



**HAL**  
open science

# Etude de l'influence de l'état de surface sur la qualité de la mesure de la couleur de l'océan à l'aide d'un simulateur de mission spatiale

Valérie Billat

## ► To cite this version:

Valérie Billat. Etude de l'influence de l'état de surface sur la qualité de la mesure de la couleur de l'océan à l'aide d'un simulateur de mission spatiale. Océan, Atmosphère. Université Paris-Diderot - Paris VII, 1997. Français. NNT: . tel-00955254

**HAL Id: tel-00955254**

**<https://theses.hal.science/tel-00955254v1>**

Submitted on 4 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.

*Original*

**UNIVERSITE PARIS 7**  
**UFR de Physique**

**THESE**

Présentée par

**Valérie BILLAT**

Pour l'obtention du titre de Docteur de l'Université Paris 7  
Spécialité : METHODES PHYSIQUES EN TELEDETECTION

*Sujet de thèse*

**ETUDE DE L'INFLUENCE DE L'ETAT DE SURFACE  
SUR LA QUALITE DE LA MESURE DE LA COULEUR DE L'OCEAN  
A L'AIDE D'UN SIMULATEUR DE MISSION SPATIALE**

**Soutenue le 21 novembre 1997**  
devant le jury composé de :

*Président :* M. Claude KLAPISZ, Professeur à l'Université Paris-7

*Rapporteurs :* M. Philippe FORGET, Chercheur CNRS au LSEET, Université de Toulon  
M. Richard SANTER, Professeur à l'Université du Littoral

*Examineurs :* M. François MONTAGNER, Chef de projet, société ACRI  
M. Lucien WALD, Maître de recherche, Ecole des Mines de Paris

## RESUME

Nous présentons un outil logiciel qui permet de simuler une mission spatiale dans son intégralité. Ceci constitue une approche nouvelle en télédétection. Les concepteurs de missions et les scientifiques peuvent ainsi mieux appréhender la complexité toujours croissante des futures missions. Ce simulateur permet, bien avant le lancement de la mission, de considérer l'ensemble du système, qui comprend évidemment le capteur, mais aussi les caractéristiques de l'orbite de la plate-forme qui l'emportera, ainsi que les algorithmes de traitement des données qui seront effectués au sol. Ce simulateur apporte une aide précieuse dans le cadre du dimensionnement et de l'analyse d'une mission spatiale ; il permet de comprendre comment la performance de tout ou partie du système contribue à la performance globale de la mission. La mission spatiale simulée dans le cadre de cette thèse est la mission du capteur MERIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer) de l'Agence Spatiale Européenne, dont l'objectif principal est la mesure de la couleur de l'eau.

Nous utilisons le simulateur pour évaluer la dynamique du signal en entrée du capteur, pour calculer la résolution radiométrique nécessaire au capteur pour satisfaire les objectifs de la mission et pour étudier la sensibilité du signal à de petites variations en attitude de la plate-forme. Nous étudions ensuite l'influence de la qualité de la modélisation de l'état de la surface océanique sur la qualité de la mesure de la couleur de l'eau. Nous montrons que les incertitudes, liées à une modélisation trop imprécise des effets de surface et à une méconnaissance de la vitesse du vent, induisent des erreurs sur le signal marin pouvant être supérieures à la précision attendue par la mission.

## ABSTRACT

We present a software tool that allows to perform end-to-end simulations of a space mission, which is a quite new approach in remote sensing. It addresses the need of engineers and scientists to better understand the new missions whose complexity is increasing. This end-to-end simulation tool allows far before the launch to assess the performance of the overall system including the instrument, the satellite platform and the ground processing algorithms. It is of great help in the frame of space mission design and analysis and helps understanding how the performance of all or part of the system contributes to the mission performance. The space mission simulated in this work is that of the Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS) developed by the Space European Agency whose main objective is the remote sensing of ocean colour.

We use the simulator to evaluate the signal dynamics at sensor entrance, to compute the sensor radiometric resolution needed to satisfy the mission objectives and to study the signal sensitivity to small variations in platform attitude. Then we study the influence of the quality of the modelling of the reflection effects at the sea surface upon the ocean colour retrieval. We show that the uncertainties, due to a lack of precision in modelling of surface effects and to the uncertainty in the wind speed induce errors on the marine signal that can be greater than the mission expected accuracy.

## **REMERCIEMENTS**

Ce travail a été effectué dans le cadre d'une convention CIFRE entre le groupe Télédétection & Modélisation du Centre d'Energétique de l'Ecole des Mines de Paris et la société ACRI, dont je tiens à remercier le Président Directeur Général, Monsieur Philippe Bardey, d'avoir bien voulu m'accueillir dans son entreprise.

