potential productivity in the Mauritanian upwelling zone, as estimated from CZCS data. *Advances in Space Research*, 7.
- Bricaud, A., A. Morel and L. Prieur, 1981. Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains. *Limnol. Oceanogr.*, 26: 43-53.

Bukata, R.P., J.H. Jerome, K.Y. Kondratyev and D.V. Pozdnyakov, 1995. *Optical properties and remote sensing of inland and coastal waters*. CRC Press, Boca Raton, Florida.

Carter R.W.G., 1998. *Coastal environments: An introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines*. Academic Press, London.

CEO, 1995. *Market and benefit assessment of two Case studies: 1. Coastal zone management, 2. Monitoring of algal booms*. CEO Report No. CEO/174/1995. 29 p.

Chandrasekhar, S., 1950. *Radiative Transfer*. Oxford Univ. Press, London.

Clarke, G.K., G.C. Ewing and C.J. Lorenzen, 1970. Spectra of backscattered light from the sea obtained from aircraft as a measure of chlorophyll concentration. *Science*, 167: 1119-1121.

Cox, C. and W. Munk, 1954a. The measurements of the roughness of the sea from photographs of the sun's glitter. *J. Opt. Soc. Am.*, 44: 838-850.

Cox, C. and W. Munk, 1954b. Statistics of the sea surface derived from sun glitter. *J. Mar. Res.*, 13: 198-227.

Cox, C. and W. Munk, 1955. Some problems in optical oceanography. *J. Mar. Res.*, 14: 63-78.

Curran, P.J. and E.M.M. Novo, 1988. The relationship between suspended sediment concentration and remotely sensed spectral radiance: a review. *J. Coastal Res.*, 4(3): 351-368.

Curran, R.J., 1972. Ocean color determination through a scattering atmosphere. *Appl. Opt.*, 11(8): 1857-1866.

Danaher, S. and E. O'Mongain, 1992. Singular value decomposition in multispectral radiometry. *Int. J. Remote Sens.*, 13(9): 1771-1777.

Davis, D.T., Zhengxiao Chen, Leng Tsang, Jeng-Neng Hwang and A.T.C. Chang, 1993. Retrieval of snow parameters by iterative inversion of a neural network. In *Proceedings of the Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Vol. III, pp. 1395-1397.

Dekker, A., 1993. *Detection of optical water quality parameters for eutrophic waters by high resolution remote sensing*, Freie Universitaat, Amsterdam.

Dekker, A.G., 1995. Remote sensing for water quality research and development. *EARSeL Newsletter*, 23: 10-17.

- Deschamps, P.Y., M. Herman and D. Tanré, 1983. Modeling of the atmospheric effects and its application to the remote sensing of ocean color. *Appl. Opt.*, 22: 3751-3758.
- Doerffer, R., 1980. Applications of a two-flow model for remote sensing of substances in water. *Boundary-Layer Meteorology*, 18: 221-232.
- Doerffer, R., 1990. *How to derive concentrations of chlorophyll, suspended matter and gelbstoff from multispectral radiances of Case II water*. In *Proceedings of ICES'90*, ed. ICES.
- Doerffer, R. and J. Fischer, 1994. Concentration of chlorophyll, suspended matter and gelbstoff in case II waters derived from Coastal Zone Color Scanner data with inverse modeling methods. *J. Geophys. Res.*, 99(C4): 7457-7466.
- Doerffer, R. and H. Schiller, 1997. *Pigment index, sediment and gelbstoff retrieval from directional water leaving radiance reflectances using inverse modelling technique*. MERIS ATBD 2.12, ed. ESA .
- Dundas, I., O.M. Johannessen, G. Berge and B.R. Heimdal, 1989. Toxic Algal Bloom in Scandinavian Waters, May-June 1988. *Oceanography*, 2(1): 9—14.
- Duntley, S.Q., 1942. Optical properties of diffusing materials. *J. Opt. Soc. Am.*, 32: 61-70.
- Durand, D., J. Bijaoui and F. Cauneau, 1998. Deriving sea-floor reflectance and water attenuation properties from hyperspectral remote sensing of shallow-waters: an inverse scheme. In *Proceedings of the 5th ERIM Int. Conference on Remote Sensing for Marine and Coastal Environments*, ERIM, Ann Arbor, Michigan, I., pp. I-369-I-376.
- Durand, D., J. Bijaoui and F. Cauneau, 2000. Optical remote sensing of shallow-water environmental parameters: a feasibility study. *Remote Sens. Environ.*, 73(2): 512-521.
- Durand, D. and F. Cauneau, 1997a. Diffuse attenuation in turbid shallow-waters: Influence on water-leaving radiance measured by airborne spectrometers. In *Proceedings of the 3rd Int. Airborne Remote Sensing Conference and Exhibition, Copenhagen, Denmark*, Ann Arbor, Michigan, ERIM, Ann Arbor, Michigan, II, pp. 543-544.
- Durand, D. and F. Cauneau, 1997b. Towards a new method for shallow-water monitoring using remote sensing. In *Proceedings of the 17th EARSeL Symposium on 'Future trends in remote sensing'*, A.A. Balkema, The Netherlands. EARSeL ed., pp. 355-359.
- Durand, D., L.H. Pettersson, O.M. Johannessen, E. Svendsen, H. Søiland and M. Skogen, 1999. Satellite observation and model prediction of toxic algae bloom. In: EuroGOOS (Editor), *Second International Conference on Operational Oceanography: Extending the limits of predictability*, Rome, Italy, In press.

Durand, D., L.H. Pettersson, M. Skogen, E. Svendsen and H. Søyland, 2000. Monitoring of the *Chattonella* bloom in the North Sea and the Skagerrak in May 1998. In *Proceedings of the 25th EGS General Assembly*, Nice, France, European Geophysical Society, In press.

Durand, D., D. Pozdnyakov, S. Sandven, F. Cauneau, L. Wald, A. Jacob, K. Kloster and M. Miles, 1999. *Characterisation of inland and coastal waters with space sensor*. 164, NERSC, Norway.

ESA, 1995. Coastal zones: a survey of data requirements of the operational community, ESA Technical Report 1995.

Estep, L. and J. Holloway, 1992. Estimators of bottom reflectance spectra. *Int. J. Remote Sens.*, 13(2): 393-397.

Estep, L., 1994. Bottom influence on the estimation of chlorophyll concentration in water remotely sensed data. *Int. J. Remote Sens.*, 15(1): 205-214.

Fagoonee, I., 1986. Remote sensing techniques for coral reef studies. In *Proceedings of the 20th Int. Symp. Remote Sensing of Environment*, Nairobi, Kenya, ERIM, pp. 439-450.

Ferrari, G.M. and S. Tassan, 1992. Evaluation of the influence of yellow substance absorption on the remote sensing of water quality in the Gulf of Naples: a case study. *Int. J. Remote Sensing*, 13(12): 2177-2189.

Fischer, J. and R. Doerffer, 1987. An inverse technique for remote detection of suspended matter, phytoplankton and yellow substance from CZCS measurements. *Advances in Space Research*, 7: 21-26.

Frette, Ø., J.J. Stamnes and K. Stamnes, 1998. Optical remote sensing of marine constituents in coastal waters: a feasibility study. *Appl. Opt.*, 37(36): 8318-8326.

Frouin, R., M. Schwindling and P.Y. Deschamps, 1996. Spectral reflectance of sea foam in the visible and near-infrared: *in situ* measurements and implications for remote sensing of ocean color and aerosols. *J. Geophys. Res.*, 101(C6): 14,361-14,371.

Gathman, S.G., 1983. Optical properties of the marine aerosol as predicted by the Navy aerosol model. *Opt. Eng.*, 22: 57-62.

- Gordon, H.R., 1997. Atmospheric correction of ocean color imagery in the Earth Observing System era. *J. Geophys. Res.*, 102(D14): 17,081-17,106.
- Gordon, H.R., 1978. Removal of atmospheric effects from satellite imagery of the oceans. *Appl. Opt.*, 17(10): 1631-1636.
- Gordon, H.R., O.B. Brown and M.M. Jacobs, 1975. Computed relationships between the inherent and apparent optical properties of a flat homogeneous ocean. *Appl. Opt.*, 14(2): 417-427.
- Gordon, H.R., O.B. Brown, R.H. Evans, J.W. Brown, R.C. Smith, K.S. Baker and D.K. Clark, 1988. A semianalytic radiance model of ocean color. *J. Geophys. Res.*, 93: 10,909-10,924.
- Gordon, H.R. and D.J. Castaño, 1987. Coastal Zone Color Scanner atmospheric correction algorithm: multiple scattering effects. *Appl. Opt.*, 26: 2111-2122.
- Gordon, H.R., D.K. Clark, J.W. Brown, O.B. Brown, R.H. Evans and W.W. Broenkow, 1983. Phytoplankton pigment concentrations in the Middle Atlantic Bight: comparison of ship determinations and CZCS estimates. *Appl. Opt.*, 22(1): 20-36.
- Gordon, H.R., D.K. Clark, J.L. Mueller and W.A. Hovis, 1980. Phytoplankton Pigments from the Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner: Comparisons with Surface Measurements. *Science*, 210: 63-66.
- Gordon, H.R. and D.K. Clark, 1981. Clear water radiances for atmospheric corrections of Coastal Zone Color Scanner imagery. *Appl. Opt.*, 20.
- Gordon, H.R., T. Du and T. Zhang, 1997. Remote sensing of ocean color and aerosol properties: resolving the issue of aerosol absorption. *Appl. Opt.*, 36(33): 8670-8683.
- Gordon, H.R. and M.M. Jacobs, 1977. Albedo of the ocean-atmosphere system: influence of sea-foam. *Appl. Opt.*, 16: 2257-2260.
- Gordon, H.R. and A.Y. Morel, 1983. *Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery: A review*. Lecture Notes on Coastal and estuarine studies, R. Barber, C. Mooers, M. Bowman, B. Zeitzschel.
- Gordon, H.R. and M. Wang, 1994. Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm. *Appl. Opt.*, 33(3): 443-452.
- Gregg, W.W. and K.L. Carder, 1990. A simple spectral solar irradiance model for cloudless maritime atmospheres. *Limnol. Oceanogr.*, 35(8): 1657-1675.

Hansen, J.E. and L.D. Travis, 1974. Light scattering in planetary atmospheres. *Space Sci. Rev.*, 126: 527-610.

Harwar, M.D., T.J. Malthus, A.G. Dekker and I.C. Trueman, 1995. Reflectance from inland waters: modelling the effects of varied non-living suspended sediment concentration on the spectral features attributed to Chlorophyll a. In *RSS95 - 21th Annual Conference of the Remote Sensing Society*, Southampton, P.J. Curran and C. Robertson, pp. 466-473.

Holmes, R.W., 1970. The Secchi disk in turbid coastal waters. *Limnol. Oceanogr.*, 15: 688-694.

Hoogenboom, H.J. and A.G. Dekker, 1998. The sensitivity of Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS) for detecting chlorophyll and seston dry weight in coastal and inland waters. In *Proceedings of IGARSS'98*, I.E.E.E., pp. 183-185.

Hoogenboom, H.J., A.G. Dekker and J.F.d. Haan, 1998. Retrieval of chlorophyll and suspended matter from imaging spectrometry data by matrix inversion. *Can. J. Remote Sens.*, 24(2): 144-152.

Højerslev, N.K., 1986. Optical properties of sea water. In *Landolt-Börnstein, New Series, Group V, vol. 3/a, Oceanography*. Sündermann J. ed., Springer-Verlag, Berlin.

De Haan, J.F. and J.M.M. Kokke, 1996. *Remote sensing algorithm development toolkit I: Operationalization of atmospheric correction methods for tidal and inland waters*. 96-16, BCRS, The Netherlands.

Inn, E.C. and Y. Tanaka, 1953. Absorption coefficient of ozone in the ultraviolet and visible regions. *J. Opt. Soc. Am.*, 43: 870-873.

Jain, S.C. and J.R. Miller, 1977. Algebraic expression for the diffuse irradiance reflectivity of water from the two-flow model. *Appl. Opt.*, 16(1): 202-204.

James, M., 1998. *ICAMS – user needs assessment*. Project Report IC-EOS-220-UR-001, EOS Ltd, 42 p.

Jerlov, N.G., 1976. *Marine Optics*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, The Netherlands.

- Jerome, J.H., R.P. Bukata and J.R. Miller, 1996. Remote Sensing Reflectance and its Relationship to Optical Properties of Natural Waters. *Int. J. Remote Sens.*, 17(16): 3135-3155.
- Johannessen, J.A., L.P. Røed, O.M. Johannessen, G. Evensen, B. Hackett, L.H. Petterson, P.M. Haugan, S. Sandven and R. Shuchman, 1993. Monitoring and modeling of the marine coastal environment. *Photogram. Eng. Remote Sens.*, 59(3): 351-361.
- Johannessen, O.M., S. Sandven, A.D. Jenkins, D. Durand, L.H. Pettersson, H. Espedal, G. Evensen and T. Hamre, 2000. Satellite earth observation in operational oceanography. *Coastal Eng.*, 41(1): 155-176.
- Junge, C.E., 1963. *Air chemistry and radioactivity*. Academic press, London.
- K**asten, F., 1966. A new table and approximate formula for relative optical air mass. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol.*, B14: 206-223.
- Kattawar, G.W. and G.N. Plass, 1972. Radiative transfer in the Earth's atmosphere-ocean system: II Radiance in the atmosphere and ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 2: 146-156.
- Kirk, J.T.O., 1981a. *Monte Carlo procedure for simulating the penetration of light into natural waters*. Tech. Report No. 36, CSIRO Aust. Div. Plant Ind.
- Kirk, J.T.O., 1981b. Monte Carlo study of the nature of the underwater light field in, and the relationships between optical properties of, turbid yellow waters. *Aust. J. Mar. Freshwater Res.*, 32: 517-532.
- Kirk, J.T.O., 1983. *Light and Photosynthesis in Aquatic Ecosystems*. Cambridge University Press, UK, 401 p.
- Kirk, J.T.O., 1984. Dependence of relationship between inherent and apparent optical properties of water on solar altitude. *Limnol. Oceanogr.*, 29(2): 350-356.
- Kirk, J.T.O., 1989. The Upwelling Light Stream in Natural Waters. *Limnol. Oceanogr.*, 34(8): 1410-1425.
- Kirk, J.T.O., 1991. Volume scattering function, average cosines, and the underwater light field. *Limnol. Oceanogr.*, 36(3): 455-467.
- Koepke, P., 1984. Effective reflectance of oceanic whitecaps. *Appl. Opt.*, 23(11): 1816-1824.
- Kondratyev, K.Y. and D.V. Pozdnyakov, 1990. *Optical properties of natural waters and remote sensing of phytoplankton*. Nauka Press, S. Pertesburg, Russia, 190 p.

Kondratyev, K.Y. and N.N. Filatov (Editors), 1999. *Limnology and Remote Sensing: a contemporary approach*. Springer-Praxis series in Remote Sensing. Springer-Verlag, Berlin New York, 406 p.

Kopelevich, O.V. and V.I. Burenkov, 1977. Relation between the spectral values of the light absorption coefficients of sea water, phytoplanktonic pigments, and the yellow substance. *Oceanology*, 17: 278-282.

Lavender, S., G. Moore and J. Aiken, 1997. Remote sensing and atmospheric correction of UK coastal waters using MOS imagery. In *Proceedings of the RSS'97 - 23rd Annual Conference of the Remote Sensing Society*, pp. 527-532.

Lee, Z.P., 1994. *Visible-infrared remote-sensing model and applications for ocean waters*. Ph.D. Thesis, University of South Florida, St. Petersburg, Fla.

Lee, Z., K.L. Carder, C.D. Mobley, R.G. Steward and J.S. Patch, 1998. Hyperspectral remote sensing for shallow waters. 1. A semianalytical model. *Appl. Opt.*, 37(27): 6329-6338.

Lee, Z., K.L. Carder, C.D. Mobley, R.G. Steward and J.S. Patch, 1999. Hyperspectral remote sensing for shallow waters. 2. Deriving bottom depths and water properties by optimization. *Appl. Opt.*, 38(18): 3831-3843.

Lee, Z.P., L. Carder, T.G. Peacock, C.O. Davis and J.L. Mueller, 1994. Method to derive ocean absorption coefficients from remote-sensing reflectance. *Appl. Opt.*, 35(3): 453-462.

Loubersac, L., 1991. *Milieux côtiers tropicaux du pacifique: information géographique dérivée de SPOT*. Ph. D. Thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse.

Loubersac, L., O.Lemaire, H. Varet, F. Chenon and P.Y. Burban, 1989. Nature des fonds et bathymétrie du lagon de l'atoll d'Aitutaki (Iles Cook) d'après les données SPOT-1. *Photo-Interpretation*, 5-6(4): 29-40.

Luterbacher, U. and G. Serdar, 1996. Regional freshwater resources and global change. Discussion Group Report from the HDP Third Scientific Symposium, Global Change, Local Challenge, 20-22 September 1995, Geneva, Switzerland. HDP Report No.8, Vol.1: 74-75. HDP: Geneva, Switzerland.

Lyaskovsky, A.V., 2000. *Solution of forward and inverse problems in the framework of remote sensing of natural water quality*. Ph.D. Thesis, Russian State Hydrometeorological University, University of St. Petersburg, St. Petersburg, Russia, 142 p.

- Lyzenga, D.R., 1977. Reflectance of a flat ocean in the limit of zero water depth. *Appl. Opt.*, 16(2): 282-283.
- Lyzenga, D.R., 1978. Passive remote sensing techniques for mapping water depth and bottom features. *Appl. Opt.*, 17(3): 379-383.
- Lyzenga, D.R., 1981. Remote sensing of bottom reflectance and water attenuation parameters in shallow water using aircraft and Landsat data. *Int. J. Remote Sens.*, 1(2): 71-82.

Maritorena, S., 1993. *Etude spectroradiométrique de la colonne d'eau en milieu lagunaire récifal; implications sur l'imagerie satellitaire télédéetectée à haute résolution dans le visible*, Université française du Pacifique, Papeete.

- Maritorena, S., 1996. Remote sensing of the water attenuation in coral reefs: a case study in French Polynesia. *Int. J. Remote Sensing.*, 17(1): 155-166.
- Maritorena, S. and N. Guillocheau, 1996. Optical properties of water and spectral light absorption by living and non-living particles and by yellow substances in coral reef waters of French Polynesia. *Marine Ecology Progress Series*, 131: 245-255.
- Maritorena, S., A. Morel and B. Gentili, 1994. Diffuse reflectance of oceanic shallow waters: Influence of water depth and bottom albedo. *Limnol. Oceanogr.*, 39(7): 1689-1703.
- Marquardt, D.W., 1963. An algorithm for least-square estimation of non-linear parameters. *J. Int. Soc. Appl. Math.*, 11(2): 36-48.
- Mishra, A.K., P.N. Sridhar and K.S. Prasad, 1989. Bathymetry retrieval algorithm for coastal water (case II) from Landsat-5 Thematic Mapper data. In *Proceedings of IGARSS'89, 12th Canadian Symp. Remote Sensing*, Vancouver, Canada, pp. .
- Mobley, C.D., 1989. A numerical model for the computation of radiance distributions in natural waters with wind-roughened surfaces. *Limnol. Oceanogr.*, 34(8): 1473-1483.
- Mobley, C.D., 1994. *Light and Water: Radiative transfer in Natural waters*. Academic Press Inc.
- Mobley, C.D., B. Gentili, H.R. Gordon, Z. Jin, G.W. Kattawar, A. Morel, P. Reinersman, K. Stamnes and R.H. Stavn, 1993. Comparison of numerical models for computing underwater light fields. *Appl. Opt.*, 32(36): 7484-7504.
- Mobley, C.D., B. Gentili, H.R. Gordon, Z. Jin, G.W. Kattawar, A. Morel, P. Reinersman, K. Stamnes and R.H. Stavn, 1993. Comparison of numerical models for computing underwater light fields. *Appl. Opt.*, 32(36): 7484-7504.

- Monahan, E.C. and I. O'Muircheartaigh, 1986. Whitecaps and the passive remote sensing of the ocean surface. *Int. J. remote Sens.*, 7: 627-642.
- Moore, G.F., J. Aiken and S.J. Lavender, 1999. The atmospheric correction of water colour and the quantitative retrieval of suspended particulate matter in Case II waters: application to MERIS. *Int. J. Remote Sens.*, 20(9): 1713-1733.
- Morel, A., 1974. Optical properties of pure water and pure sea water. In: N.G. Jerlov and E. Steemann-Nielsen (Editors), *Optical Aspects of Oceanography*. Academic Press, London, New York, pp. 1-24.
- Morel, A., 1980. In-water and remote measurement of ocean color. *Boundary-Layer Meteorology*, 18: 177-201.
- Morel, A., 1988. Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case I waters). *J. Geophys. Res.*, 93(C9): 10749-10768.
- Morel, A. and B. Gentili, 1993. Diffuse reflectance of oceanic waters II. Bidirectional aspects. *Appl. Opt.*, 32(33): 6864-6879.
- Morel, A. and B. Gentili, 1996. Diffuse reflectance of oceanic waters: III. Implication of bidirectionality for the remote sensing problem. *Appl. Opt.*, 35(24): 4850-4862.
- Morel, A. and L. Prieur, 1977. Analysis and variations in ocean color. *Limnol. Oceanogr.*, 22(4): 709-722.
- Morel, Y.G. and L.T. Lindell, 1998. Passive multispectral bathymetry mapping of Negril Shores, Jamaica. In *Proceedings of the 5th ERIM Int. Conference on Remote Sensing for Marine and Coastal Environments*, ERIM, I, pp. I-315-I-323.

Nykjær, L., 1988. *Remote Sensing applied to the Northwest African upwelling area: theory and practice of deriving and analysing phytoplankton pigment concentration and sea surface temperature maps*. Ph.D. Thesis, Geophysical Institute, University of Copenhagen, Denmark, 144 p.

O'Reilly, J.E., S. Maritorena, B.G. Mitchell, D.A. Siegel, K.L. Carder, S.A. Garver, M. Kahru and C. McClain, 1998. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *J. Geophys. Res.*, 103(C11): 24,937-24,953.