J'exprime toute ma reconnaissance à Monsieur Lucien Wald, maître de recherche à l'Ecole des Mines de Paris et directeur du groupe Télédétection & Modélisation, qui m'a encadrée. C'est grâce à ses précieux conseils et à son soutien que j'ai pu mener à bien ce travail.

Je remercie vivement Monsieur François Montagner, chef de projet à ACRI, qui a suivi mon travail au sein de l'entreprise et qui a toujours fait preuve d'une grande disponibilité malgré son planning très chargé ! Je le remercie aussi d'avoir eu la gentillesse de relire et de corriger ce manuscrit.

Mes remerciements vont également à Monsieur Claude Klapisz, professeur à l'Université Paris-7 et ancien directeur de la formation doctorale 'Méthodes Physiques en Télédétection' qui a bien voulu faire partie de mon jury, ainsi qu'à Monsieur Richard Santer, professeur à l'Université du Littoral, et Monsieur Philippe Forget, chercheur au LSEET, qui ont accepté d'être mes rapporteurs.

Enfin, je remercie tous ceux qui m'ont apporté leur amitié et leur soutien tout au long de ce travail aussi bien au Centre d'Energétique qu'à ACRI.

## TABLE DES MATIERES

<b>ABSTRACT-RESUME</b> .....	<b>2</b>
<b>REMERCIEMENTS</b> .....	<b>3</b>
<b>TABLE DES MATIERES</b> .....	<b>4</b>
<b>LISTE DES FIGURES</b> .....	<b>7</b>
<b>LISTE DES TABLES</b> .....	<b>11</b>
<b>NOTATIONS ET ACRONYMES</b> .....	<b>13</b>
<b>INTRODUCTION</b> .....	<b>16</b>
<b>1- LA MISSION SPATIALE D'UN SPECTRORADIOMETRE IMAGEUR DANS LE DOMAINE VISIBLE</b>	
1.1- Introduction.....	21
1.2- Description et étalonnage d'un spectroradiomètre imageur .....	22
1.2.1 Description du capteur MERIS .....	22
1.2.2 Le principe d'étalonnage du capteur MERIS .....	26
1.3- Qu'est-ce qu'une mission spatiale ? .....	29
1.3.1 Les différents choix-mission .....	29
1.3.2 La mission spatiale du capteur MERIS .....	31
<b>2- L'OBSERVATION DE LA COULEUR DE L'EAU A PARTIR DE L'ESPACE</b>	
2.1- Notion d'optique marine.....	38
2.2- La mesure de la couleur de l'eau à partir de l'espace .....	43
2.3- Influence de l'état de surface.....	45
2.3.1 Contribution de la réflexion spéculaire par les vagues .....	45
2.3.2 Contribution de la réflexion diffuse par l'écume .....	46
2.3.3 Correction des effets de réflexion à la surface.....	46
2.4- Influence de l'atmosphère .....	49
2.4.1 L'absorption par les gaz atmosphériques.....	49
2.4.2 La diffusion par les molécules.....	51
2.4.3 La diffusion par les aérosols .....	51
2.4.4 La diffusion couplée par les molécules et les aérosols .....	52
2.4.5 La correction des effets atmosphériques .....	54

### **3- UN OUTIL LOGICIEL PERMETTANT DE SIMULER UNE MISSION SPATIALE**

3.1- Simuler l'intégralité d'une mission spatiale : une approche nouvelle en télédétection .....	58
3.2- Intérêt de disposer d'un simulateur de mission spatiale .....	60
3.3- Présentation du simulateur de la mission MERIS .....	62
3.3.1 L'architecture du simulateur .....	62
3.3.2 Les différents modules du simulateur .....	63
3.3.3 Hypothèses restrictives du simulateur .....	78
3.3.4 Présentation des outils d'évaluation de la qualité .....	79
3.4- Exemples d'application du simulateur pour le dimensionnement d'une mission spatiale .....	81
3.4.1 Etude de la dynamique du signal au sommet de l'atmosphère .....	81
3.4.2 Etude des performances radiométriques du capteur .....	82
3.4.3 Sensibilité du signal à de petites variations en attitude de la plate-forme... ..	83
3.4.4 Conclusions .....	84

### **4- ETUDE DE L'INFLUENCE DES INCERTITUDES DE MODELISATION DE L'ETAT DE SURFACE. PARTIE 1 : MODÉLISATION ET INCERTITUDES**