- Pettersson, L.H., 1995. *Remote sensing of Coccolithophorid blooms: The European Emiliania huxleyi programme-EHUX. (Final report to CEC under contract MAST-CT92-0038)*. CEC, Brussels.
- Petzold, T.J., 1972. *Volume scattering functions for selected ocean waters*. 72-28, Scripps Institute of Oceanography, Univ. of Calif., San Diego.
- Philpot, W.D., 1987. Radiative Transfer in Stratified Waters: A Single-Scattering Approximation for Irradiance. *Appl. Opt.*, 26(19): 4123-4132.
- Philpot, W.D., 1989. Bathymetric mapping with passive multispectral imagery. *Appl. Opt.*, 28(8): 1569-1578.
- Platt, T. and S. Sathyendranath, 1988. Oceanic primary production: Estimation by remote sensing at local and regional scales. *Science*, 241: 1613-1620.
- Platt, T. and S. Sathyendranath, 1993. Estimators of primary production for interpretation of remotely sensed data on ocean color. *J. Geophys. Res.*, 98(C8): 14561-14576.
- Platt, T., S. Sathyendranath, C.M. Caverhill and M.R. Lewis, 1988. Ocean primary production and available light: further algorithms for remote sensing. *Deep-Sea Res.*, 35(6): 855-879.
- Polcyn, F.C. and I.J. Sattinger, 1969. Water depth determinations using remote sensing technics. In *Proceedings of the 6th International Symp. on Remote Sensing of Environment*, ERIM, ,pp. 1017-1028.
- Pope, R.M. and E.S. Fry, 1997. Absorption spectrum (380 - 700 nm) of pure water: II. Integrating cavity measurements. *Appl. Opt.*, 36(33): 8710-8723.
- Pozdnyakov, D.V. and A.V. Lyaskovsky, 1999. Comparaison analysis of water quality retrieval algorithms for case II waters. *Earth Obs. Rem. Sens.*, In press.
- Pozdnyakov, D.V. and S. Bakan, 1999. *Atmospheric correction of global oceans colour images*. NIERSC Tech. Report no. 14, NIERSC, St. Petersburg, Russia, 62 p.
- Pozdnyakov, D.V., F. Tanis and A. Lyaskovsky, 1998. A comparative assessment of water quality retrieval algorithms for SeaWiFS data processing. In *Proceedings of the 5th Int. Conference on Remote Sensing for Marine and Coastal Environments*, San Diego, Ca., ERIM, An Arbor, Mi., ,pp. I142-I149.
- Preisendorfer, R.W., 1960. Application of radiative transfer theory to light measurements in the sea. In *Proceedings of the Symp. On Energy in the Sea, Helsinki, 1960, I.U.G.G. Monogr. No. 10*, pp. 11-29.

Preisendorfer, R.W., 1961. Application of radiative transfer theory to light measurements in the sea. *Union Geod. Geophys. Inst.*, 10: 11-30.

Preisendorfer, R.W., 1965. *Radiative Transfer on Discrete Spaces*. Pergamon, New York.

Preisendorfer, R.W., 1986. Secchi disk science: Visual optics of natural waters. *Limnol. Oceanogr.*, 31(5): 909-926.

Puls, W., R. Doerffer and J. Sundermann, 1994. Numerical simulation and satellite observation of suspended matter in the North Sea. *IEEE J. Oceanic Eng.*, 19(1): 3-9.

Robinson, I.S., 1985. *Satellite Oceanography: an introduction for oceanographers and remote-sensing scientists*. Wiley-Parxis Series in Remote Sensing, John Wiley & sons. 455 p. ISBN 0-471-95424-1

Roesler, C.S. and M.J. Perry, 1995. In situ phytoplankton absorption, fluorescence emission, and particulate backscattering spectra determined from reflectance. *J. Geophys. Res.*, 100(C7): 13,279-13,294.

Santer, R. and C. Schmechtig, 2000. Adjacency effects on water surfaces: primary scattering approximation and sensitivity study. *Appl. Opt.*, 39(3): 361-375.

Sathyendranath, S., F.E. Hoge, T. Platt and R.N. Swift, 1994. Detection of phytoplankton pigments from ocean color: improved algorithms. *Appl. Opt.*, 33(6): 1081-1089.

Sathyendranath, S., L. Prieur and A. Morel, 1987. An evaluation of the problems of chlorophyll retrieval from ocean color, for Case 2 waters. *Advances in Space Research*, 7.

Sathyendranath, S., T. Platt, C.M. Caverhill, R.E. Warnock and M.R. Lewis, 1989. Remote sensing of ocean primary production: computations using a spectral model. *Deep-Sea Res.*, 36(3): 431-453.

Scavia, D., 1997. Developing a comprehensive coastal research agenda. *Oceanography*, 10(1): 11-13.

Schiller, H. and R. Doerffer, 1993. Fast computation scheme for inverse modeling of multispectral radiances: application for remote sensing of the ocean. *Appl. Opt.*, 32(18): 3280-3285.

Schiller, H. and R. Doerffer, 1999. Neural network for emulation of an inverse model - operational derivation of Case II water properties from MERIS data. *Int. J. Remote Sens.*, 20(9): 1735-1746.

Schuster, A., 1905. Radiation through a foggy atmosphere. *Astrophys. J.*, 21: 1-22.

Scoon, A. and I.S. Robinson, 1993. *SAR imaging of dynamical features in the English channel*. In *Proceedings of the 1st ESR-1 Symposium*, Cannes, European Space Agency.

Tanré, D., J.L. Deuzé, M. Herman, R. Santer and E. Vermote, 1990. Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum - 6S code. In *Proceedings of the IGARSS'90 "Remote Sensing Science for the Nineties"*, I.E.E.E. Inc., New York, ,pp. 187.

Tassan, S., 1988. The effect of dissolved yellow substance on the quantitative retrieval of chlorophyll and total suspended sediment concentrations from remote measurements of water colour. *Int. J. Remote Sensing.*, 9(4): 787-797.

Tassan, S., 1994. Local algorithms using SeaWiFS data for the retrieval of phytoplankton pigments, suspended sediment, and yellow substance in coastal waters. *Appl. Opt.*, 33(12): 2369-2378.

Tassan, S., 1996. Modified Lyzenga's method for macroalgae detection in water with non-uniform composition. *Int. J. Remote Sens.*, 8(17): 1601-1607.

Tassan, S. and B. Sturm, 1986. An algorithm for the retrieval of sediment content in turbid coastal waters from CZCS data. *Int. J. Remote Sens.*, 7(5): 643-655.

Teillet, P.M., 1990. Rayleigh optical depth comparisons from various sources. *Appl. Opt.*, 29.

Teillet, P.M. and R. Santer, 1991. Terrain elevation and sensor altitude dependence in a semi-analytical atmospheric code. *Can. J. Remote Sens.*, 17: 36-44.

Twomey, S., 1977. *Atmospheric aerosols*. Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, Oxford and New York.

Tyler, J.E., 1968. The Secchi disk. *Limnol. Oceanogr.*, 13: 1-6.

Vermote, E., D. Tanré, J.L. Deuzé, M. Herman and J.J. Morcrette, 1997. Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6S: an overview. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 35(3): 675-686.

Vermote, E., D. Tanré, J.L. Deuzé, M. Herman and J.J. Morcrette, 1994. *Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum (6S)*, Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Lille, France.

Vos, R.J., 1995. *RESTWAO, Applications of remote sensing to water quality modelling (Data assessment and development of methodology)*. Tech. Report No. T1083/T1479, Delft Hydraulics, Delft, The Netherlands.

Wilson, W.H., 1979 Spreading of the light beams in ocean water. In *Proceedings of Ocean Optics VI*, S.Q. Duntley, Editor, Proc. SPIE 208, pp. 64-69.

van der Woerd, H. and A. Dekker, 1998. Towards an operational satellite-based water-quality information service (DUP-POWERS). In *Proceedings of the 27th Int. Symp. on Remote Sensing of Environment*, Tromsø, Norway, 8-12 June 1998.

Xia, L., 1993. A united model for quantitative remote sensing of suspended sediment concentration. *Int. J. Remote Sens.*, 14(14): 2665-2676.

Yang, H. and H.R. Gordon, 1997. Remote sensing of ocean color: assessment of water leaving radiance bidirectional effects on atmospheric diffuse transmittance. *Appl. Opt.*, 36(30): 7887-7897.

ANNEXES

Annexe A - Etat de l'art concernant l'interprétation des données satellitaires de la couleur de la mer	217
Annexe B - Radiative transfer in turbid shallow-waters: Volume Reflectance and diffuse attenuation	225
Annexe C - Optical remote sensing of shallow-water environmental parameters: a feasibility study	249
Annexe D - Caractéristiques de l'instrument GER.....	261
Annexe E - Le modèle GC (Gregg & Carder, 1990)	263
Annexe F - Listes des instruments spatio-portés et aéroportés.....	269
Glossaire	273

- Annexe A -

**ETAT DE L'ART CONCERNANT L'INTERPRÉTATION DES
DONNÉES SATELLITAIRES DE LA COULEUR DE LA MER**

Nous dressons un état de l'art rapide sur l'utilisation des données radiométriques et spectrométriques pour la détermination des paramètres pertinents pour l'étude du milieu côtier.

A.1 Suivi de la qualité de l'eau en milieu littoral

La gestion de l'environnement côtier nécessite notamment la connaissance de paramètres suivants :

- le contenu de la colonne d'eau (matière en suspension totale ou matériel inorganique en suspension et particules organiques, matière organique dissoute,.etc.)
- la dynamique côtière (circulation, processus mis en oeuvre, bathymétrie, régime des vents,...)
- la nature du substratum et des habitats benthiques (sédiment meuble, substrat rocheux, construction d'origine organique ou biotope, etc.) qui peut influencée de façon directe ou indirecte les deux composantes précédentes.

Les paramètres de qualité de l'eau sont généralement déterminés via des paramètres intermédiaires, qui sont eux directement mesurés apr les instruments d'observation de la Terre.

La plupart des ces éléments contribue aux propriétés optiques du milieu par interaction avec le rayonnement solaire incident ou réfléchi. Les substances présentes dans la colonne d'eau, le substratum, la rugosité de la surface de la mer ainsi que les phénomènes induits par la circulation des eaux, tels que tourbillons, zones de convergence et d'accumulation, modifient la propagation nominale de la lumière dans la masse d'eau. Le champ de distribution de la lumière dans le milieu est donc porteur d'information sur les constituants du milieu. L'étude de ce champ de lumière peut être menée à l'aide de modèle de transfert radiatif (Chandrasekhar, 1950 ; Preisendorfer, 1961 ; Kattawar & Plass, 1972 ; Jerlov, 1976). Ces modèles relient la distribution de la luminance aux propriétés optiques inhérente de la colonne

d'eau (y compris les couches limites). De nombreuses recherches ont été menées pour définir des relations entre les propriétés inhérentes (coefficients d'absorption et de diffusion, fonction de phase (phase function), distribution de la diffusion (scattering distribution)) et les propriétés apparentes du milieu, généralement plus aisées à mesurer, *e.g.* luminance, éclairement, éclairement scalaire, coefficient d'atténuation verticale (Gordon *et al.*, 1975 ; Kirk, 1981 ; Mobley *et al.*, 1993). La luminance ascendante quittant le domaine marin vers l'atmosphère peut être mesurée par des instruments de télédétection embarqués sur plateforme aéroportée ou spatiale et permet ainsi l'acquisition d'information sur la couche superficielle de la mer. L'épaisseur de cette couche varie en fonction de la concentration des diverses substances présentes dans la colonne d'eau. Morel & Prieur (1977) ont proposé une classification des eaux en fonction de leurs propriétés optiques et des substances présentes dans la colonne d'eau. Dans les *eaux du cas I*, les propriétés optiques sont dominées par la chlorophylle et les débris pigmentaires associés, dont la concentration co-varie avec celle de la chlorophylle. Dans les *eaux du cas II*, d'autres substances, en suspension ou dissoutes, influencent les propriétés optiques du milieu. Ces substances sont en particulier les substances jaunes – aussi appelé matière organique dissoute colorée (CDOM), le matière inorganique en suspension, les coccolithophores dont les plaques calcaires accroissent la réflectance, les débris organiques et les bactéries.

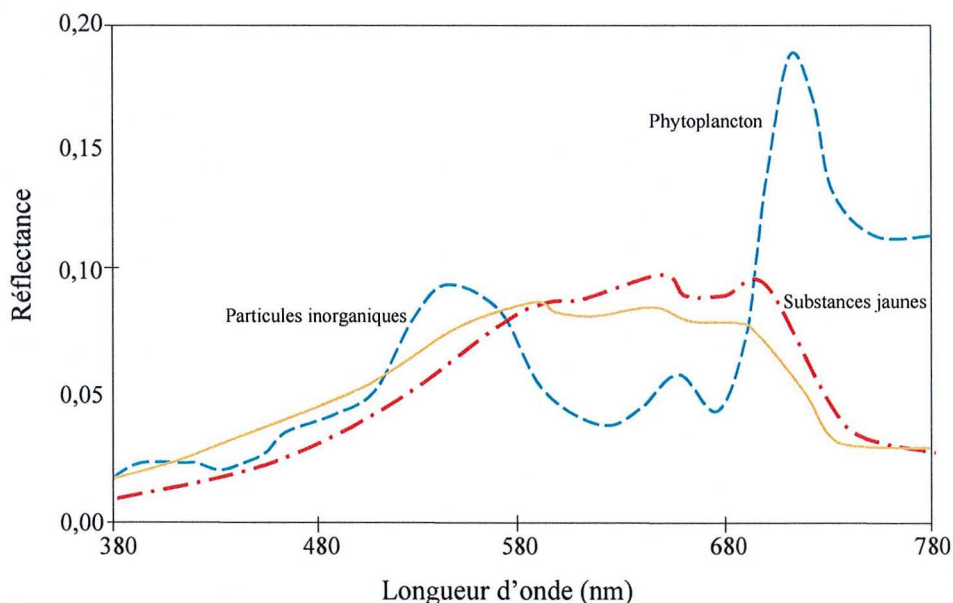


Figure A.1. Exemples de signatures spectrales d'eaux dominées par des composants différents contribuant au signal de la couleur de la mer.

A.2 Aspects écologiques

Les propriétés optiques de diffusion et d'absorption de la lumière par le phytoplancton et par les autres constituants de la colonne d'eau est le principe physique de base de l'utilisation des capteurs spatiaux mesurant la couleur de l'océan. Deux travaux de base ont dressé les fondations du développement de la télédétection des eaux océaniques. En 1970, Clark *et al.* ont montré que la concentration en chlorophylle des eaux de surface pouvait être déduite de par analyse de la distribution spectrale des luminances émergentes de la colonne d'eau (couleur de l'océan). Ces travaux ont montré en particulier que le rapport des luminances émergentes à 460 nm et 540 nm était corrélé à la concentration en chlorophylle dans la couche supérieure des eaux claires océaniques.

Les données acquises par le capteur américain CZCS « Coastal Zone Color Scanner » entre 1978 et 1986 ont prouvé le bien-fondé de ce concept pour la cartographie de la distribution des pigments chlorophylliens.

Gordon (1978) améliorait encore cette approche en montrant que, puisque le signal émergent d'une colonne d'eau océanique était égal à zéro pour $\lambda \geq 750$ nm (les eaux oligotrophes océaniques sont supposées parfaitement absorbante à cette longueur d'onde), le signal mesuré à 750 nm permettait d'estimer la composante atmosphérique de la luminance à cette longueur d'onde, et d'extrapoler son impact à des longueurs d'onde plus courtes. Ces travaux ont établi le cadre du développement de la télédétection de la couleur de l'océan pour les eaux océaniques.

Plus récemment, plusieurs algorithmes ont été proposés pour déterminer la concentration en pigment chlorophylliens, la biomasse phytoplanctonique et la production primaire à partir des données de couleur de l'océan (Gordon *et al.*, 1980; Gordon & Morel, 1983; Kirk, 1983; Morel, 1988; Sathyendranath *et al.*, 1994; O'Reilley *et al.*, 1998). La biomasse phytoplanctonique et la production primaire peuvent être estimées à partir de la concentration en pigments chlorophylliens dans la colonne d'eau et de la fraction du rayonnement utilisable pour la photosynthèse (*Photosynthetic Available Radiation* - PAR). Ces deux dernières quantités peuvent être déterminées à partir des mesures de capteurs de la couleur de l'océan (Bricaud *et al.*, 1987; Platt & Sathyendranath, 1988; Sathyendranath *et al.*, 1989; Platt & Sathyendranath, 1993). La plupart des modèles existant ne sont applicable qu'au eaux oligotrophique du cas 1, comme définies par Morel & prier (1977). Des modèles empiriques et semi-empiriques sont le plus souvent utilisés. Ils relient la concentration en chlorophylle à la luminance émergent de la colonne d'eau. Les algorithmes disponibles convertissent le

signal optique en concentration en chlorophylle qui est représentative de la plus grande longueur d'atténuation (Platt *et al.*, 1988). les algorithmes les plus courants sont basés sur des rapports de bandes spectrales (dans la partie bleue et verte du spectre électromagnétique), et sont donc dépendant des caractéristiques spectrales de chaque capteurs. Ce type de relations a toujours un domaine d'applicabilité limité dans le temps et dans l'espace. Si R est la réflectance, ces modèles s'expriment sous la forme $CHL = \alpha (R(\lambda_1)/R(\lambda_2))^\beta$ où CHL est la concentration en chlorophylle (mg.m^{-3}), et α et β sont des constantes, déterminées empiriquement. Dans le cas de CZCS, les paires de longueurs d'onde utilisées sont 440/550 nm (pour $CHL < 1.5 \text{ mg.m}^{-3}$), et 520/550 nm autrement.

Par cette méthode, des cartes de distribution de pigments chlorophyllien à l'échelle régionale peuvent être produites. De telles cartes ont donné accès à une vision dynamique des processus écologiques en zone pélagique.

La description des méthodes développées pour l'estimation de la production primaire est hors du cadre de ce document bien que le sujet soit extrêmement sensible. Le lecteur pourra consulter les articles suivants pour un état de l'art dans ce domaine (Antoine *et al.*, 1996; Antoine & Morel, 1996; Behrenfeld & Falkowski, 1997).

En pleine mer, les caractéristiques optiques sont moins complexe que dans le domaine côtier sous influence terrigène ; celle-ci se manifestant sous la forme de sédiment en suspension et de substances dissoutes colorées (CDOM). Ces deux composants contribuent de manière significative au signal émergeant de la colonne d'eau et mesuré par les capteurs d'observation de la Terre. La communauté scientifique de l'optique marine investit actuellement beaucoup d'énergie sur le problème de l'estimation de la concentration en chlorophylle dans les eaux turbides du cas II (Sathyendranath *et al.*, 1987; Dekker, 1993; Doerffer & Fischer, 1994; Hoogenboom & Dekker, 1998; Hoogenboom *et al.*, 1998 ; Schiller & Doerffer, 1999).

L'une des principales applications reposant sur la détermination de la distribution spatiale des pigments chlorophyllien est le suivi opérationnel des floraisons phytoplanctoniques, et autres pollution biologique (Dundas *et al.*, 1989; Johannessen *et al.*, 1993). Le développement de floraison d'espèces phytoplanctoniques toxiques ou non dépend des conditions environnementales suivantes : (1) conditions hydrodynamiques, (2) apport de macronutriments dans la zone euphotique, (3) rayonnement solaire de surface, et (4) les propriétés optiques de la colonne d'eau (Johannessen *et al.*, 1993). Une floraison d'algues peut avoir son pic d'activité à plusieurs dizaine de mètres sous la surface, donc peut ne pas être détectable

d'au-dessus. Les algues elles-mêmes ont une motilité réduite. Donc une mesure de l'advection d'une floraison identifiée peut être faite indirectement par l'étude des courants et de la circulation océanique.

D'autre part, l'estimation globale et à méso-échelle, de la biomasse des producteurs primaires est aussi d'un grand intérêt pour la prévision des changements climatiques régionaux et globaux. De telles informations sont nécessaires à l'amélioration des modèles physiques et biogéochimiques couplés qui sont utilisés dans l'étude du cycle du carbone dans le système océan-atmosphère et son influence sur le climat.

A.3 Substances jaunes, matière organique dissoutes (CDOM)

Les eaux littorales subissent les déversements de matériel organique dissous d'origine terrestre, généralement désignée sous le nom des substances jaunes, gelbstoff ou CDOM – « *coloured dissolved organic matter* ». Ces substances dont les principaux composants sont des substances humiques (acide humique, acide fulvique et dérivés), peuvent avoir un impact significatif sur la luminance ascendante traversant la surface mer-air en direction du capteur. En raison de leur origine terrigène, elles sont des précieux indicateurs de la qualité de l'eau (Tassan, 1988; Doerffer, 1990; Ferrari & Tassan, 1992; Maritorena & Guillocheau, 1996). Le capteur européen MERIS qui sera embarqué en 1999 à bord de la plate-forme spatiale Envisat, a été conçu pour permettre la détermination des concentrations en CDOM en intégrant notamment des bandes spectrales spécifiques.

A.4 Sédiment en suspension et transport sédimentaire

Dans le cadre d'études concernant le transport sédimentaire et ses applications à l'étude de l'érosion côtière, la modification du trait de côte, les changements bathymétriques et topographiques, le transport des dépôts industriels et polluants adsorbés associés, il est possible de dériver une mesure de la concentration en particules en suspension dans la colonne d'eau par le biais d'observations optiques et infrarouges multispectrales. Les possibilités d'acquérir de telles mesures par télédétection, avec une précision satisfaisante, ont été étudiées notamment par Tassan & Sturm (1986); Curran & Novo (1988); Tassan (1988); Harwar *et al.* (1995) and Althuis *et al.* (1996). Un essai de synthèse algorithmique a été mené par Xia (1993). Les travaux les plus avancés dans ce domaine ont été effectués par Puls *et al.* (1994) and Vos (1995).

Les particules inorganiques (seston) en suspension présentent des propriétés particulièrement concernant la diffusion l'éclairement solaire se propageant dans la colonne d'eau qui entraînent une modification de la distribution du champ de lumière, influençant par ce biais la luminance ascendante mesurée par un capteur de télédétection. La gamme de longueur d'ondes s'étendant de 0,6 à 0,8 μm se révèle la plus sensible aux variations de la concentration en particules en suspension. En effet, une augmentation significative de la réflectance marine à ces longueurs d'onde ne peut être attribuée qu'à la présence de particules dans la colonne d'eau.

Les données des capteurs SPOT, LANDSAT- TM et MSS et NOAA-AVHRR ont été utilisées avec un certain succès pour l'estimation des charges en particules en suspension, à travers des modèles empiriques reliant la luminance mesurée dans le rouge et proche infra rouge aux concentrations en seston. Ces résultats devraient être améliorés dans un futur proche grâce à de nouveaux instruments incluant des bandes spectrales dédiées une détermination optimale des matières en suspension dans les eaux côtières. C'est le cas en particulier du capteur européen MERIS sur ENVISAT. Couplé à une amélioration significative des performances des algorithmes de correction du signal (correction atmosphérique et étalonnage instrumental) (Lavender *et al.*, 1997), il pourrait devenir être un outil majeur pour la surveillance et la gestion du transport sédimentaire et des pollutions associées.

A.5 Bathymétrie et cartographie des fonds

Les mesures de télédétection ne donnent accès qu'à des informations sur la couche supérieure des masses d'eau dans le domaine du visible, et limitées à la surface dans le domaine des micro-ondes. Ainsi, l'estimation de la bathymétrie, la topographie et la nature des fonds sont limitées à des eaux peu profondes pour lesquelles l'atténuation du rayonnement solaire par la colonne d'eau est suffisamment faible pour qu'une fraction de l'éclairement descendant atteigne le fond, qui alors apporte sa contribution au signal ascendant, émergeant de la colonne d'eau. (Lyzenga, 1978; Bierwirth *et al.*, 1993; Maritorena *et al.*, 1994). La luminance mesurée est alors partiellement fonction de la nature et de la profondeur du fond, ainsi que de turbidité de la colonne d'eau.

L'intérêt d'une telle approche pour la cartographie des peuplements benthiques a été démontrée par plusieurs auteurs et validée dans plusieurs milieux (eaux intérieures, eaux côtières peu profondes). Les meilleurs résultats ont été obtenus dans la cadre de la

cartographie des récifs coralliens en eaux claires (Fagoonee, 1986; Maritorena *et al.*, 1994). Cependant, des résultats intéressants ont été présentés pour le cas d'eaux turbides (Tassan, 1993). Une discussion approfondie des méthodes existantes est présentée au Chapitre 4.

A.6 Etude des processus géomorphologiques

La compréhension des processus géomorphologiques littoraux nécessitent la connaissance de la courantologie littorale (amplitude et spectre directionnel du champ de vagues, courants littoraux), de la bathymétrie et de la topographie du fond ainsi que la distribution des sédiments en suspension. Tous ces paramètres sont potentiellement mesurables par des techniques de télédétection. En effet, les données acquises par les radars à synthèse d'ouverture fournissent des informations pertinentes concernant le spectre des houleurs (en amplitude et direction), les courants, la topographie des fonds. De même, les capteurs optiques sont utilisés pour la détermination de la bathymétrie en zone peu profondes (jusqu'à 20 m en eaux claires), la nature des fonds et de la charge en particule, comme précisé ci-dessus. Les images SAR révèlent une diversité de signature de phénomènes côtiers tels que les fronts générés par les déversements estuariens, les films de surfactants à la surface de la mer ou encore la réfraction de la houle sur les seiches. (Scoon & Robinson, 1993). Les données SAR sont également utilisées pour déterminer les amplitudes du vecteur vent (sco96). Les Images spectrométriques et radiométriques sont potentiellement capable de fournir la bathymétrie (Polcyn & Sattinger, 1969; Mishra *et al.*, 1989; Bierwirth *et al.*, 1993; Bijaoui *et al.*, 1994), la nature des fonds (Lyzenga, 1978; Lyzenga, 1981; Estep & Holloway, 1992; Estep, 1994) et le contenu total en matière en suspension dans la colonne d'eau dans des eaux ne présentant pas une profondeur supérieure à 20 m (Doerffer, 1990; Tassan, 1994; Dekker, 1995; Vos, 1995).

- Annexe B -

**RADIATIVE TRANSFER IN TURBID SHALLOW-WATERS:
VOLUME REFLECTANCE AND DIFFUSE ATTENUATION**

Durand, D., F. Cauneau

Radiative transfer in turbid shallow-waters: Volume Reflectance and diffuse attenuation.

Submitted to Applied Optics, September 2000.

Article soumis à Applied Optics

Radiative transfer in turbid shallow waters: Volume reflectance and diffuse attenuation

Dominique Durand

Nansen Environmental and Remote Sensing Center, Bergen, Norway

François Cauneau

Groupe Télédétection & Modélisation - Centre d'Energétique -Ecole des Mines de Paris, Sophia Antipolis, France

Abstract

The influence of the optical depth, and the bottom depth and albedo on radiance leaving turbid shallow-waters is investigated. A simplified shallow-water reflectance model (SWRM) is tested. Simulations using a complete radiative transfer code are performed to determine accurate solutions of the radiative transfer for various types of turbid shallow-water. For such aquatic environments, typical values of diffuse attenuation and water volume reflectance are established. With the volume reflectance as input parameter for SWRM, an effective diffuse attenuation coefficient is derived, and compared with the accurate one.

Traditionally used for clear water cases, the assumptions pertaining to the asymptotic state are tested for the case of highly turbid waters. The radiative transfer is analyzed for various environmental conditions, including different combinations of water quality parameters and several types of bottom albedo. Caution should be exercised when applying this model to highly turbid waters for which adequate estimations of apparent optical properties are problematic.

1. Introduction

At present, advanced approaches take advantage of both air- and space-borne spectrometers and radiative transfer numerical models (RTM) (Mobley, 1993) in order to retrieve the concentrations of optically active constituents of water from its optical properties. Indeed, since dissolved and suspended substances, the water itself and, to some extent, bottom features modify the propagation of light in water bodies, the study of the light field distribution in such media can provide relevant information biogeophysical processes inherent in natural waters, including such optically complex waters as coastal waters.

The upward light flux coming from beneath the water surface and eventually captured by a remote sensor, is a convolution of interactions between the propagating light and natural water component. As such, it commonly is used as input parameters into numerical models dedicated to the retrieval of water body optical properties. However, such models must be adapted, validated and tuned for particular water types.

In this paper, we investigate the behavior of the sunlight field in turbid shallow-waters characterized by high loads of suspended materials (biogenic and inorganic), allochthonous dissolved substances (yellow substances), as well as seasonally high levels of chlorophyll pigments. Besides, in such waters, the bottom can significantly impact the water-leaving radiance, in the spectral range 350 to 800 nm, reaching airborne/spaceborne sensors.

Each of the four water components listed above, modify the light field entering the water body according to their specific optical properties. The latter are subdivided into inherent and apparent optical properties. The inherent optical properties of bulk water are described by quantities, which are independent of the light field distribution. These are the absorption coefficient, a (m^{-1}), the scattering coefficient, b (m^{-1}), the attenuation coefficient, c (m^{-1}) and the volume scattering function, $\beta(\theta)$ ($m^{-1} sr^{-1}$). The latter attests for the angular distribution of the light scattered by a unit volume.

As inherent optical properties, the absorption and scattering coefficients are additive in nature, and can be defined as the sum of contributions from the coexisting water constituents:

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_{chl}(\lambda) + a_p(\lambda) + a_y(\lambda)$$

$$b(\lambda) = b_w(\lambda) + b_{chl}(\lambda) + b_p(\lambda)$$

where indexes (w , chl , p , y) stand for water itself, chlorophyll pigments, inanimate particulate matter and yellow substances. We may note that those terms are all wavelength-dependent.

The inherent optical properties are required as input parameters in radiative transfer models, which aim at computing the apparent optical properties. The latter describes the light field distribution in the water body, and encompasses the volume reflectance (R) and diffuse attenuation coefficients or K-functions.

Symbol.	Units	Definition
θ_s	deg.	Sun zenith angle
Z	m	Depth measured downward from the sea surface
Z_a	m	Depth at which the asymptotic distribution is reached
Z_b	m	Bottom depth
a	m ⁻¹	Total absorption coefficient
b	m ⁻¹	Total scattering coefficient
b_b	m ⁻¹	Diffuse backscattering coefficient
c	m ⁻¹	Total attenuation coefficient: $c = a + b$
ω_0	-	Water scattering albedo: $\omega_0 = b/c$
β	m ⁻¹ .sr ⁻¹	Volume scattering function
L	W.m ⁻² .sr ⁻¹ .nm ⁻¹	Radiance
L_a	W.m ⁻² .sr ⁻¹ .nm ⁻¹	Atmospheric contribution to the total upwelling radiance
L_w	W.m ⁻² .sr ⁻¹ .nm ⁻¹	Water leaving radiance
L_r	W.m ⁻² .sr ⁻¹ .nm ⁻¹	Contribution of the sea surface reflection to the total upwelling radiance
t	sr ⁻¹	Air-water transmittance
E_0	W.m ⁻² .nm ⁻¹	Extra-terrestrial solar irradiance
E_d	W.m ⁻² .nm ⁻¹	Downwelling irradiance
E_u	W.m ⁻² .nm ⁻¹	Upwelling irradiance
R	-	Volume reflectance: $R = E_u / E_d$
R_0	-	Volume (Irradiance) reflectance just below the sea surface
R_b	-	Bottom albedo
R_∞	-	Irradiance reflectance of the infinitely deep water
K_d	m ⁻¹	Diffuse attenuation coefficient for downwelling irradiance
K	m ⁻¹	Efficient diffuse attenuation coefficient defined for both upwelling and downwelling irradiance
ζ	m	Optical depth: $\zeta = K_d Z$
μ	-	Average cosine for the entire light field
μ_d	-	Average cosine of the downwelling light field
μ_u	-	average cosine of the upwelling light field

Table 1: Main symbols, Units and Definition.

Shallow areas of turbid coastal waters are characterized by a wide range of a and b values, that are related to the quantity and the relative importance of the various components concurrently present in the water column, as well as of the nature of sea-bed. Detailed reviews of optical properties of natural water main components have been presented by Jerlov (1976), Kirk (1983) and Bukata *et al.* (1995). It should be noted that hydrodynamic processes might increase drastically the concentration of suspended matter and thus affect significantly the scattering properties of the aquatic medium. Such processes also not infrequently result in

detaching plants from the sea-floor, and in re-suspension of biogenic particles in the water column thus modifying both the absorption and scattering properties of the water column.

In the present work, the influence of the water optical depth ($\zeta = K_d Z$), bottom depth and albedo, on radiance leaving turbid shallow water, is investigated. For one and the same aquatic medium, a shallow-water reflectance model (SWRM) (Philpot, 1987; Kirk, 1989) is tested and compared to the accurate solutions of the radiative transfer obtained from application of the HYDROLIGHT© model Mobley (1994).

2. Shallow-water reflectance model

The global radiative transfer in the atmosphere/shallow-water system is presented in Figure 1. In this work we focus on light transfer in shallow-water part and consider several simplified cases including the light propagation through the atmosphere and through the air/water interface.

In shallow-waters, the volume reflectance just below the sea-surface is defined, according to the two-flow theory, as the weighted sum of the bottom and the water column contributions:

$$R_0(\lambda) = R_\infty(\lambda) \cdot (1 - \exp^{-K(\lambda) Z_b}) + R_b \exp^{-K(\lambda) Z_b} \quad (1)$$

where R_b is the albedo of a perfectly Lambertian bottom, (R_∞) is the volume reflectance at null depth of an infinitely deep ocean with the same optical properties than the shallow-water under consideration. K is the effective diffuse attenuation coefficient defined by Philpot (1987) and Kirk (1989), which has further been developed by Maritorena *et al.* (1994) as a unique coefficient which can replace the diffuse attenuation coefficients (K -functions) K_d , κ_c and κ_b , where κ_c and κ_b are respectively the attenuation coefficients for photons scattered upwards by water molecules and reflected back to the water-air interface by the bottom (Fig. 1), and K_d is the diffuse attenuation coefficient for the downwelling irradiance, expressed as:

$$K_d = -d \ln E_d / dZ = -1/E_d \cdot (d E_d / dZ)$$

The above expressions are derived from the widely used equations for the subsurface irradiance, derived within the two-flow approximation which assumes that the light field at any level can be partitioned into upward and downward flows of photons (Ackleson & Klemas, 1986; Mobley, 1994).

Eq. 1 can be expressed in terms of the downward and upward irradiances, *i.e.* E_d and E_u respectively, propagating through a water column limited from beneath by a perfectly absorbing bottom at a depth (Z_b):

$$E_u(0-, Z_b)/E_d(0-, Z_b) = R_\infty(\lambda)(1 - \exp^{-K(\lambda)Z_b}) \quad (2)$$

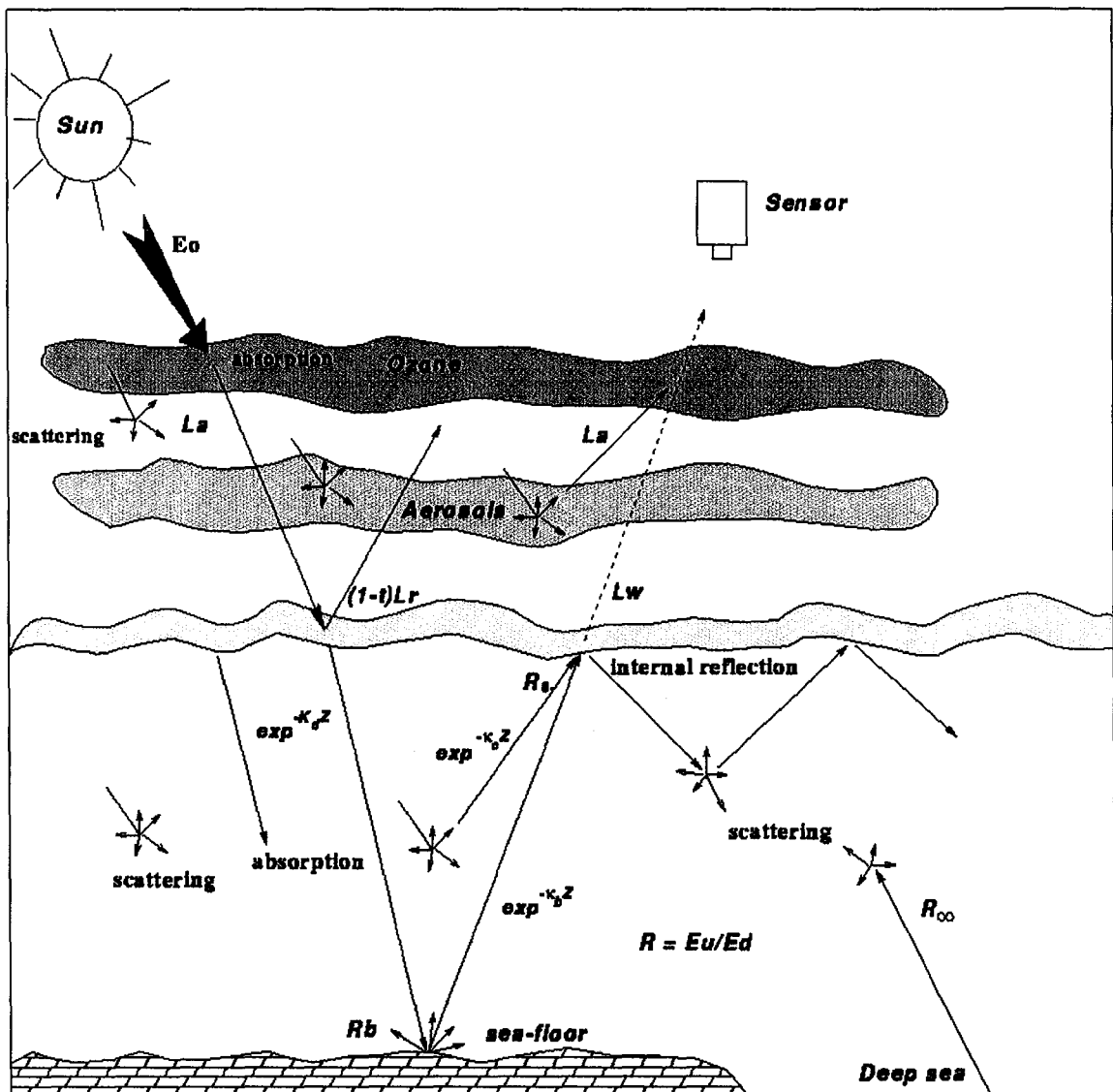


Figure 1: Radiative transfer in the atmosphere/shallow-water system.

By re-arranging the terms in Eq. 1, we obtain a more general form of the SWRM:

$$R_{0.} = R_{\infty} + (R_b - R_{\infty}) \exp^{-K Z_b} \quad (3)$$

in which the reference to the wavelength has been suppressed for simplicity. The term between brackets accounts for the relative importance of the bottom and the water column volume reflectances, or the relative reflectivity contrast of the bottom compared to the water column.

Model principal assumptions are as follows:

- the contributions of the bottom and of the water to the upwelling flux are independent which truly holds as long as the bottom is a perfectly lambertian reflector,
- the K -functions are depth-independent,

The latter assumption is not obvious since the K -functions intimately related to the water absorption and scattering coefficients, depend upon the progressive rearrangement of the light field as photons travel up- and downwards through the water column. It is however justified in the single scattering approximation assuming that the travelling photon interacts only once with the medium (Philpot, 1987).

3. Simulations

In this study, we investigate the SWRM validity when simulating light transfer in highly turbid waters characterized by the attenuation coefficient c ranging from 1.0 to 15.0 m^{-1} .

Pursuing this goal, simulations of the radiative transfer are performed using the HYDROLIGHT© software package (Mobley, 1994). The preference of this model to classical Monte Carlo-based models is supported by the fact that, in this particular case, we deal with very absorbing and/or scattering media. As a matter of fact, simulations of such optical environments using Monte Carlo method requires an enormous initial number of photons

(especially for highly absorbing medium) in order to achieve a satisfactory statistical accuracy when computing variables for upward and downward paths (Mobley, 1993).

Typical water and boundary conditions are chosen according to in situ data sets acquired from the European Imaging Spectroscopy Aircraft Campaign (EISAC'89) conducted over the Venice lagoon (Alberotanza *et al.*, 1989), the delta of the Pô (North Adriatic) (Maracci *et al.*, 1990) and the Wadden sea - German bight (Doerffer, 1989).

The protocol suggested by Maritorena (1994) has been adopted. The following boundary conditions are set up:

- the sea floor (assumed to be Lambertian) is either a wavelength-independent boundary layer of albedo $R_b = 1.0$ or a sandy bottom (the spectral signature has been taken as an average of various sand reflectances measured during the EISAC'89 campaign), or a green algae (*Ulva rigida*) coverage as specified by Tassan (1992),
- water absorption coefficient a takes the values 1.0 or 5.0 m^{-1} and scattering coefficient b is allowed to vary in the range 1.0 to 10.0 m^{-1} , which corresponds to $\omega_0 \in [0.16 ; 0.91]$, and $b/a \in [0.2 ; 10.0]$,
- the water volume scattering function (as reported by Petzold (1972) for San Diego turbid harbor water) is used. This function is believed to be applicable to most natural waters with turbidity exceeding a certain minimum (Kirl, 1994),
- the atmosphere is assumed transparent, and the sun zenith angle θ_s is set either at 0° or 60° . The sea-surface is assumed to be flat (no wind).
- the bottom depth, Z_b can be 0.5, 1, 2, 4, 6, 8 or 12 m.

Along with the simulations performed for the above boundary conditions, three additional cases are also considered, based on average value of in situ measurements obtained during the EISAC'89 campaign:

- the chlorophyll a concentration, C , is chosen equal to 5.0 mg.m^{-3} ; suspended particles concentration, P , is fixed at 10.0 mg.l^{-1} ; concentration of yellow substance, estimated as $a_y(440)$, equals 1.0 m^{-1} . The concentrations of chlorophyll and particles are assumed to be independent of depth (which is in accordance with the in situ measurements in the

EISAC'89 water areas). Fig. 2 presents the inherent optical properties of water as computed for the above boundary conditions.

To initiate the HYDROLIGHT© the following optical model is composed:

a_w , b_w as tabulated by Smith & Baker (1981); we choose to keep the normalized (to 440 nm) chlorophyll specific absorption, a_{chl}^* , from Prieur & Sathyendranath (1981) (between 400 and 700 nm and extrapolated down to 350 nm) available in the software package since it is realistic to assume that this property, measured from open water samples, by the above authors, remains valid for coastal waters; suspended particles specific absorption, a_p^* , has been taken from Althuis *et al.* (1996a) and are characteristic of coastal waters under river run off influence; Bukata *et al.* (1995) has measured suspended particles specific scattering, b_p^* from a variety of turbid water. We assume that their measurements are representative of the range of value that this parameter can take in the media under consideration.

Absorption and scattering coefficients were computed using the following relationships:

$$a_{chl}(\lambda) = C \cdot a_{chl}^*(\lambda)$$

$$a_p = P \cdot a_p^*(\lambda)$$

$$a_y(\lambda) = a_y(440) \exp^{-0.014(\lambda-440)} \quad (\text{Bricaud, 1981})$$

$$b_p(\lambda) = b_{chl}(\lambda) + b_{pp}(\lambda)$$

$$\text{where } b_{chl}(\lambda) = (0.12C^{0.63}) \cdot a_{chl}^*(550) / a_{chl}^*(\lambda) \quad (\text{Prieur, 1981})$$

$$\text{and } b_{pp}(\lambda) = P \cdot b_p^*(\lambda)$$

- inelastic processes such as Raman scattering, chlorophyll and yellow substances fluorescence are taken into account in the simulation.
- in the two first computational series pertaining to the "average" cases, the atmosphere is supposed to be transparent and the sun zenith angle θ_s is set either at 0° or 60° . In the third run, a more realistic atmosphere is considered in accordance with the time and location of the in situ data sets (Standard mid-latitude summer atmosphere). The aerosol type is taken as mixed continental (40%) and maritime (60%) and the visibility is fixed at 15 km.

For all simulations, R_∞ is computed using $Z_{max} = 20$ m and $R_b = 0$ (perfectly absorbing bottom).

HYDROLIGHT© solves the radiative transfer equations (RTE) using self-monitoring integration algorithms that take sufficiently small step in the integration process to maintain high accuracy in the final solution radiances (Mobley, 1994). Although HYDROLIGHT© automatically solves the RTE with arbitrarily fine depth resolution in the IOPs, it saves the computed radiances and derived quantities, namely the irradiance E , volume reflectance R and diffuse attenuation coefficient K_d , only at pre-selected set of depths. These "output depths" have been chosen to be 0, 0.1, 0.2, 0.5, 1, 2, 4, 8 and 12 m in order to get an ad hoc description of the upper water layer.

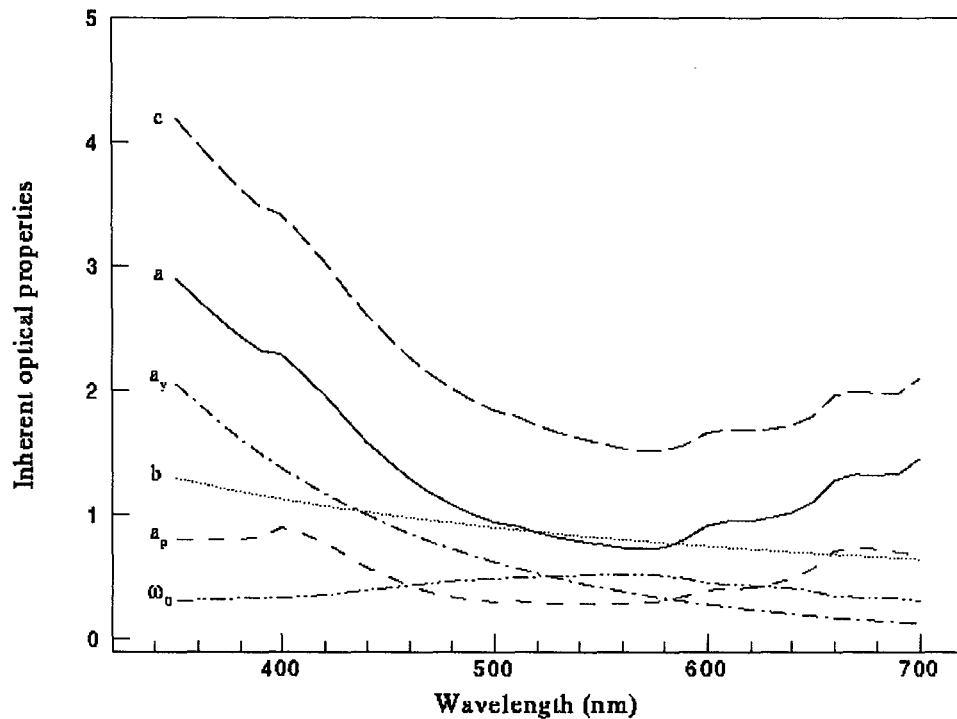


Figure 2: Inherent properties versus wavelength for $C = 5 \text{ mg.m}^{-3}$; $P = 10 \text{ mg.l}^{-1}$; $a_y(440) = 1.0 \text{ m}^{-1}$.

4. Results and Discussion

4.1 General considerations

Volume reflectances at null depth, computed by HYDROLIGHT© and Eq. 3 respectively, has been compared for all cases of simulations. R_∞ and K_d values computed through the

HYDROLIGHT© are used as input parameters in Eq. 3. The deduced R_0 is compared to the one computed by the HYDROLIGHT©.

Fig. 3 illustrates the correspondence between the calculated volume reflectance at null depth for all combinations of IOPs, bottom type, bottom depth and wavelengths. A good agreement is found, especially for $\theta_s = 60^\circ$ (rms = 2% of reflectance, bias = 1.02).

As expected, the SWRM tends to overestimate R_0 when $(R_b - R_\infty) > 0$, and to underestimate it when R_b is smaller than R_∞ .

Reflectances increase with the increasing scattering coefficient. It becomes particularly noticeable when b is greater than 2.0 m^{-1} , which corresponds to a large concentration ($10 - 20 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$) of highly refractive particles.

For a sun at zenith, $R(z)$ rises within the few first meters up to the value corresponding to R_∞ (Fig. 4a, b). The interval of depth Δz within which this progression occurs is obviously a function of the scattering coefficient. The larger b the smaller Δz .

When $\theta_s = 60^\circ$, the volume reflectance increase is slighter (Fig. 4c, d). This is mainly due to larger volume reflectance values just below the surface. After a short increase as light enters the water body, R then decreases towards R_∞ .

The variation rate depends on the relative influence of absorption and scattering and thus on the single scattering albedo ω_0 . For $b = 5.0 \text{ m}^{-1}$, R increases from 8 per cent to 16 per cent when ω_0 rises from 1.0 to 5.0 m^{-1} . Such a variation is much more significant as the sun is close to the zenith.

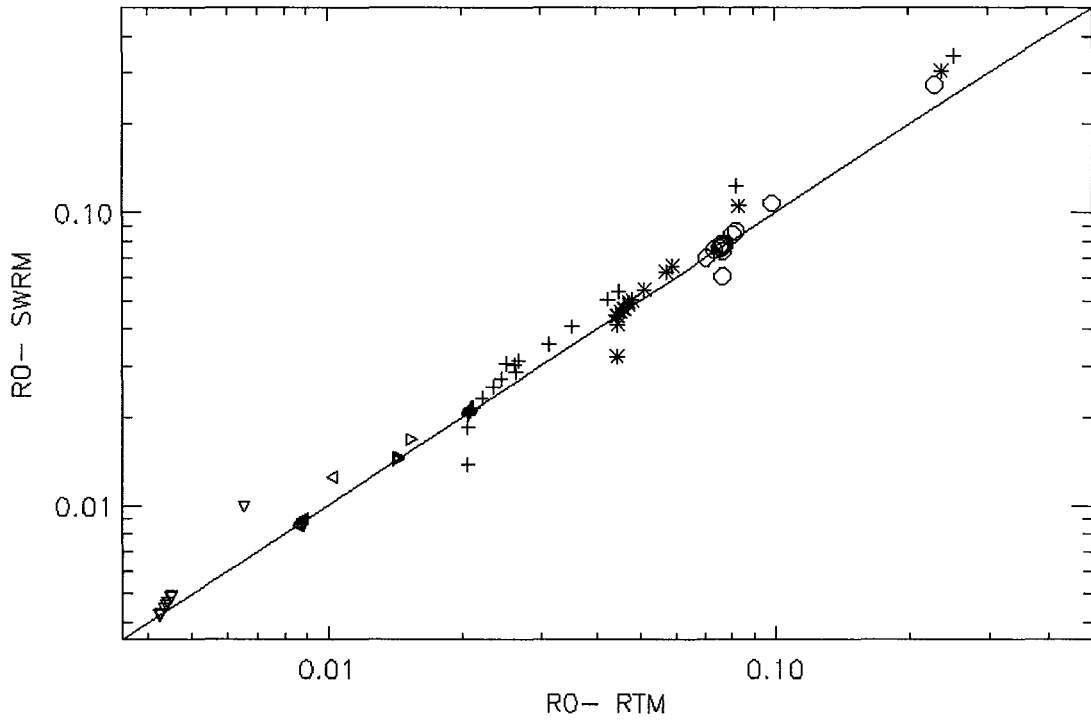


Figure 3: Reflectance at null depth computed using Eq. 3 (ordinate) and through HYDROLIGHT© (abscissa) for various type of water, bottom depth and albedo, wavelength and sun zenith angle. Each symbol is for a particular combination of sea-floor albedo, depth, and water single-scattering albedo (rms = 7 % of the reflectance; bias = 1.2).

These results indicate a rapid change of the light field distribution with depth. It can be analyzed in detail by studying the behavior of the downward and upward irradiances (E_d , E_u), as well as the average cosine functions for downwelling and upwelling fluxes ($\overline{\mu_d}$, $\overline{\mu_u}$).

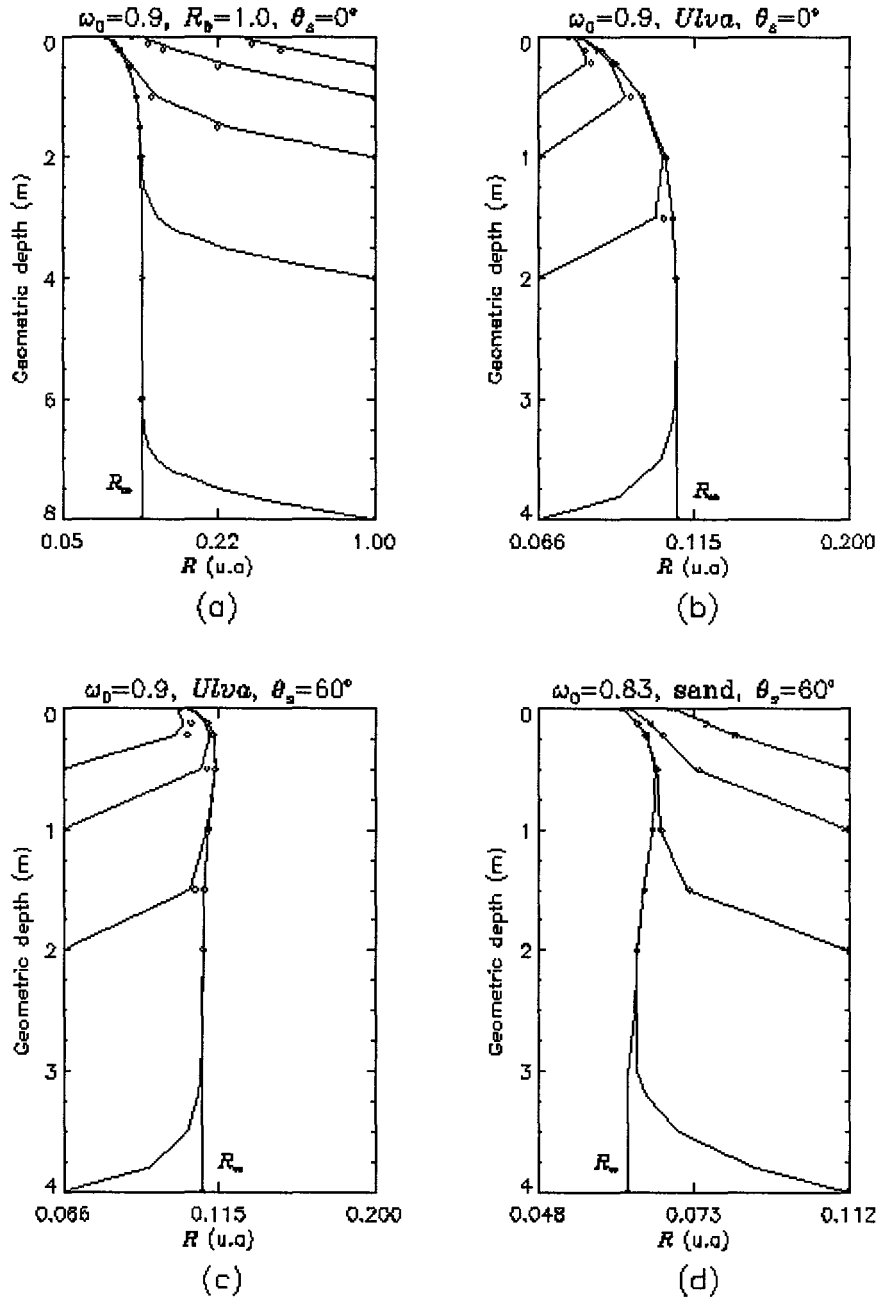


Figure 4: Reflectance profile (at 520.nm) for increasing bottom depth. Each plot is for a particular combination of water scattering albedo (ω_0), type of bottom and sun angle. Results from SWRM are plotted with solid lines; results from HML are plotted with dots.

4.2 Light field distribution

Fig. 5 shows E_d and E_u as function of depth for various type of bottom, type of water and bottom depth. E_d decreases more rapidly with depth than E_u and hence $R = E_u / E_d$ tends to increase. We show that E_u reaches a constant value in the first meter whereas the behavior of E_d is highly dependent of the optical depth. These constant values are related to the asymptotic radiance distribution.

Average cosine functions are defined as the irradiance to scalar irradiance ratios and are measurements of the light field distribution: typical values in natural waters are reported to be $\mu_d = 0.75$ and $\mu_u = 0.37$ (Mobley, 1994).

Just below the surface, the average cosine for the downwelling irradiance, μ_{d0} , is naturally equals 1.0 for $\theta_s = 0^\circ$ and then decreases with depth (Fig. 6a). Indeed, the light field entering the water is progressively redistributed through scattering process. μ_{d0} also decreases as b increases because of internal reflection at the water/air interface. Such effects are driven by the b/a ratio. Kirk (1983) indicates that a significant part of the total attenuation is due to scattering when $b/a > 7.0$. We found $\mu_{d0} = 0.92$ when $b/a = 10.0$, which corresponds to an average angle of 23° .

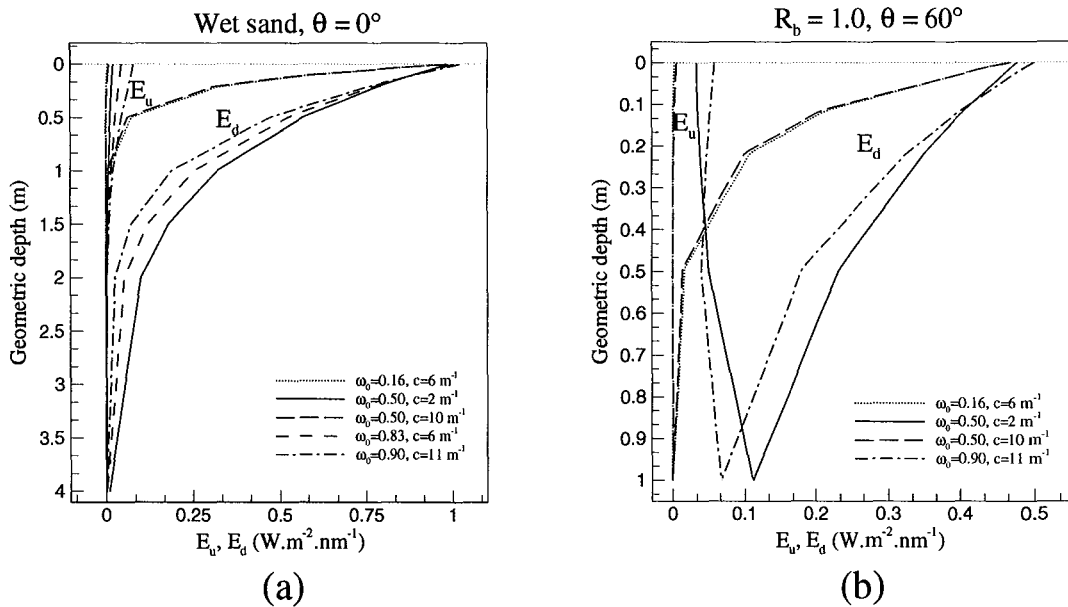


Figure 5: Downwelling and upwelling irradiance Z-profile for different water albedo. (a): 4 m-deep water column limited by a sandy bottom, $\theta_s = 0^\circ$. (b): Uniform bottom with albedo equals 1.0 at 1 m, $\theta_s = 60^\circ$.

For $\theta_s = 60^\circ$, μ_{d0} should be equal to 0.76 if only the direct sun light entering the water was considered. We found $\mu_{d0} \in [0.7 ; 0.76]$ and $\mu_d = 0.65$ at 0.2 m under the surface. The examination of the Z-profile (Fig. 6b) shows that μ_d tends to increase with depth (except at the surface). The effect is maximum in highly absorbing water. This can be explained by the fact that the path-length increases as the light distribution becomes more oblique, then the photons traveling obliquely suffer a greater absorption than the ones traveling at nadir. This effect tends to compensate for the scattering and to favor photons traveling approximately at nadir. We have found this effect to be maximal when a and b are equally high ($\omega_0 = 0.66$ and 0.5).

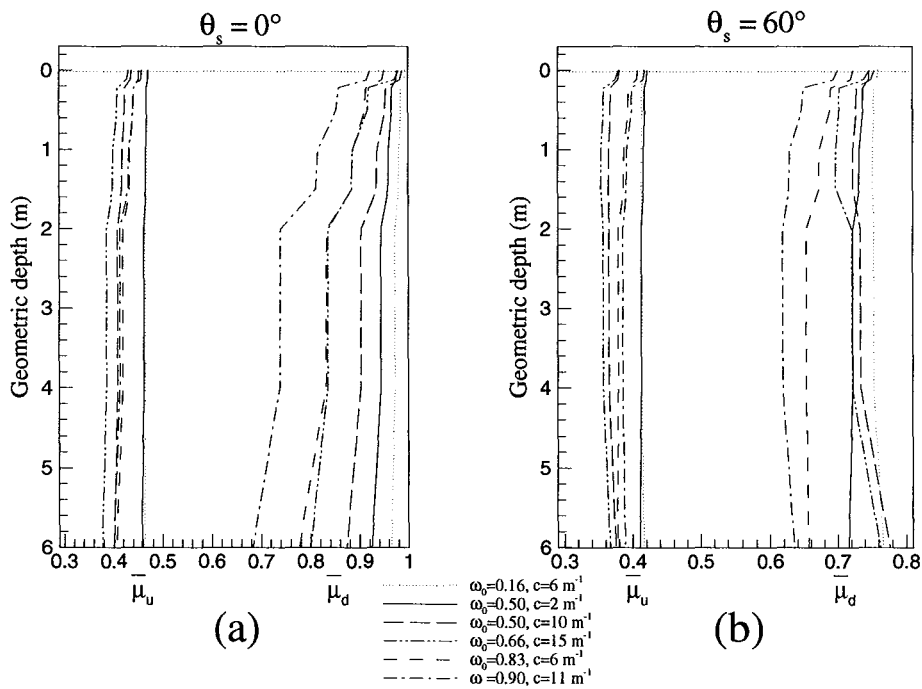


Figure 6: Downwelling and upwelling average cosine Z-profile for different water albedo.

4.3 Diffuse attenuation coefficients

The error performed by using K_d in place of K has been estimated by comparing both coefficients.

The simulations show that diffuse attenuation coefficient for downwelling irradiance, K_d , increases, as expected, with increasing depth (Fig. 7). It levels off at a constant value when the asymptotic state is reached.

However, a different behavior can be observed when $\theta_s = 60^\circ$. In this case, $K_d(z_a)$ (z_a is the depth at which the asymptotic distribution is reached) is smaller than the maximum K_d value which is reached in the upper layer. In first approximation we should have expected K_d to be

constant with depth since we have taken a and b to be independent of depth. We should also have expected R_∞ to be constant since it is normally correlated with the scattering coefficient b .

In a very diffuse medium, the majority of the upwelling photons travels at angles greater than 48° (Kirk, 1983). Therefore, the lower value for K_d near the surface can be explained by internal reflection processes which tend to increase E_d and thus reduce K_d . If the backscattering coefficient b_b , is large enough then multiple scattering can occur in the very first meter in the water.

When the water column is optically shallow, the bottom can significantly modify the light field properties either in terms of distribution or of intensity.

Obviously, the bottom relative influence is directly related to the optical properties of the water column above it, and to its depth. The greater the attenuation and the depth, the lower the impact of the bottom. In Eq. 3 the bottom influence on the total signal emerging the water is governed by the term $(R_b - R_\infty) \exp^{-KZb}$. The first term in brackets can be interpreted, as we have seen, as the contrast of the bottom compared to the water column. Thus the bottom contribution is limited both by its own optical characteristics compared to those of the water and by the diffuse attenuation, as well. The sea-floor has been shown to have a very little influence on both E_d and K_d (Philpot, 1987; Maritorena *et al* , 1994}. We may notice that R_b is independent of the water type whereas R_∞ and K_d are directly dependent on the water inherent properties.

We have found a fairly good correlation between R_∞ and K_d ($r^2 = 0.70$). A high correlation has also be found between R_0 . and K , e.g., r equals 0.99 for very shallow waters and slowly decreases as $(R_b - R_\infty)$ decreases until 0.70 is reached.

The effective K coefficient has been estimated using Eq. 4, based on accurate reflectances computed with HLM.

$$K = (2Z_b)^{-1} \ln[(R_b - R_\infty) / (R_0 - R_\infty)] \quad (4)$$

K accounts for the specific diffuse attenuation for photons traveling upward after being backscattered in the water column (κ_c) or being reflected by the bottom (κ_b).

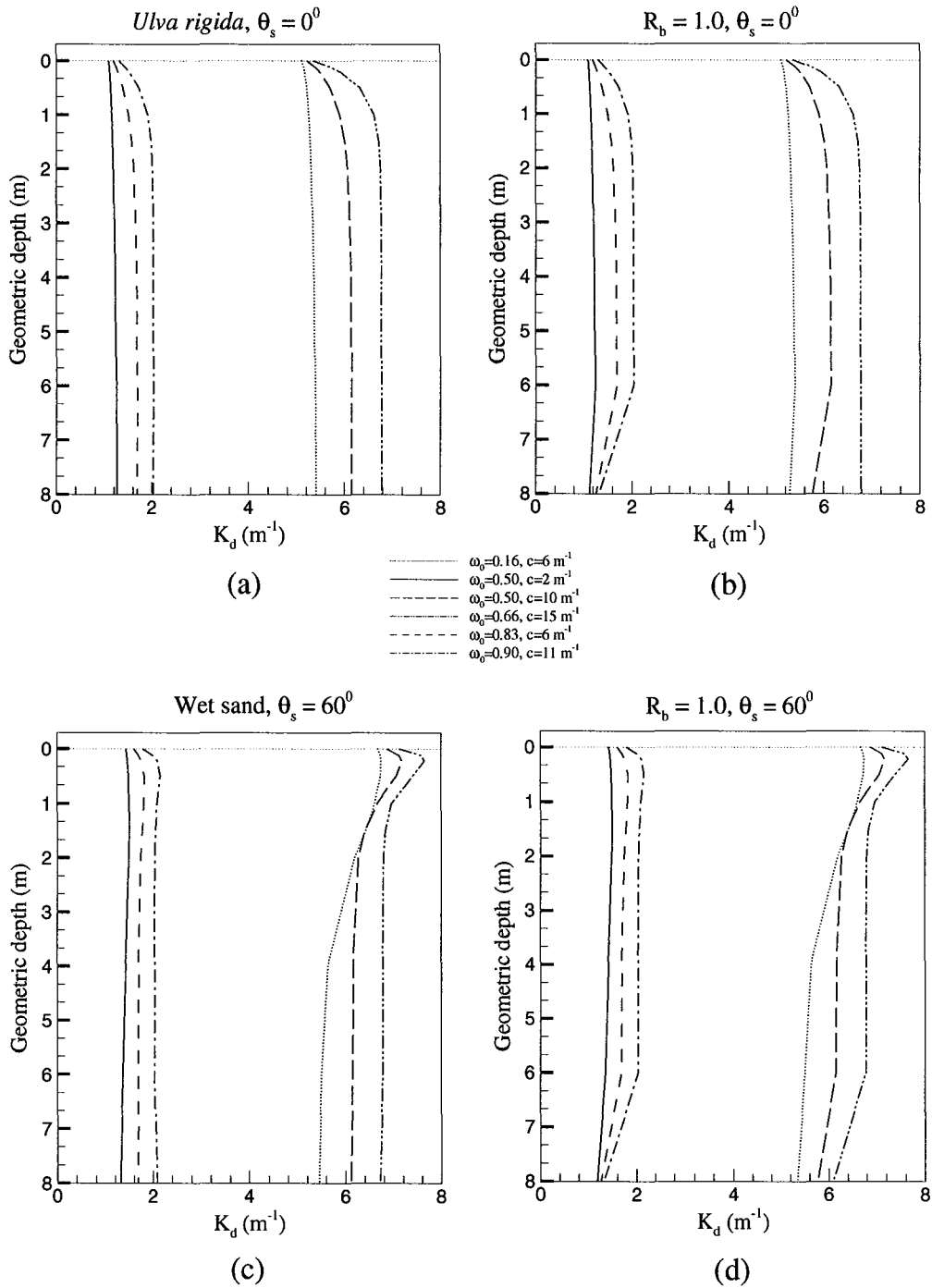


Figure 7: Diffuse attenuation coefficient for downwelling irradiance as function of depth (Z-profile) for different water single-scattering albedo. Each plot is for a particular combination of Bottom type and sun zenith angle.

We may notice that Eq. 4 has three singularities which prevent K to be computed when $(R_b - R_\infty) = 0$ or $(R_0 - R_\infty) = 0$ and $(R_b - R_\infty)/(R_b - R_\infty) < 0$.

According to the scattering coefficient b , K is in the range of 1.08 to 2.27 m^{-1} when the absorption coefficient a equals 1.0 and between 5.0 and 7.0 m^{-1} for highly absorbing and scattering water ($a = 5.0 \text{ m}^{-1}$).

The effective coefficient is globally higher when the sun is lower in a range of 2 to 6 per cent. The greater value is always encountered for the highest scattering albedo in each absorption case.

The ratio K/K_d is found to be in the range of 1.01 to 1.46 (Fig. 8). It is close to 1.0 when $\theta_s = 60^\circ$ (1.07 ± 0.05) and decreases as the sun height decreases towards the horizon. Three marginal cases are present in which the ratio is lower than 1.0 . They occur when $(R_b - R_\infty)$ is very small ($\approx 10^{-4}$). Though it is in contradiction with the expected behavior, these results can be explained by the limitation of the method used for estimating K .

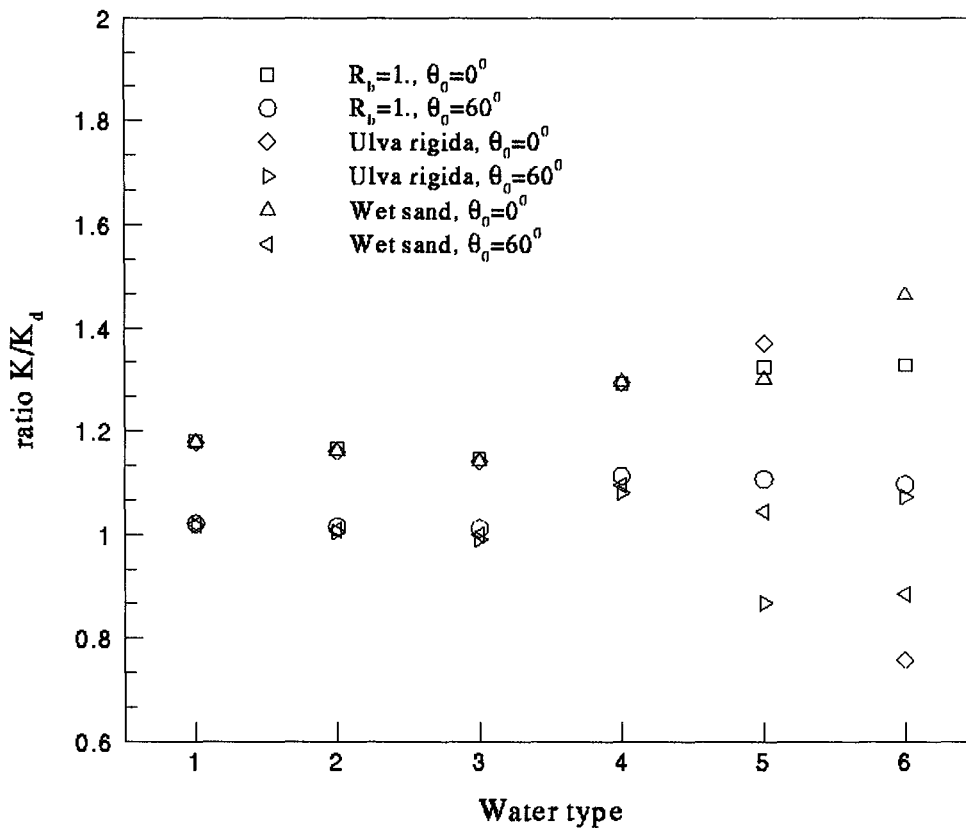


Figure 8: K/K_d ratio versus the type of water. type (1) $a = 5.0 \text{ m}^{-1}$, $b = 1.0 \text{ m}^{-1}$; (2): $a = 5.0 \text{ m}^{-1}$, $b = 5.0 \text{ m}^{-1}$; (3): $a = 5.0 \text{ m}^{-1}$, $b = 10.0 \text{ m}^{-1}$; (4): $a = 1.0 \text{ m}^{-1}$, $b = 1.0 \text{ m}^{-1}$; (5): $a = 1.0 \text{ m}^{-1}$, $b = 5.0 \text{ m}^{-1}$; (6): $a = 1.0 \text{ m}^{-1}$, $b = 10.0 \text{ m}^{-1}$.

Contrary to Maritorena *et al* (1994), we have not found an obvious relationship between the K/K_d ratio and the water albedo. It can be explained by the fact that we deal with very turbid water in which the single scattering approximation, on which Eq. 1 is based, fails.

Fig. 9 shows the coefficients K and K_d computed for average cases (see Fig. 2 for the corresponding optical properties) as function of the wavelength for various sky conditions.

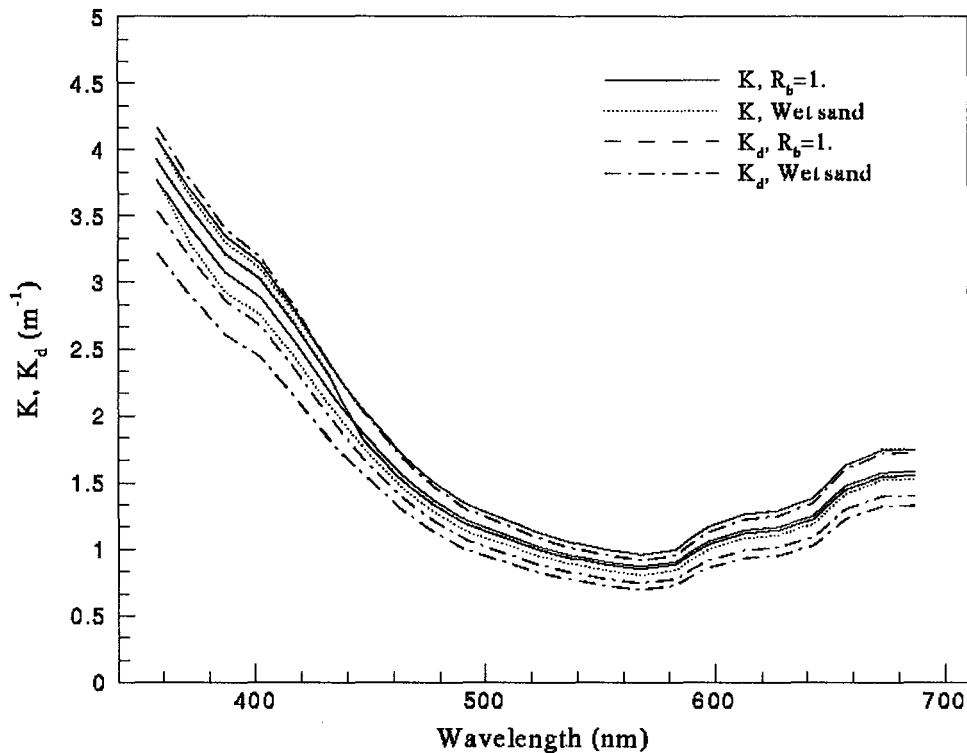


Figure 9: Effective attenuation coefficient K versus wavelength for different sky conditions and type of bottom.

It shows that K_d is a good approximation for K when $\theta_s > 45^\circ$ and $\omega_0 < 0.7$. However, large errors can be observed when the direct incident irradiance is approximately at nadir. In this case, $K > 2.9 K_d$ when the depth of the sea floor is minimum. This result is complementary to those of Kirk (1989) who found $K = 3.5 K_d$ at mid-euphotic depth in the case of an infinitely deep water and when K_d is minimum, i.e., when the sun is at zenith. In the case of optically clear shallow-water (in French Polynesia), Maritorena *et al* (1994) have found a good correlation between the approximated model and Monte Carlo simulations,

using attenuation coefficients $c \leq 1.0 \text{ m}^{-1}$. Besides, they reported K ranging between 2.02 and $2.66 K_d$. In very turbid (both absorbing and scattering) water, the bottom contribution is globally low except for very shallow-water. In this latter case K can significantly diverge from K_d because κ_b contributes greatly to the total attenuation.

4.4 Implications in term of remote sensing of shallow-waters

Many authors e.g., Lyzenga (1978), Ackleson and Klemas (1986), Bierwirth *et al* (1993), Bijaoui *et al* (1994), Maritorena *et al* (1994), have used Eq. 3 or a derivative to investigate shallow-waters from remotely sensed data. The remote sensing of shallow-water is based on the possibility to retrieve R_ρ from radiance measured by optical sensors, after the correction of the signal from atmospheric and air/sea interface effects.

R_∞ can be estimated by measuring the water-leaving radiance over deep waters with similar optical properties than the presented shallow-water cases. The main assumption in using Eq. 3 for retrieving environmental properties as the bathymetry, the type of bottom or the water optically active components, is that the quantity measured as the surface or from the surface are representative of the water column. That implies that R_∞ and K should be independent of the depth.

We have shown that these two terms are depth-dependent when the water properties becomes extreme (high absorption and scattering). The change of the light field distribution that takes place in the upper water column layer, coupled with intense internal reflection at the water/air interface, dramatically modifies the reflectances. Eq. 3 should therefore be used with caution in such media. Then the method may require additional information such as any knowledge of the nature and/or the concentration of the water components at some location.

However, since R_∞ and K are not independent, the estimation of one of these terms can significantly help to determine the others, at least by reducing the range of possible values that it could take.

5. Conclusions

The behavior of a light field entering highly turbid shallow-water has been investigated using simulations of the radiative transfer and accounting for the bottom contribution. The results have been used to test a simplified reflectance model commonly used to retrieve water environmental conditions from air- / space-borne remote sensing data.

This study has allowed defining a range of value for the effective attenuation coefficient in relation with different types of water, bottom depths, and several types of substratum.

We have shown that the interactions between absorption and scattering become more complex as these two parameters increase. Hence, the main processes occur in the upper layer i.e., as soon as the light enter the water body, and the apparent optical properties in this layer vary dramatically compared to lower layers, so that they can not be no longer considered as representative of the total water column.

This is another reason, beside the fact that such model requires good estimates of R_{∞} , R_b and K , why the shallow-water reflectance model should be used with caution for such water. However, the correlation found between the effective attenuation coefficient and the deep-water reflectance could be used to reduce the possible divergence of the model. This approach must be studied from an operational point-of-view.

Acknowledgments: this work was supported by the European Commission through the Marie Curie Fellowship programme (contract ENV4-CT96-5017). The authors would like to thank Dr. C. Mobley for providing the HYDROLIGHT© model and for pertinent advice concerning its use. Drs. L. Alberotanza and S. Sommer have kindly provided us with the *in situ* data from EISAC'89 campaign.

References

- Ackleson, S. G. and V. Klemas. 1986. Two-flow simulation of the natural light field within a canopy of submerged aquatic plants. *Appl. Opt.* 25: 1129--1136.
- Alberotanza, L. 1989. Sea-truth data catalogue, EISAC'89, North Adriatic Sea (Technical report). CNR-ISDGM, Venice, Italy.
- Althuis, I., J. Vogelzang, M. Werland, S. Shimwell, W. Gieskes, R. Warnock, J. Kromkamp, R. Wouts and W. Zevenboom. 1996. On the colours of case II waters particulate North Sea matter. Part I: Results and conclusions. Tech. Rep. No 95-21A. Remote Sensing Board. Delft, The Netherlands.
- Bierwirth, N, T. Lee and R. Burne. 1993. Shallow sea-floor reflectance and water depth derived by unmixing multispectral imagery. *Photogramm. Eng. Remote Sensing* 59: 331--338.

- Bijaoui, J., S. Jullien and F. Cauneau. 1994. Bathymetry measurement in shallow water areas using airborne spectrometers. *In Proc. "14th EARSeL Symposium"*, p. 311--314. Ed. A. Balkema, Rotterdam, The Netherlands.
- Bricaud, A., A. Morel and L. Prieur. 1981. Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains. *Limnol. Oceanogr.* 26: 43--53.
- Bukata, R., J. Jerome, K. Kondratyev and D. Pozdnyakov. 1995. Optical properties and remote sensing of inland and coastal waters. Ed. CRC Press.
- Dörffer, R. 1989. Summary of data acquired during the European Imaging Spectroscopy Aircraft Campaign (EISAC'89) for test-site Wadden Sea. Tech. Rep.. GKSS, Geesthacht, Germany.
- Jerlov, N. 1976. *Marine Optics*. Ed. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, The Netherlands.
- Kirk, J. T. O. 1983. *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*. Ed. Cambridge University Press.
- Kirk, J. T. O. 1989. The upwelling light stream in natural waters. *Limnol. Oceanogr.* 34: 1410--1425.
- Kirk, J. T. O. 1994. Characteristics of the light field in highly turbid waters: a Monte Carlo study. *Limnol. Oceanogr.* 39: 702--706.
- Lyzenga, D. 1978. Passive remote sensing techniques for mapping water depth and bottom features. *Appl. Opt.* 17: 379--383.
- Maracci, G., P. Andreoli, P. Grassi and B. Hosgood. 1990. European Imaging Spectroscopy Aircraft Campaign (EISAC'89). Sea-truth data report. Tech. Rep. European Joint Research Centre, ISPRA, Italy.
- Maritorena, S., A. Morel and B. Gentili. 1994. Diffuse reflectance of oceanic shallow waters: Influence of water depth and bottom albedo. *Limnol. Oceanogr.* 39: 1689--1703.
- Mobley, C. 1994. *Light and water: Radiative transfer in natural waters*. Academic Press Inc.
- Mobley, C., B. Gentili, H. Gordon, Z. Jin, G. Kattawar, A. Morel, P. Reinersman, K. Stamnes and R. Stavn. 1993. Comparison of numerical models for computing underwater light fields. *Appl. Opt.* 32: 7484--7504.
- Petzold, T. 1972. Volume scattering functions for selected ocean waters. *Scripps Inst. Oceanogr. SIO Ref.* 72-78.
- Philpot, W. 1987. Radiative transfer in stratified waters: a single scattering approximation for irradiance. *Appl. Opt.* 26: 4123--4132.

- Prieur, L. 1981. Influence of dissolved and suspended matter on inherent properties considered as input parameters in optical ocean modelling. *In Proc. "Symposium on the radiative transfer in the oceans and remote sensing of ocean properties"*. P. 68. IAMAP, Hamburg.
- Prieur, L. and S. Sathyendranath. 1981. An optical classification of coastal and oceanic waters based on the specific absorption curves of phytoplankton pigments, dissolved organic matter, and other particulate material. *Limnol. Oceanogr.* 26: 671--689.
- Smith, R. and K. Baker. 1981. Optical properties of the clearest natural water. *Appl. Opt.* 20: 177--184.
- Tassan, S. 1992. An algorithm for the identification of benthic algae in the Venice lagoon from Thematic Mapper data. *Int. J. Remote Sensing* 3: 2887--2909.

- Annexe C -

**OPTICAL REMOTE SENSING OF SHALLOW-WATER
ENVIRONMENTAL PARAMETERS: A FEASIBILITY STUDY**

Durand, D., J. Bijaoui and F. Cauneau

Optical remote sensing of shallow-water environmental parameters: a feasibility study.

Remote Sensing of Environment, 73(2): 152-161, 2000.



Optical Remote Sensing of Shallow-Water Environmental Parameters: A Feasibility Study

Dominique Durand,* Jérôme Bijaoui,† and François Cauneau‡

A review of methods used for deriving seafloor reflectance and water diffuse attenuation from remotely sensed data is conducted. Emphasis is made on inverse methods applied to remote sensing of ocean properties. Then an inverse scheme for the retrieval of optically active components in coastal shallow waters is described and validated through simulation. The proposed method is based on a synthetic reflectance database and an optimization scheme. A sensitivity analysis is performed. It shows that the method is robust, even when applied to extreme environmental conditions, given that the database covers the optical properties of the water body under consideration.
©Elsevier Science Inc., 2000

INTRODUCTION

An important aspect of integrated coastal zone management is a comprehensive knowledge of the physical and biogeochemical processes and the availability of relevant, up-to-date, and reliable information on the environmental state in the near-shore area. Such information is related to geomorphologic processes, coastal erosion, sedimentation transport, mapping of macrophyte fields and derived estimation primary production, mapping of types of seafloor, and assessment of the water-column quality (concentration of sediment, chlorophyll, terrigenous substances).

* Nansen Environmental and Remote Sensing Center, Bergen, Norway

† Sema Group, Toulouse, France

‡ Ecole des Mines de Paris, Sophia-Antipolis, France

Address correspondence to Dominique Durand, Nansen Environmental and Remote Sensing Center, Edv. Griegsvei 3a, 5039 Bergen, Norway. E-mail: Dominique.Durand@nrsc.no

Accepted 18 January 2000.

Satellite optical remote sensing has proved to be a valuable help for mapping of bathymetry and seafloor in clear water (Lyzenga, 1978; Lyzenga, 1981; Spitzer and Dirks, 1987; Philpot, 1989; Maritorena, 1996), though limitations have been encountered due to nonoptimal temporal and spatial coverage and low spectral discrimination. The use of airborne hyperspectral sensor reduces the problem of spatial and spectral coverage, but is still inappropriate for monitoring dynamical processes.

The next generation of spaceborne ocean color sensors, currently under development, includes hyperspectral instruments with high spatial resolution (Orbview-4, NEMO/COIS). The major breakthrough foreseen by using the advanced capability of these sensors, coupled with extended performance of computers, allows us to reconsider the use of remote sensing for shallow-water monitoring and mapping.

MODELING

A Shallow-Water Reflectance Model

Shallow-water reflectance models (SWRM) relate the subsurface spectral irradiance reflectance (hereafter referred to as reflectance) that can be derived from remote sensing measurements to the optical properties of the various in-water components that contribute to the upwelling signal leaving the water body. In shallow water, these components are the water column, including the substances dissolved or in suspension in the medium, and the seafloor, which contributes function of the depth and attenuation by the water column above it. The application of the two-flow approximation to the radiative transfer in a water layer of uniform optical properties and thickness z (in meter), above a seafloor of albedo $R_b(\lambda)$, has been presented by Jain and Miller (1977) and

leads to the expression (Tassan, 1996) shown in Eq. [1]:

$$R_{0-}(\lambda) = R_{\infty}(\lambda) + [R_b(\lambda) - R_{\infty}(\lambda)] [1 - R_{\infty}(\lambda)^2] \cdot \{R_{\infty}(\lambda) \cdot [R_b(\lambda) - R_{\infty}(\lambda)] + [1 - R_{\infty}(\lambda) \cdot R_b(\lambda)] e^{2[a(\lambda)^2 + 2a(\lambda)b_b(\lambda)]^{0.5}}\}^{-1} \quad (1)$$

where $R_{0-}(\lambda)$ is the subsurface irradiance reflectance, defined as the ratio of the upwelling to downwelling irradiance, $E_u(\lambda)/E_d(\lambda)$; $a(\lambda)$ and $b_b(\lambda)$ are the total absorption and backscattering coefficients (m^{-1}), respectively. The subsurface irradiance reflectance for an infinitely deep-water body with the same optical properties as the shallow-water body is given by Eq. (2):

$$R_{\infty}(\lambda) = b_b(\lambda) / [a(\lambda) + b_b(\lambda) + [a(\lambda)^2 + 2a(\lambda)b_b(\lambda)]^{0.5}] \quad (2)$$

Lyzenga (1978) presented a simplified model that neglects the second powers of $R_{\infty}(\lambda)$ and $R_b(\lambda)$, as well as the cross-product $R_{\infty}(\lambda)R_b(\lambda)$, which yields [see Eq. (3)]:

$$R_b(\lambda) = R_{\infty}(\lambda) + [R_b(\lambda) - R_{\infty}(\lambda)] e^{-2k_d(\lambda)z} \quad (3)$$

where k_d is the diffuse attenuation coefficient for downwelling irradiance and is approximated by $[a(\lambda)^2 + 2a(\lambda)b_b(\lambda)]^{0.5}$.

This simplified model, which has been discussed from a theoretical point of view by Maritorena et al. (1994), considers the subsurface irradiance reflectance in shallow waters as the sum of two independent terms. The first term on the right side of Eq. (3) stands for the flux backscattered by the water column (as if the bottom were perfectly absorbing). The second term describes the "bottom contrast" exponentially attenuated through the two-way light path in the water column.

Equation (3) and derived forms have been extensively used to determine seafloor reflectance (Lyzenga, 1978; Lyzenga, 1981; Estep and Holloway, 1992; Estep, 1994), and shallow-water bathymetry (Polcyn and Sattinger, 1969; Mishra et al., 1989; Bierwirth et al., 1993) in coastal areas. The most classical method is based on the linearization of the model, which is performed by applying a variable transform as in Eq. (4).

$$X_i = \ln(R_{0-} - R_{\infty}) = -2k_d z + \ln(R_b - R_{\infty}) \quad (4)$$

As Eq. (4) shows, this method is not applicable when the water-column reflectance is greater than the bottom albedo, which yields negative values in the logarithm argument. For practical considerations, R_{∞} is commonly assumed to be constant over the all scene. An estimate is derived by averaging values from deep-water pixel in the image.

Using Eq. (4), a scatterplot of the transformed variable X is built from two different spectral bands (green and red for example), and shows clusters; each cluster represents a particular bottom type (Fig. 1). The slope of the regression line, which is characteristic of the cluster's distribution, equals the ratio of the diffuse attenuation coefficients for downwelling irradiance at the two wave-

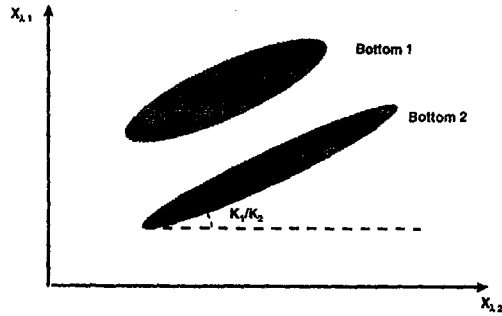


Figure 1. Discrimination of bottom type by Lyzenga's method (Lyzenga, 1981).

lengths. The cluster lengthening is a function of the bottom depth at each pixel location. This approach has proved valuable in clear water, although only a quantitative classification of bottom and depth can be achieved.

However, this method fails in waters that are optically more complex. Philpot (1989) and Durand and Cauneau (1997a) have clarified the main limitations of such an approach in terms of the assumptions made on R_{∞} and k_d . Tassan (1996) investigated a modified version of Lyzenga's model in which he integrated a correction to the unrealistic assumption that the water-column optical properties of optically deep water are similar to the ones of the shallow-water area. Maritorena et al. (1994) and Durand and Cauneau (1997b) have quantified the error introduced by considering that the diffuse attenuation for the upwelling and downwelling lights are equal as suggested by the term $2k_d$ in Eq. (3). They show that the efficient diffuse coefficient k , as defined by Kirk (1989) and Philpot (1989) and used by Ackleson (1996), can be as great as $4.5k_d$ in highly turbid waters. Therefore, $2k_d$ can not be used in place of k in optical modeling of most coastal waters. A global approach to the problem thus should be considered, as suggested by Bi-jouai et al. (1994).

Inverse Methods in Ocean Optics

New approaches have been presented for simultaneous retrieval of optical properties and concentrations of water constituents in ocean waters. The most promising of these algorithms are based on the inverse modeling of the radiative transfer. Inverse modeling can be a problem as it relates to ocean optics, because it simply uses remote sensing to describe geophysical parameters. Inverse modeling of the radiative transfer can be achieved through different methods such as iterative fitting with a minimization scheme (Doërrfer and Fischer, 1994; Frette et al., 1998), Chebyshev expansion (Schiller and Doërrfer, 1993), and artificial neural network (Doërrfer and Schiller, 1997).

The iterative fitting approach developed by Fisher and Doëffer (1987) for deriving concentrations of chlorophyll *a* and suspended matter and yellow substances from CZCS data makes use of minimization schemes (downhill simplex algorithm or Newton gradient method). The algorithm also solves for the aerosol optical thickness. A similar approach has been used by Frette et al. (1998) using simulated annealing to minimize deviations between measured and simulated radiances. The method requires a "first guess" to initialize the algorithm, as well as the knowledge of the domain of variability of the parameters. Error assessment is conducted by calculating the χ^2 value between modeled and measured spectral radiances. This method has proved efficient in case 1 waters, and promising in case 2 waters. However, computing time may be a limitation when the number of spectral bands increases (Frette et al., 1998).

Chebyshev expansion is a parameterization method that reduces the above inverse model to polynomials and thus requires only the evaluation of the polynomials to retrieve the parameters through a straightforward calculation. Coupling the parameterization procedure with an eigenvalue analysis can optimize the processing by reducing the space of search. This method is efficient when the parameters to be retrieved are independent and thus can be discriminated by a factor analysis, which is rarely the case for optically active components in shallow waters.

Neural network techniques can be used to derive optical parameters (network outputs) from remote sensing measurements of the water-leaving radiance or irradiance reflectance (network inputs). The main part of this method is the so-called training (learning) of a neural network, which is the way of finding an optimal fit based on some known set of corresponding input and output. The network would then be able to generalize a satisfactory output from some untrained input. If a reliable solution would be achieved, an extensive training must be performed for a wide range of values of the parameters to be retrieved. Such training can be performed by simulating the optical properties using a forward radiative transfer model and then executing an iterative procedure to optimize the network (gradient descent, conjugate gradient, simulated annealing). Such a method seems promising in the case of the retrieval of inherent optical properties of case 2 waters. However, it is not a fully controlled method, since only the training part is supervised. Hence, extensive a posteriori analysis may be required.

The above methods have all been implemented for the case of the retrieval of in-water optically active components in deep case 2 waters. We describe hereafter a complementary approach, based on inverse modeling and dedicated to the retrieval of shallow environment optically active components. The method is focused on the robustness and portability of the algorithm (i.e., algo-

rithm that does not require accurate a priori knowledge on the environment under investigation to deliver acceptable results). We concentrate on the feasibility of such a method.

INVERSION SCHEME FOR SHALLOW-WATER OPTICS

A controlled method has been developed that is based on the integration of in situ simulated and remotely sensed data with a shallow-water reflectance model. The algorithm is able to simultaneously perform bathymetry analysis (*z*), seafloor mapping (*R_b*), retrieval of water-column reflectance spectra (*R_w*), and water clarity assessment (*k*), hereafter referred to as the four conditions. The method also delivers a level of confidence on the retrieved parameters.

Description of the Method

The inverse scheme makes use of radiative transfer models for light transmission in the atmosphere and seawater, associated with a database of environmental properties (lookup table), which is compiled from field measurements and forward simulations (Fig. 2).

On the one hand, subsurface irradiance reflectance spectra are derived from air- or space-borne hyperspectral data by performing instrumental calibration and signal corrections for disturbances from atmosphere and air-sea interface. The latter is carried out using either image-based algorithms or radiative transfer simulation using a standard model such as 6S (Vermeire et al., 1996) or the well-known MODTRAN.

On the other hand, a synthetic database of subsurface reflectances is compiled from both in situ measurements of the four conditions and simulations of optical properties and environmental conditions, using a forward model. The data set (hereafter denoted by *) is representative of typical values of the parameters to be retrieved.

A minimization scheme then is used to optimally fit the derived and synthesized reflectance spectra. The criterion to be minimized is the least square distance computed between the derived spectrum and each member of the synthetic database, which is expressed as seen in Eq. (5):

$$D = \sum_{\lambda} [R_0(\lambda) - R_0^*(\lambda)]^2 \quad (5)$$

When the synthetic reflectance spectrum that best matches the measured reflectance spectrum is found, then the more consistent environmental conditions (*z*, *R_b*, *R_w*, *k*) are deduced. The latter step generally necessitates conditional test and a posteriori analysis since the relationship that links one reflectance spectrum to a set of conditions is not unique.

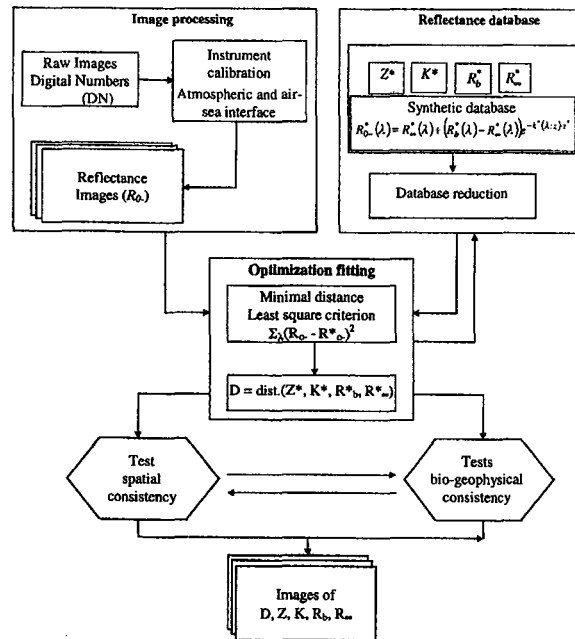


Figure 2. Proposed scheme for inverse modeling.

Sensitivity Analysis

Prior to the implementation of a complex tool, a preliminary scheme has been tested, which uses a simple synthetic database. Sensitivity tests have been conducted to assess the method robustness and to validate the chosen approach.

Synthetic Reflectance Database

A database of environmental conditions has been compiled from field data provided through existing databases and former coupled field-airborne measurement campaigns. The data set used for the study includes five classes of bottom albedo spectra, four classes of diffuse attenuation coefficient, k , and five classes of deep-water reflectance (Tables 1 and 2).

The spectral data correspond to bands, 3, 5, 6, and 8 of the SeaWiFS sensor. This choice allows us to assess

Table 1. Synthetic Database: Input Data Set of Efficient Diffuse Attenuation Coefficient k^* for the Selected Wavelengths

Wavelength (nm)	k^* (m^{-1})			
	490	565	665	865
Pure water	0.02	0.081	0.41	3.5
Water+Chlorophyll <i>a</i>	0.046	0.09	0.424	3.5
Water+Sediments	0.05	0.1	0.44	4.12
Water+CDOM	0.15	0.13	0.42	3.5

the capability of the algorithm when applied to present generation of ocean color sensors.

Table 1 presents the four classes of diffuse attenuation. We may notice that this parameter is much better discriminated at 490 nm than at 865 nm, except for the case of high load of suspended sediments. Table 2 lists the five classes of water-column reflectances. The reflectance has been set to zero at 865 nm, making the classical assumption of null water-leaving radiance at this wavelength. Bottom reflectance spectra are presented in Table 3 and Figs. 3a and 3b.

In a first series of simulation, seven classes of depths have been selected (Table 4a). A maximal depth of 10 m was chosen, which is about half the depth for which one can expect the upwelling light stream to be affected by the bottom in the clearest water. Consequently, a database representing 5.4.5.7=700 different environmental situations has been used to simulate the algorithm behavior. For each situation the synthetic reflectance R_o^* has been computed using the forward model shown in Eq. (6):

$$R_o^*(\lambda) = R_w^*(\lambda) + [R_b^*(\lambda) - R_w^*(\lambda)]e^{-k^*(\lambda)z^*} \quad (6)$$

Robustness Assessment

Remote sensing images commonly contain an inherent additive noise, which can be both an instrumental noise (e.g., thermal noise) and in the case of ocean color sens-

Table 2. Synthetic Database: Input Data Set of Water-Column Subsurface Reflectance R_w^* for the Selected Wavelengths

Wavelength (nm)	R_w^*			
	490	565	665	865
Pure Water	0.1	0.08	0	0
Seawater	0.08	0.03	0.02	0
Turbid Water	0.15	0.15	0.03	0
Chlorophyll $a < 0.1 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$	0.035	0.012	0.001	0
Chlorophyll $a = 3 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$	0.013	0.012	0.04	0

ing, a modeling noise due to the imperfect correction of atmospheric and air-sea interface contribution to the measured signal. The robustness of the retrieval algorithm has been evaluated against such an imperfection of the system by adding a systematic error term $\Delta_R \cdot R^*$ to the synthesized reflectances; where Δ_R is an error rate comprised between -0.3 and 0.3 , and varying by step of 0.0025 . Noisy spectra are then determined as seen in Eq. (7):

$$R_n^*(\lambda) = R_r^*(\lambda) + \Delta_R \cdot R_r^*(\lambda) \quad (7)$$

where R_r^* is the synthetic reflectance of reference.

The algorithm then compares the noisy reflectance R_n^* with the synthesized reflectance lookup table (700 members in our case). The error term is chosen as the same at all wavelengths. Although this assumption is not verified in natural environments, the choice of such a condition is reasonable in the case of the simulation and will not affect the main conclusion of the sensitivity analysis. The latter is conducted in five steps:

1. Analysis the position (or rank) of the reflectance spectrum of reference R_r^* used to derive R_n^* among the 699 other spectra. The retrieved solution R_f^* is the synthetic reflectance spectrum R^* that gives the smallest least square distance to the noisy spectra. This solution is of the first rank since the least square distance is minimal. The distance is calculated for each lookup table entry. All the distances are then sorted in an ascendant order. Because of the error term introduced, the smallest distance may not correspond to spectrum of reference, and thus R_r^* may not be ranked first. The algorithm only retains the synthetic spectrum $R^*(\lambda)$ that

gives the smallest distance to $R_n^*(\lambda)$. However, the position (or rank) of the spectra of reference R_r^* can be retrieved from the sorted list of distances.

2. Study of the probability of retrieval of the spectrum of reference from noisy data.
3. Analysis of the capability of retrieval of each parameter independently.
4. Quantification of the retrieval error.
5. Assessment of the sensitivity of the method of modifications of the synthetic database.

RESULTS

Figure 4 shows the mean rank calculated for the 700 spectra of reference $R_r^*(\lambda)$ versus the simulated error introduced in the data. When no error is introduced, the algorithm always retrieves the correct reflectance spectra. The mean rank of the reference (or correct) solution is much higher, while the error term is negative. In an image this effect would correspond to an underestimation of the reflectance of the observed area, because of an overestimation of the radiometric correction performed to derive the subsurface reflectance. When the error term is positive, the rank of the true solution is closer to one, and does not exceed 50 in average. Standard deviations vary accordingly to mean values, with higher variations while the error term is negative.

In any case, the rank of the true solution is always lower than 150, even for a bias higher than 20%. Therefore, the retrieval of the solution is not a random process, but is controlled by the algorithm.

The second analysis consists of estimating the average number of classes correctly retrieved when introducing a bias of up to $\pm 30\%$ on the spectra of reference. On the one hand, the probability of retrieving the spectrum of reference $R_r^*(\lambda)$ from the noisy spectrum $R_n^*(\lambda)$, while the four environmental parameters are known, is studied (Fig. 5). On the other hand, the probability of retrieval of each parameter independently, as a function of increasing bias, is analyzed (Fig. 6).

Figure 5 shows the probability of retrieval of the spectrum of reference (i.e., retrieval of the most likely environmental conditions: depth, bottom albedo, diffuse attenuation coefficient, and water-column reflectance).

Table 3. Synthetic Database: Input Data Set of Bottom Albedo R_b^* for the Selected Wavelengths

Wavelength (nm)	R_b^*			
	490	565	665	865
Mixed Algae	0.05	0.075	0.05	0.4
Grey Sand	0.08	0.09	0.13	0.16
Red Sand	0.03	0.04	0.16	0.23
Brown Sediments	0.03	0.04	0.12	0.21
Gray Rocks	0.02	0.02	0.04	0.07

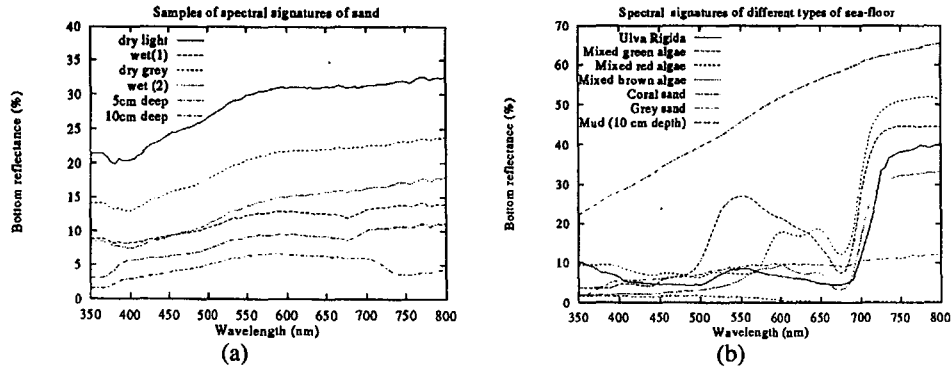
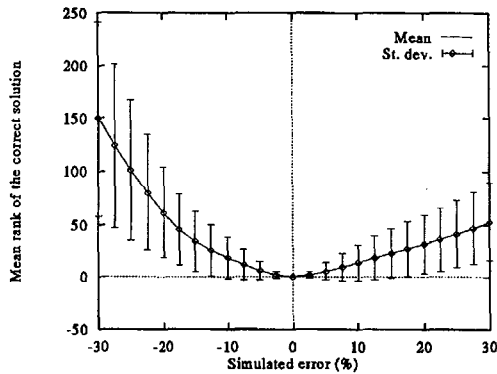


Figure 3. Examples of seafloor reflectance spectra collected in the course of the EISAC'89 campaigns (after Alberotanza, 1989).

The error term $|\Delta_R|$ must be lower than 6% to enable acceptable retrieval of the correct environmental properties. A good classification is only reached if the data set (selected classes in the database) fits the realistic range and order of magnitude of the searched properties.

Figures 6a to 6d show the probability, averaged over the 700 synthetic reflectance spectra, of reaching a good classification for a particular parameter when a bias of up to $\pm 30\%$ is introduced. The percentage of retrieved classes obviously depends on the possibility of discrimination between the spectral signatures. The variable k is clearly the parameter that is the most perturbed by an increasing noise. This can be explained by the fact that k is function of both depth and wavelength and that it acts through an exponential term in Eq. (4). Therefore,

Figure 4. Effect of an error term (additive noise) introduced in the synthetic reflectances on the algorithm performance. Statistics on the position (rank) of the correct solution in the four-dimension solution space. The additive noise varies from -30% to 30% by steps of 2.5%.

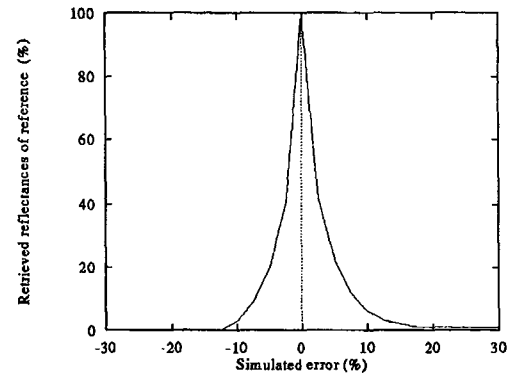


accurate estimates of this variable are required in the database for achieving satisfactory estimation of this parameter. However, k is very difficult to measure in situ and is rarely available from existing databases. Most authors circumvent this difficulty by assuming k equals $2k_d$ as discussed above. However, since this assumption has proved wrong in turbid shallow waters, it is more appropriate to simulate k using forward radiative transfer model such as Hydrolight[®] or Monte Carlo method (Mobley, 1994) if an acceptable parameterization of this variable is to be achieved.

Figure 6d shows the percentage of reflectance of a deep water-column (R_w) that the algorithm correctly retrieves. It clearly is less affected by increasing noise compared to other parameters.

Each curve in Figures 6a and 6d presents a more or less clear convergence to a nonzero limit, which corre-

Figure 5. Behavior of the retrieval algorithm for increasing additive noise. Probability of retrieving the spectra of reference with increasing additive noise.



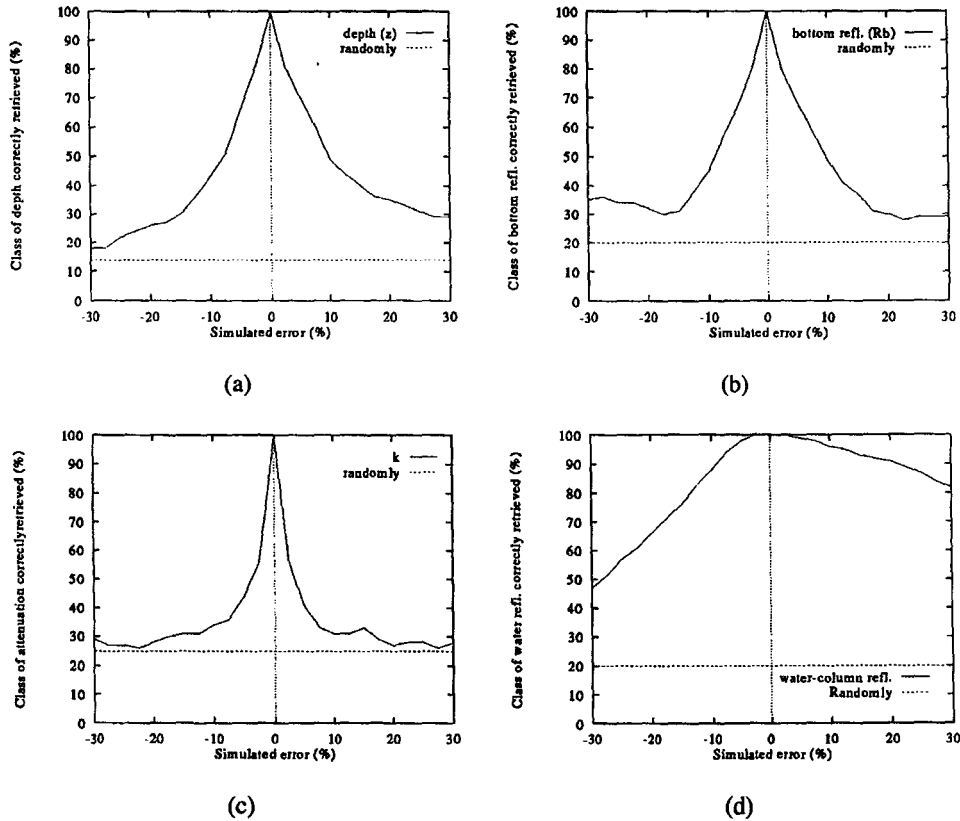


Figure 6. Same photos as Fig. 5 but considering the four geophysical conditions z , R_b , k , R_w independently. The dotted lines represent a hypothetical "random process" case: (a) depth, (b) bottom albedo, (c) diffuse attenuation coefficient, (d) water-column reflectance.

sponds to the probability of retrieval of the parameter in the case of simple random choice of the solution. In the case of n classes this probability is expressed as Eq. (8).

$$P(\text{class } i) = \frac{1}{n} \quad (8)$$

Except for water-column reflectance spectra, were probability of correct retrieval remains high, probabilities of other parameters converge to the limit of $1/n$ if $|\Delta_R|$ is greater than 15%. The sensitivity of the algorithm can be partially explained by the choice of the synthetic data. The closer the data classes the higher the algorithm divergence while the error term increases. Reciprocally, if data classes are made of distinct spectral signatures, then it is possible to achieve an accurate retrieval process even in highly noisy context.

The fourth step of the sensitivity analysis concerns the quantification of the error made when a synthetic spectrum $R_0^s(\lambda)$ is chosen instead of the spectrum of ref-

erence $R^s(\lambda)$. Figures 7a to 7d show for each parameter the bias (deviation) between the reference and the retrieved spectra when the error term varies. The mean and standard deviation of the bias are presented. For the three multispectral parameters, the bias and standard deviation are given for the norm of the parameter. As in the third series, the water-column reflectance appears to be less sensitive to an increase of the error term in the synthetic data.

In Fig. 7a, the mean bias for the depth is shown to be lower than 1 m. The bias is higher when simulated errors are positive. When the error term is negative, the curve shows an extremum for $\Delta_R = 12.5\%$. The curve inflection is a consequence of important data dispersion, which leads to larger bias (e.g., up to 4 m when $|\Delta_R| \geq 10\%$). Then, the bias can no longer be taken as representative of the statistics of the observed values. If we assume that the bias between retrieved and reference spectra follows a normal distribution, the interval of con-

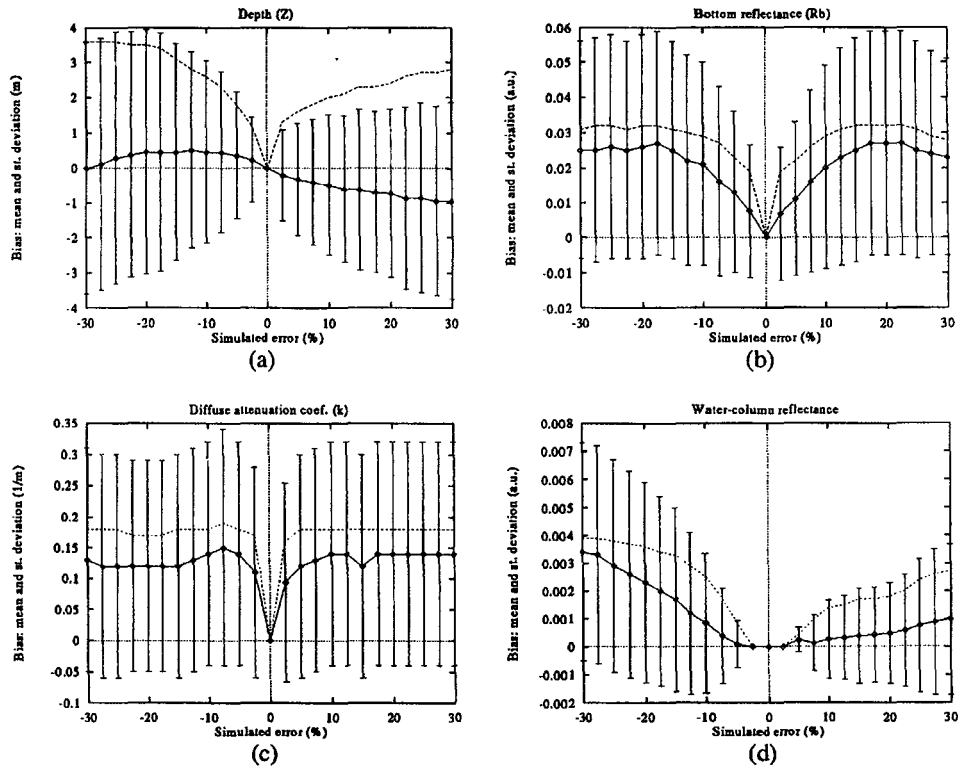


Figure 7. Behavior of the retrieval algorithm for increasing additive noise. Statistics of the deviation (bias) between retrieved and reference environmental conditions. Mean values as plain lines and standard deviations as dotted lines and error bars. Each panel is for a different optical parameter: (a) depth, (b) bottom albedo, (c) diffuse attenuation coefficient, (d) water-column reflectance.

ference is then expressed as 1.96σ . This leads us to consider a tolerance for the depth of about 8 m, given that the subsurface reflectance spectra can be derived from remotely sensed measurements with an accuracy of 10%.

The four analyses presented above were carried out while using the same synthetic database. To investigate the sensitivity of the model to variation of the database, we have conducted complementary simulations using different classes of depth (Table 4). Five data sets have been considered, which vary in number of classes and values.

The first data set is identical to the one used in the previous simulations. Data set 2 includes seven classes of depth ranging from 0 to 1.5 m. Data set 3 includes depth down to 30 m, grouped into 15 classes. Data sets 4 and 5 consider the same interval of values as data set 1 but with different resolution (i.e., 15 classes for data set 4 and 4 classes for data set 5). Figure 8a shows the mean deviation (averaged over the 700 cases) between the depth of reference and the one retrieved by the algorithm for the five depth data sets. The curves do not

show large discrepancy except for data set 3. The latter data set covers a wide domain of depths with classes distant from one another. In this case, the algorithm rarely retrieves the class of reference, even if $|\Delta R_r|$ remains low.

Figure 8b shows the dispersion of the classification error for the depth. As expected, a large variation is obtained for data set 3, whereas the dispersion is very similar for the four other data sets. As suggested by the results from data sets 1, 4, and 5, the selection of the range of value of the parameters seems to have a greater impact on the algorithm efficiency than the number of classes that describe the parameters.

CONCLUSIONS

An inverse modeling scheme has been developed for simultaneous deriving of seafloor reflectance, depth, water-column subsurface reflectance, and diffuse attenuation coefficient from remote sensing of coastal shallow waters. The method relies upon a synthetic database of

Table 4. Synthetic Database: Five Different Input Data Sets of Bottom Depth z Used in the Various Simulations

Z (m)—Data Set 1						
0 m	1.0	2.0	3.0	5.0	7.0	10.0
Z (m)—Data Set 2						
0	0.5	1.0	1.25	1.5	0.25	
Z (m)—Data Set 3						
0	1.5	2.0	2.5	3.0	4.0	5.0
7.0	9.0	12.0	15.0	17.0	20.0	25.0
30.0						
Z (m)—Data Set 4						
0	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0
3.5	4.0	5.0	6.0	7.0	8.0	9.0
10.0						
Z (m)—Data Set 5						
0	3.0	6.0	10.0			

subsurface irradiance reflectance compiled field and simulated data and the use of a forward shallow-water reflectance model. The method robustness has been evaluated in the case of four wavelengths, which match SeaWiFS spectral bands. The algorithm performed well and the method was shown to be robust. The diffuse attenuation coefficient is the most sensitive parameter with regard to residual inaccuracy in the subsurface irradiance reflectance spectra derived from remote sensing data. Therefore good estimates of this parameter must be integrated into the database. Since the efficient diffuse attenuation coefficient is difficult to measure at sea, its simulation using advanced forward radiative transfer model must be considered. The simulations of model behavior have emphasized the necessity of compiling a database that covers the domain of variability of the parameters to be retrieved. The importance of reducing the synthetic reflectance database has been shown to be critical to avoid multiple solution in the retrieval scheme. As

a matter of fact, the main issue of the proposed method resides in the multiple-solution problem (i.e., multiple combinations of the model variable may give rise to the same subsurface reflectance). At present, the method uses numerous tests to seek the best solution and may become highly time-consuming. A best way to solve the problem is to apply reduction and optimization of the input database to constraint the number of multiple solutions of the inverse scheme to the lowest level possible. This can be achieved by sorting and suppressing, from the database, any unrealistic combinations of the key parameters. To achieve this goal extensive radiative transfer simulations are required. We also foresee that using hyperspectral data and continuous spectra could improve the retrieval efficiency.

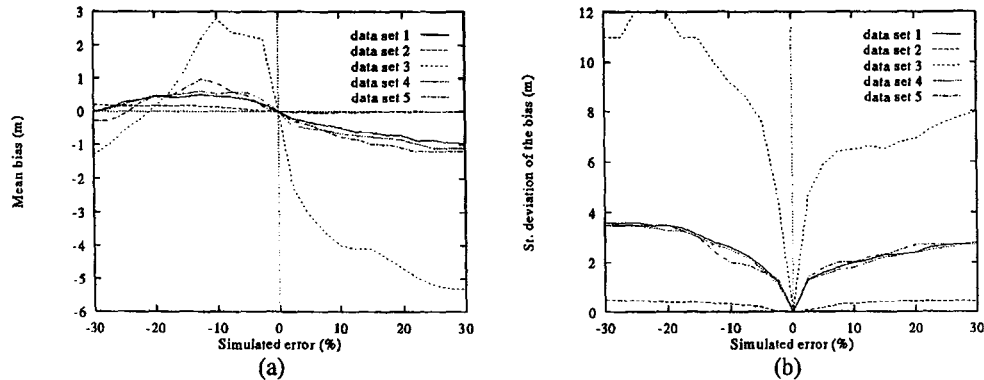
Integrating the data assimilation tool into the scheme should be useful for a posteriori optimization since information about the spatial distribution contained in the model could be optimally merge with information about the current state of a system contained in a set of measurement. Such integration can also be achieved by mean of geostatistics.

The approach developed considers a controlled method in which a great importance is given to the order of magnitude and the range of the parameters, as well as to the possibility of user intervention to improve the results. Other methods such as neural networks are more automatic, as only the initial phase (network training) is controlled. An in-depth comparison of the two approaches will be conducted in the near future.

REFERENCES

- Ackleson, S. G. (1996), Diffuse attenuation in optically-shallow-water: Effects of bottom reflectance. In *Proc. of Ocean Optics XIII*. Halifax, Canada. 2963:326-330.

Figure 8. Sensitivity of the retrieval algorithm to database modifications. Statistics of the deviation (bias) between retrieved and depth of reference for different depth data sets (see Table 4): (a) mean deviation, (b) standard deviation.



- Alberotanza, L. (1989), *Sea-Truth Data Catalogue, EISAC'89, North Adriatic Sea*, Tech. Rep., CNR-ISDCM, Venice, Italy.
- Bierwirth, N., Lee, T., and Burne, R. (1993), Shallow sea-floor reflectance and water depth derived by unmixing multispectral imagery. *Photogramm. Eng. Remote Sens.* 59:331-338.
- Bijaoui, J., Jullien, S., and Cauneau, F. (1994), Bathymetry measurement in shallow-water areas using airborne spectrometers. In *Proc. of the 14th EARSeL Symposium* (A. A. Balkema, Ed.). Rotterdam, The Netherlands, pp. 311-314.
- Doërrfer, R., and Fischer, J. (1994), Concentration of chlorophyll, suspended matter, and gelbstoff in case II waters derived from satellite coastal zone color scanner data with inverse modeling methods. *J. Geophys. Res.* 99(C4): 7457-7466.
- Doërrfer, R., and Schiller, H. (1997), Pigment index, sediment and gelbstoff retrieval from directional water leaving radiance reflectances using inverse modelling technique. *Algorithm Theoretical Basis Document, MERIS ATBD 2.12*, ESA ed.
- Durand, D., and Cauneau, F. (1997a), Towards a new method for shallow-water monitoring using remote sensing. In *Proc. of the Future Trends in Remote Sensing EARSeL Conference* (A. A. Balkema, Ed.). Rotterdam, The Netherlands, pp. 355-359.
- Durand, D., and Cauneau, F. (1997b), Diffuse attenuation in turbid shallow-water: Influence on water-leaving radiance measured by airborne spectrometers. In *Proc. of the 3rd Int. Airborne Remote Sensing Conference and Exhibition* (ERIM Ed.). Erim, Ann Arbor, MI, 2:543-544.
- Estep, L. (1994), Bottom influence on the estimation of chlorophyll concentration in water remotely sensed data. *Int. J. Remote Sens.* 15(1):205-214.
- Estep, L., and Holloway, J. (1992), Estimators of bottom reflectance spectra. *Int. J. Remote Sens.* 13(2):393-397.
- Fischer, F., and Doërrfer, R. (1987), An inverse technique for remote detection of suspended matter, phytoplankton and yellow substance from CZCS measurements. *Adv. Space Res.* 7(2):21-26.
- Frette, Ø., Stamnes, J. J., and Stamnes, K. (1998), Optical remote sensing of marine constituents in coastal waters: A feasibility study. *Appl. Opt.* 37(36):8318-8326.
- Jain, S. C., and Miller, J. R. (1977), Algebraic expression for the diffuse irradiance reflectivity of water from the two-flow model. *Appl. Opt.* 16(1):202-204.
- Kirk, J. T. O. (1989), The upwelling light stream in natural waters. *Limnol. Oceanogr.* 34(8):1410-1425.
- Lyzenga, D. R. (1978), Passive remote sensing techniques for mapping water depth and bottom features. *Appl. Opt.* 17(3):379-383.
- Lyzenga, D. R. (1981), Remote sensing of bottom reflectance and water attenuation parameters in shallow water using aircraft and Landsat data. *Int. J. Remote Sensing* 1(2):71-82.
- Maritorena, S. (1996), Remote sensing of the water attenuation in coral reefs: A case study in French Polynesia. *Int. J. Remote Sens.* 17(1):155-166.
- Maritorena, S., Morel, A., and Gentili, B. (1994), Diffuse reflectance of oceanic shallow-waters: Influence of water depth and bottom albedo. *Limnol. Oceanogr.* 39(7): 1689-1703.
- Mishra, A. K., Sridhar, P. N., and Prasad, K. S. (1989), Bathymetry retrieval algorithm for coastal water (case II) from Landsat-5 Thematic Mapper data. In *Proc. of IGARSS'89: 12th Canadian Symp. Remote Sensing*, Vancouver, Canada.
- Mobley, C. (1994), *Light and Water: Radiative Transfer in Natural Waters*. Academic Press Inc.
- Mobley, C., Gentili, B., Gordon, H., Jin, Z., Kattawar, G., Morel, A., Reinersman, P., Stamnes, K., and Stavn, R. (1993), Comparison of numerical models for computing underwater light fields. *Appl. Opt.* 32(36):7484-7504.
- Morel, A., and Prieur, L. (1977), Analysis of variations in ocean color. *Limnol. Oceanogr.* 22(4):709-722.
- Petterson, L., Johannessen, O. M., Frette, Ø., Sørensen, K., Svendsen, E., Borstad, G., and Gower, J. F. R. (1991), Airborne imaging spectrometry for mapping of the chlorophyll — a distribution and pollution in the Skagerrak region. *EARSeL Advances in Remote Sensing* 1(1):93-100.
- Petterson, L. H., Borstad, G., Sørensen, K., Dahl, E., Svendsen, E., Frette, Ø., Gower, J. F. R., and Kerr, R. (1989), *Norwegian Spectroscopy for Mapping and Monitoring of Algal Blooms and Pollution, NORSMAP'89: Summary of the Field Campaign*. Tech. Rep., NERCS (22).
- Philpot, W. D. (1989), Bathymetric mapping with passive multispectral imagery. *Appl. Opt.* 28(8):1569-1578.
- Polcyn, F. C., Lyzenga, D. R., and Shuchman, R. A. (1980), Multisensor approach to remote bathymetry. In *Proc. of 14th Int. Symp. on Remote Sensing of Environment*, p. 529.
- Polcyn, F. C., and Sattinger, I. J. (1969), Water depth determinations using remote sensing technics. In *Proc. of 6th Int. Symp. on Remote Sensing of Environment*, pp. 1017-1028.
- Schiller, H., and Doërrfer, R. (1993), Fast computational scheme for inverse modeling of multispectral radiances: Application for remote sensing of the ocean. *Appl. Optics* 32(18):3280-3285.
- Spitzer, D., and Dirks, R. W. J. (1987), Bottom influence on the reflectance of the sea. *Int. J. Remote Sens.* 8(3):279-290.
- Tassan, S. (1996), Modified Lyzenga's method for macroalgae detection in water with non-uniform composition. *Int. J. Remote Sens.* 17(8):1601-1607.
- Vermote, E., Tanre, D., Deuzé, J. L., Herman, M., and Moret, J. J. (1996), *Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S), User Guide*. Technical report, Laboratoire d'optique atmosphérique, Lille, France.

- Annexe D -

CARACTÉRISTIQUES DE L'INSTRUMENT GER

Quelques applications présentées dans ce document sont basées sur le traitement d'image hyperspectrales acquises par le spectromètre aéroporté GER durant la campagne EISAC'89 (The European Imaging Spectrometry Campaign). Pour cette raison, nous incluons ici un profil technique de l'instrument.

Le système GER est un instrument à balayage qui distribue le rayonnement entrant sur trois matrices de détecteurs couvrant trois domaines spectraux différents. Dans le visible et le proche infrarouge (spectromètre 1), la différence entre deux longueurs d'onde centrales de deux détecteurs voisins est de 12,3 nm. Les deux autres spectromètres couvrent le moyen infrarouge avec un pas de 16,2 nm entre 2000 et 2450 nm pour le spectromètre 3, et un pas de 120 nm entre 1400 et 1800 nm pour le spectromètre 2. Ces deux derniers instruments ne sont pas utilisés dans ce travail.

IFOV (Champ de prise de vue instantané)	3,3 mrad
GIFOV (Taille de la tache au sol)	10 m pour un vol à 3000 m d'altitude 20 m pour un vol à 6000 m d'altitude
Angle de balayage	90° de par et d'autre du nadir
Spectromètre 1	31 bandes spectrales 12,3 nm de largeur de bande 448 – 850 nm
Dynamique de codage	16 bits
Pixels par ligne de balayage	512
Etalonnage	Coefficient d'offset (courant d'obscurité) pris en compte à la source

- Annexe E -

LE MODÈLE GC (GREGG & CARDER, 1990)

Le modèle GC est une extension et une simplification du modèle de Bird & Riordan (1986), qui fut développé pour des applications terrestres. Les trois principales extensions concernent l'inclusion d'une paramétrisation de la contribution des aérosols de type maritime, la prise en compte de la transmission et de la réflexion à la surface de la mer, et une description de l'absorption atmosphérique à une très haute résolution spectrale (1 nm).

Le modèle intègre la diffusion de Rayleigh, l'absorption par l'ozone, l'oxygène et la vapeur d'eau. Il inclut le modèle d'aérosols connu sous le nom de « *Navy maritime aerosol model* » (Garthman, 1983), lequel permet de calculer les propriétés optiques d'une atmosphère composée d'un mélange d'aérosols de type maritime (hydrosol) et continentaux en proportions variées. Le modèle permet également le calcul des facteurs de transmission à travers l'interface air-mer pour les éclairagements direct et diffus, et prenant en compte la réflectance de Fresnel, ainsi qu'une paramétrisation de l'état de surface dû au vent (rugosité et écume). Ce modèle s'est révélé très efficace pour des calculs rapides (Lee *et al.*, 1999).

A partir du jour julien D, et de la latitude du lieu, l'éclairement incident moyen au sommet de l'atmosphère $E_{TOA}(\lambda)$, est calculé, puis corrigé des variations de la distance Terre-Soleil par l'expression

$$F_0(\lambda) = E_{TOA}(\lambda) \cdot d_s^2 \quad (\text{E.1})$$

Le flux radiatif est atténué par son passage dans l'atmosphère par la diffusion de Rayleigh, l'absorption par l'ozone (O_3), l'oxygène (O_2) et la vapeur d'eau (w), et la diffusion et l'absorption par les aérosols (a). Les cas envisagés sont les suivants : aérosols purement maritimes, purement continentaux ou encore un mélange des deux. Enfin, les fractions de flux direct (E_{dd}) et diffus (E_{ds}) réfléchis à la surface de la mer sont calculées.

$$E_{dd}(\lambda) = F_0(\lambda) \cos \theta_s T_r(\lambda) T_a(\lambda) T_{O_3}(\lambda) T_{O_2}(\lambda) T_w(\lambda) \quad (\text{E.2})$$

et

$$E_{ds}(\lambda) = I_r(\lambda) + I_a(\lambda) \quad (\text{E.3})$$

où

$$I_r = 0,5 F_0 \cos \theta_s T_{O_3} T_{O_2} T_w T_{aa} (1 - T_r^{0,95}) \quad (\text{E.4})$$

représente la composante diffuse due à la diffusion de Rayleigh, et

$$I_a = F_0 \cos \theta_s T_{O_3} T_{O_2} T_w T_{aa} T_r^{1,5} (1 - T_{as}) F_a \quad (\text{E.5})$$

est la composante diffuse due à la diffusion par les aérosols, et F_a est la probabilité de diffusion dans le sens de propagation et est une fonction non linéaire du facteur d'anisotropie de la fonction de phase des aérosols, de l'angle zénithal solaire et du coefficient d'Angström. La paramétrisation adoptée pour les différents termes de transmission est présentée ci-dessous.

E.1 Diffusion de Rayleigh

$$T_r(\theta_s, \lambda) = \exp\left[-M'(\theta_s) / (115,6406 \lambda^4 - 1,335 \lambda^2)\right] \quad (\text{E.6})$$

$M'(\theta_s)$ est la longueur caractéristique de propagation dans l'atmosphère corrigée de la sphéricité du système Terre-atmosphère (Kasten, 1966) et des écarts à la pression standard P_0 .

$$M'(\theta_s) = \frac{P}{P_0} \frac{1}{[\cos \theta_s + 0,15 (93,885 - \theta)^{-1,253}]} = \frac{P}{P_0} M(\theta_s) \quad (\text{E.7})$$

E.2 Absorption par l'ozone

$$T_{oz}(\theta_s, \lambda) = \exp\left[-M_{O_3}(\theta_s) a_{O_3}(\lambda) H_{O_3}\right] \quad (\text{E.8})$$

où a_{O_3} est le spectre d'absorption de l'ozone d'après Inn & Tanaka (1953), H_{O_3} est l'épaisseur caractéristique de la couche d'ozone dont une climatologie peut être dérivée en fonction de la localisation et du jour considéré. M_{O_3} est la longueur caractéristique de propagation dans la stratosphère, exprimée comme

$$M_{O_3}(\theta_s) = 1,0035 / (\cos^2 \theta_s + 0,007) \quad (E.9)$$

E.3 Absorption par l'oxygène et la vapeur d'eau

Des spectres discrets d'absorption de l'oxygène et de la vapeur d'eau à une résolution de 1 nm (HITRAN) sont utilisés pour dériver

$$T_{O_2}(\theta_s, \lambda) = \exp \frac{-1,41 a_{O_2}(\lambda) M'(\theta_s)}{[1 + 118,3 a_{O_2}(\lambda) M'(\theta_s)]^{0,45}} \quad (E.10)$$

et

$$T_w(\theta_s, \lambda) = \exp \frac{-0,2385 a_w(\lambda) WV M(\theta_s)}{[1 + 20,07 a_w(\lambda) WV M(\theta_s)]^{0,45}} \quad (E.11)$$

avec WV la quantité de vapeur d'eau précipitable.

Par défaut, des valeurs climatologiques sont utilisées, mais il est possible d'utiliser d'autres sources de données telle que les mesures Météosat, DMSP, SSM/I ou provenant de radars météorologiques.

E.4 Absorption et diffusion par les aérosols

La prédiction du type et de la concentration des aérosols est une tâche difficile à cause de la haute variabilité spatiale et temporelle des particules atmosphériques. Le modèle GC inclut une paramétrisation basée sur le modèle d'aérosol connu sous le nom de « *Navy Maritime Aerosol Model* » -NMA- (Gathman, 1983), qui est en particulier inclus dans MODTRAN et qui fournit une distribution de taille et une description des propriétés optiques des aérosols. Le modèle NMA repose sur le mélange en proportions variables, de trois types d'aérosols rencontrés dans le domaine maritime :

- une composante continentale,
- une composante d'hydrosols dépendant de la vitesse du vent durant les dernières 24-h,
- une composante d'hydrosols éphémères résultant du vent instantané.

Les proportions respectives de ces trois composantes sont reliées à l'humidité relative afin de produire une description de la distribution de taille des particules.

$$dN/dr = \sum_{i=1}^3 B_i / f \exp\{-[\ln(r/fr_{oi})]^2\} \quad (E.12)$$

où B_i est une fonction d'amplitude pour chaque composante dépendant respectivement du type de mélange, de la vitesse moyenne du vent pendant les dernières 24-h et de la vitesse de vent instantanée. r est le rayon des aérosols, r_{oi} est le mode de la distribution de taille de chaque composante, et f est un facteur intégrant l'augmentation de taille des particules en fonction de l'humidité relative.

Une simplification est opérée en introduisant l'hypothèse que la distribution de taille suit la loi de Junge (1963) $dN/dr = Cr^\nu$, ce qui permet alors de dériver l'exposant d'Angström $\gamma = -(\nu + 3)$, utilisé dans la formulation de l'épaisseur optique des aérosols

$$\tau_a(\lambda) = A(Z)\lambda^{-\gamma} \quad (E.13)$$

$A(Z)$ est le coefficient de turbidité, représentant la concentration en aérosols. Il est déduit de la formule de Koschmieder reliant la visibilité au coefficient d'extinction total (cf. chapitre 3.3.2.2).

La transmittance totale des aérosols pour le chemin allant du sommet de l'atmosphère jusqu'à la surface de la mer est alors calculée par

$$T_a(\theta_s, \lambda) = \exp[-M(\theta_s)\tau_a(\lambda)] \quad (E.14)$$

On en déduit la transmittance due à l'absorption par les aérosols

$$T_{aa}(\theta_s, \lambda) = \exp[-(1 - \omega_a)M(\theta_s)\tau_a(\lambda)] \quad (E.15)$$

et la transmittance due à la diffusion par les aérosols

$$T_{as}(\theta_s, \lambda) = \exp[-\omega_a M(\theta_s)\tau_a(\lambda)] \quad (E.16)$$

où ω_a , l'albédo en diffusion unique pour les aérosols, est représenté par une fonction des types d'aérosols en présence et de l'humidité relative

$$\omega_a = (-0,0032AM + 0,972) \cdot \exp(3,06 \times 10^{-4} RH) \quad (E.17)$$

RH est l'humidité relative et *AM* est le type de masse d'air pouvant varier de 1 pour une atmosphère dominée par les aérosols maritime à 10 pour une atmosphère dominée par des aérosols d'origine continentale.

- Annexe F -

LISTES DES INSTRUMENTS SPATIO-PORTÉS ET AÉROPORTÉS

F.1 Spaceborne sensors

Satellite	Instrument	Acronym	Swath width	Spatial Resolution	Repeat period	Start year	End year
High resolution							
SPOT-1; 2; SPOT-3	High Res. Visible	HRV	60 km or 117 km	10m / 20m	3 days	1986	- 1995
SPOT-4	HRV and MIR	HRVIR		10m / 20m	3 days	1998	2003
SPOT-5A; 5B	High Res. Geometry	HGR		5m / 10m	3 days	2002	2007
LANDSAT 5	Thematic Mapper	TM	185 km	30m / 120m	16 days	1976	-
LANDSAT-7	Enhanced TM	ETM+	705 km	15m / 30m / 60m	16 days	1999	2004
	High Res. Multispectral Stereo Imager	HRMSI			16 days		
IRS-1A; 1B; P2; 1E(P1)	Linear Imaging Self Scanning	LISS-1 & LISS-2	140 km	72.5m 30m	22 days 24 days	1988	
IRS-1C/1D	Linear Imaging Self Scanning	LISS-3	140 km	23.5m / 70.5m	24 days	1995	2001
	Panchromatic camera	PAN	70 km	5.8m	5 days (steering)		
IRS-1C/1D/P3	Wide Field Sensor	WiFS	774 km		5 days		
IRS-1E(P1)							
IRS P5	Monocular Electro Optical Stereo Scanner	MEOSS				1999	2004
	Linear Im. Self Scan.	LISS IV	40 km	10m	22 days		

Satellite	Instrument	Acronym	Swath width	Spatial Resolution	Repeat period	Start year	End year
Medium resolution							
PRIRODA (remote sens. Module,space station MIR)	IR Spec. Rad. system	ISTOK-1	FOV	0.6-2km		1995	1999
	Travers SAR		50 km	50-150m			
	TV Camera		FOV	3.3 ang. min.			
	MOS	MOS	85 km	650 m			
IRS-P3	Modular opto-electronic scanner	MOS	200 km	500	3 days	1996	onward
Low resolution							
EOS Program	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer	ASTER	60 km	15m / 25m / 90m	16 days revisit	1999	2005
	Moderate Resolution Imaging Spectro radiometer	MODIS	2300 km	250m / 1000m	>2 days		
Orbview-2	Sea-viewing, Wide Field Sensor	SeaWiFS	1500-2800 km	1.1km / 4.4km	2 days revisit	1997	2002

Future sensors							
ENVISAT	Medium Resolution Imaging Spectrometer	MERIS	1150 km	300m / 1200m	3 days revisit	2000	2005
	Advanced SAR	ASAR	400 km	30m / 100m / 1km	3 days revisit		
ADEOS-II	Global Imager	GLI	1600 km	250m - 1km	4 days	1999	2002
	Polarization and Directionality of the Earth's Reflectance	POLDER	2400km	6km	1 day		
NEMO	Coastal Imaging Spectrometer	COIS	30 km	30 m	3 days	2001	
Orbview-4							

F.2 Instruments hyperspectraux aéroportés

Abbreviation	Meaning
GER	GER image Spectrometer
CASI	Compact Airborne Spectrographic Imager: 288 bands (visible-NIR)
ROSI	Reflective Optics System Imaging Spectrometer: 105 bands (visible-NIR)
AVIRIS	Advanced Visible and near-Infrared Radiometer: 224 bands (visible-IR)
Hydice	Hyperspectral Digital Imagery Collection Experiment
HRIS	High Resolution Imaging Spectrometer: 65 bands (visible-NIR)
MIVIS	Multispectral Infrared and Visible Spectrometer: 20 bands (visible-NIR)
AOCI	Airborne Ocean Color Imager Spectrometer: 9 bands (visible-NIR)
DAIS	Digital Airborne Spectrometer: 30(76) bands (visible-NIR)

GLOSSAIRE

Symbole	unités	Définition
Indices couramment utilisés		
<i>0+</i>		Juste au-dessus de la surface
<i>0-</i>		Juste en dessous de la surface
*		Relatif aux coefficients d'absorption et de diffusion spécifiques
<i>O₃</i>		Ozone
<i>O₂</i>		Oxygène
<i>a</i>		Aérosols
<i>r</i>		Rayleigh
<i>w</i>		Eau (vapeur d'eau ou eau liquide), excepté pour <i>L_w</i> , la luminance émergente
<i>chl</i>		Chlorophylle
<i>y, g</i>		Substances jaunes
<i>p</i>		particules
<i>TOA</i>		Hors atmosphère
<i>u</i>		Rayonnement ascendant
<i>d</i>		Rayonnement descendant
<i>B</i>		Relatif au fond
∞		Colonne d'eau profonde d'un point de vue de l'optique
<i>s</i>		Relatif au soleil
<i>v</i>		Relatif au capteur

Symbole	unités	Définition
Dans l'air		
λ	nm	Longueur d'onde
θ_s	deg./rad	Angle zénithal solaire
θ_v		Angle de prise de vue
μ		$\mu = \cos\theta$
ω_a	-	Albédo des aérosols en régime de diffusion unique
δ		Facteur de dépolarisation
γ		Exposant d'Angström
Ω_d		Hémisphère supérieur
Ω_u		Hémisphère inférieur
ψ	rad	Angle de diffusion
E_0, E^{TOA}	$W.m^{-2}.nm^{-1}$	Eclairement solaire hors atmosphère
E_{dd}	$W.m^{-2}.nm^{-1}$	Eclairement solaire direct incident à la surface de la mer
E_{ds}	$W.m^{-2}.nm^{-1}$	Eclairement solaire diffus incident à la surface de la mer
F_0	$W.m^{-2}.nm^{-1}$	Eclairement solaire hors atmosphère corrigé des variations de distance Terre-Soleil
F_a	-	Probabilité de diffusion vers l'avant pour les aérosols
g		Facteur d'asymétrie de l'indicatrice de diffusion
H_a, O_3		Épaisseur caractéristique des aérosols et de l'ozone respectivement
L_{rs}	$W.m^{-2}.sr^{-1}.nm^{-1}$	Luminance mesurée par le capteur provenant du pixel considéré
$L_{rs,e}$		Luminance mesurée par le capteur provenant de l'environnement du pixel
L_{atm}	$W.m^{-2}.sr^{-1}.nm^{-1}$	Luminance atmosphérique totale
L_a	$W.m^{-2}.sr^{-1}.nm^{-1}$	Luminance due à la diffusion par les aérosols
L_r	$W.m^{-2}.sr^{-1}.nm^{-1}$	Luminance due à la diffusion par les molécules
L_{ra}	$W.m^{-2}.sr^{-1}.nm^{-1}$	Terme croisé de luminance prenant en compte les interactions entre molécules et aérosols en régime de diffusion multiple
L_w	$W.m^{-2}.sr^{-1}.nm^{-1}$	Luminance émergeant de la colonne d'eau
L_f	$W.m^{-2}.sr^{-1}.nm^{-1}$	Luminance due à l'écume
L_g	$W.m^{-2}.sr^{-1}.nm^{-1}$	Luminance résultant de la réflexion spéculaire du rayonnement solaire à la surface
N	cm^{-3}	Nombre de particule d'aérosol
P, P_0	Mbar, hpa	Pression atmosphérique courante, et pression atmosphérique standard
$P(\psi)$		Indicatrice de diffusion
s		Albédo sphérique de l'atmosphère
T_{tot}	m^{-1}	Transmittance atmosphérique totale
$T_{tot,g}$	m^{-1}	Transmittance gazeuse totale
T	m^{-1}	Transmittance atmosphérique pour le rayonnement direct
t_{diff}	m^{-1}	Transmittance atmosphérique pour le rayonnement diffus
t	sr^{-1}	Transmittance à l'interface air-mer
$\tau_{r,a,w,...}$		Épaisseur optique : r pour Rayleigh ; a pour aérosols ; O ₃ pour ozone ; O ₂ pour oxygène ; w pour vapeur d'eau
AM	1 – 10	Type de masse d'air
RH	%	Humidité relative
V	k	visibilité
W	$m.s^{-1}$	Vitesse du vent
WV	cm	Hauter de l'eau précipitable sur une surface de 1 cm ² dans le parcours entre le sommet de l'atmosphère et la surface.

Symbole	unités	Définition
Dans l'eau		
a	m^{-1}	Coefficient d'absorption totale
$a_{w(chl,y,p)}$	m^{-1}	Coefficient d'absorption pour l'eau (w), la chlorophylle (chl), les particules (p) et les substances jaunes (y)
b	m^{-1}	Coefficient de diffusion totale
b_b	m^{-1}	Coefficient de rétrodiffusion
$b_{bp(w)}$	m^{-1}	Coefficient de rétrodiffusion par les particules (p) et l'eau (w)
c	m^{-1}	Coefficient d'atténuation totale: $c = a + b$
α	m^{-1}	$\alpha = a + b_b$
u	m^{-1}	Paramètre de Gordon $u = b_b/(a + b_b)$
ω_0	-	Albédo de la colonne d'eau en régime de diffusion unique: $\omega_0 = b/c$
β	$m^{-1}.sr^{-1}$	Indicatrice de diffusion
$\tilde{\beta}$	sr^{-1}	Indicatrice de diffusion normalisée (fonction de phase)
Dd / Du		Fonction de distribution pour le rayonnement descendant / ascendant
E_d, E_u	$W.m^{-2}.nm^{-1}$	Eclairement descendant et ascendant, respectivement
E_o		Eclairement scalaire
K_d	m^{-1}	Coefficient d'atténuation diffuse pour l'éclairement descendant
K	m^{-1}	Coefficient efficace d'atténuation diffuse défini pour l'intégralité du parcours dans la colonne d'eau
K_E	m^{-1}	Atténuation diffuse pour l'éclairement net ($E_d - E_u$)
$\kappa_{w,B}$	m^{-1}	Atténuation diffuse subit par les photons pendant leur parcours ascendant, après diffusion dans la colonne d'eau (w) ou le fond (B)
L	$W.m^{-2}.sr^{-1}.nm^{-1}$	Luminance
L_u	$W.m^{-2}.sr^{-1}.nm^{-1}$	Luminance ascendante dans la colonne d'eau
λ_{dom}	μm	Longueur d'onde de réflexion maximum
μ	-	Cosinus moyen pour le champs de lumière dans l'eau
$\bar{\mu}_d$	-	Cosinus moyen pour le champ de lumière descendante dans l'eau
$\bar{\mu}_u$	-	Cosinus moyen pour le champ de lumière ascendante dans l'eau
μ_0		Cosinus de l'angle zénithal solaire après réfraction par la surface
Q	sr	$Q = E_u/L_u$, facteur d'anisotropie du champ de lumière ascendant
n		Indice de réfraction
R_{rs}	-	Réflectance de télédétection dans l'air (L_u/E_{d0})
R	-	Réflectance de volume: $R = E_u/E_d$
R_{0-}	-	Réflectance de volume sous la surface
r_{rs}		Réflectance de télédétection dans l'eau (L_u/E_{d0})
r_{rs}^{dv}	sr^{-1}	Contribution de la colonne d'eau profonde à la réflectance de télédétection sous la surface
r_{rs}^B	sr^{-1}	Contribution du fond à la réflectance de télédétection sous la surface
R_b	-	Réflectance du fond
R_∞	-	Réflectance de volume d'une eau profonde d'un point de vue optique
s	-	Albédo sphérique de l'eau
Z	m	Profondeur mesurée positive à partir de la surface, vers le fond
Z_a	m	Profondeur à partir de laquelle la distribution asymptotique des AOPs est observée
Z_b, H	m	Profondeur de la colonne d'eau limitée par le fond
Z_m	m	Profondeur à laquelle E_d égal à 10% de sa valeur sous la surface
Z_{SD}	m	Profondeur de Secchi
ζ	m	Profondeur optique : $\zeta = K_d Z$
CHL	$\mu g.l^{-1}$	Concentration en chlorophylle a , indicateur de la biomasse des producteurs primaires. Limité à la couche de surface
SM	$mg.l^{-1}$	Sédiment inorganique en suspension. Fraction de la matière en suspension totale restant après combustion. Indicateur de pollution d'origine autre que biologique.
$CDOM, YS, a_y$	m^{-1}	Matière organique dissoute colorée (substance jaune, gelbstoff, gilvin). Indicateur de la fraction de biomasse en décomposition.

Abbreviation	Signification
CEO	Centre for Earth Observation
DG	Directorate General
EC	European Community
EEA	European Environment Agency
CEC	Commission of the European Communities
EO	Earth observation
ESA	European Space Agency
EU	European Union
FAO	Food and Agricultural Organisation
GIS	Geographic Information System
ICAMS	Integrated Coastal Analysis and Monitoring System
BOD	Biological Oxygen Demand
COD	Chemical Oxygen Demand
Bathymetry	Map of sea-bottom depths, as can be inferred from sea-surface imagery. Accuracy is specified for both height and horizontal location
IOPs	Propriétés optiques inhérentes (absorption a , diffusion b , atténuation c , indicatrice de diffusion $\beta(\theta)$)
AOPs	Propriétés optiques apparentes (Luminance, réflectance, atténuation diffuse, etc.)
AOC	Substance contribuant aux propriétés optiques de la colonne d'eau (Optically active components): Éléments de la colonne d'eau qui interagissent avec le rayonnement incident et qui en diffusant ou absorbant la lumière contribuent au signal mesuré par un capteur de télédétection.
CZCS	Coastal Zone Color Scanner
OCTS	Ocean Color and Temperature Scanner
SeaWiFS	Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor
MODIS	Moderate resolution Imaging Spectroradiometer
MOS	Modular Opto-electronic Scanner
MERIS	Medium resolution Imaging Spectrometer
POLDER	Polarization and Directionality of the Earth's Reflectance
SPOT	Satellite Probatoire pour l'Observation de la Terre
NEMO/COIS	Naval EarthMap Observer/ Coastal Ocean Imaging Spectrometer

SUIVI ET SIMULATION DE LA QUALITE DE L'EAU EN MILIEU LITTORAL PAR MODELISATION ET TELEDETECTION

Résumé

Notre travail s'intègre dans la tendance actuelle concernant le développement durable et la gestion intégrée des zones côtières. Plus précisément, nous nous sommes intéressés aux besoins de la communauté opérationnelle dépendante du littoral, et au développement et à l'évaluation de méthodologies *ad hoc*. Nous proposons un ensemble de procédures et d'outils de suivi et de simulation d'environnements littoraux, reposant sur l'utilisation conjointe de données de télédétection, de modèles numériques du transfert radiatif dans la mer et l'atmosphère et éventuellement de mesures *in situ*, permettant de dériver des informations pertinentes sur la distribution spatiale des propriétés optiques dans les eaux du cas II.

Nous montrons que des méthodes robustes de traitement des images à haute résolution spatiale, facilement transposables d'un site à l'autre, sont au cœur du besoin pour un meilleur suivi du domaine littoral par télédétection. Nous dressons un panorama comparatif et critique des méthodes historiques et précisons le cadre opérationnel de leur application. Une analyse détaillée du transfert radiatif dans les eaux littorales turbides permet d'identifier les processus optiques prépondérants et dont la prise en compte est nécessaire à une modélisation satisfaisante de ces environnements. Nous proposons des approches innovantes reposant sur des solutions au problème inverse appliqué à l'optique marine. Ces procédures et méthodes sont intégrées dans un outil logiciel dédié, incluant différents modèles de simulation du transfert radiatif dans les eaux côtières, et un ensemble d'outils de traitement d'image de la couleur de la mer, adaptés au contexte de travail d'un utilisateur opérationnel. La robustesse des méthodes développées est évaluée au travers d'analyses de sensibilité.

Cette approche nous a permis de prendre en compte les caractéristiques des capteurs futurs ayant un fort potentiel pour l'étude des zones côtières (MERIS, NEMO-COIS). L'intégration du prototype dans un Système d'Information Marin fournira à terme les conditions d'exploitation optimale de l'outil.

Mots - clés : Télédétection, couleur de la mer, zone littorale, optique marine, modélisation, qualité de l'eau, bathymétrie et habitats benthiques, besoins opérationnels.

WATER QUALITY MONITORING AND SIMULATION IN COASTAL WATERS BY MODELLING AND REMOTE SENSING

Abstract

This work contributes to the concern about sustainable development and integrated coastal zone management, with the overall objective of improving methods for remote sensing monitoring of coastal waters. We develop a set of tools and methods for monitoring and simulation of environmental conditions in the coastal zone, based on integration of remote sensing data, numerical modelling of the radiative transfer in the atmosphere-ocean system and *in situ* measurements. We focus on case II waters and we propose ad hoc robust and innovative solutions for operational applications.

An analysis of operational requirement for EO-derived bio-geophysical data allows us to draw up a comparative and critical overview of historical methods of radiative transfer, and to stress their capability from an operational perspective. The needs for high spatial-resolution quantitative information on the near-shore coastal zone is emphasised, as well as robust methods requiring no or few *a priori* knowledge, which would be easily transferable from one site to another. A detailed analysis of radiative transfer processes in turbid shallow-waters allows us to identify major optical processes, for which ad hoc parameterisations are required in order to achieve a satisfactory optical modelling of these media. A set of tools and methods is developed and integrated in a prototype software for remote-sensing and optical modelling analysis of shallow-waters. It includes different forward optical models, and image processing functionalities, matching operational needs. Methods' robustness is evaluated through sensitivity analyses.

The compatibility with the upcoming very high-resolution spaceborne ocean-colour sensors (MERIS, NEMO-COIS) has been a key constraint to the present developments. An optimal exploitation of the prototype will be achieved through its integration into a Marine Information System.

Key words: Remote sensing, ocean colour, coastal zone, shallow-waters, marine optics, modelling, water quality, bathymetry, benthic habitats, operational applications.