4.1- Introduction.....	86
4.2- La modélisation de l'état de surface dans la littérature .....	88
4.2.1 La modélisation de la présence de vagues à la surface .....	88
4.2.2 La modélisation de la présence d'écume à la surface .....	92
4.3- Définitions des incertitudes liées au calcul de la réflectance spéculaire et de la réflectance de l'écume.....	96
4.3.1 Incertitudes liées au calcul de la réflectance spéculaire.....	96
4.3.2 Incertitudes liées au calcul de la réflectance de l'écume .....	97
4.4- Les conditions de simulation.....	100

### **5- ETUDE DE L'INFLUENCE DES INCERTITUDES DE MODELISATION DE L'ETAT DE SURFACE. PARTIE 2 : ANALYSE DES SIMULATIONS**

5.1- Introduction.....	106
5.2- Etude de l'influence des incertitudes liées au calcul de la réflectance spéculaire .....	106
5.2.1 Influence des incertitudes sur le signal en entrée du capteur .....	106

5.2.2 Influence des incertitudes sur le masquage des pixels .....	114
5.2.3 Influence sur la correction des pixels et sur l'estimation de $\rho_w$ .....	119
5.3- Etude de l'influence des incertitudes liées au calcul de la réflectance de l'écume .....	126
5.3.1 Influence des incertitudes sur le signal en entrée du capteur.....	126
5.3.1.1 Incertitudes propres au modèle de réflectance .....	126
5.3.1.2 Incertitudes liées à la méconnaissance de la vitesse du vent.....	127
5.3.1.3 Incertitude totale liée à la réflectance de l'écume .....	128
5.3.2 Influence sur la correction des pixels et sur l'estimation de $\rho_w$ .....	128
5.4- Etude de l'influence des incertitudes sur la qualité de la mesure de la concentration en chlorophylle .....	129
5.5- Conclusions.....	133
<b>CONCLUSION ET PERSPECTIVES.....</b>	<b>137</b>
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....</b>	<b>140</b>
<b>ANNEXES .....</b>	<b>150</b>
Annexe A : Etude de la dynamique du signal au sommet de l'atmosphère.....	152
Annexe B : Sensibilité du signal à de petites variations d'attitude de la plate-forme ...	156
Annexe C : Influence d'une houle oblique sur la télédétection du vent à la surface de l'océan.....	161

## LISTE DES FIGURES

### Chapitre 1

- Figure 1.2-1 Arrangement des modules optiques du capteur MERIS.
- Figure 1.2-2 Principe de prise de vue du capteur MERIS.
- Figure 1.2-3 Principe de détection du signal par une matrice CCD.
- Figure 1.2-5 Les différentes phases d'étalonnage du capteur MERIS.
- Figure 1.3-2 Représentation schématique des spectres de réflectances typiques et bandes spectrales de la mission MERIS.
- Figure 1.3-4 Les conditions d'illumination d'une scène observée par MERIS.
- Figure 1.3-5 Variation de l'angle zénithal solaire au point sous le capteur au cours d'une année selon la latitude.
- Figure 1.3-6 Variations des conditions d'illumination dans le champ de vue du capteur MERIS pour le 21 mars.

### Chapitre 2

- Figure 2.1-1 Réflectance en fonction de la longueur d'onde pour plusieurs concentrations en chlorophylle.
- Figure 2.1-2 Luminance marine  $L_w^*$  représentée dans la trace du capteur MERIS.
- Figure 2.1-3 Luminance totale  $L_t^*$  représentée dans la trace du capteur MERIS.
- Figure 2.2-1 Principe de la mesure de la couleur de l'eau à partir de l'espace.
- Figure 2.3-1 Luminance  $L_g^*$  représentée dans la trace du capteur MERIS.
- Figure 2.3-2 Luminance  $L_f^*$  représentée dans la trace du capteur MERIS.
- Figure 2.4-1 Transmission atmosphérique de l'ozone.
- Figure 2.4-2 Transmission atmosphérique de la vapeur d'eau.
- Figure 2.4-3 Luminance moléculaire  $L_r^*$  représentée dans la trace du capteur MERIS.
- Figure 2.4-4 Luminance aérosol  $L_a^*$  représentée dans la trace du capteur MERIS.
- Figure 2.4-5 Terme correctif prenant en compte les interactions multiples entre les molécules et les aérosols, représenté dans la trace du capteur MERIS.



- Figure 2.4-6 Luminance atmosphérique totale  $L^*_{\text{atm}}$  dans la trace du capteur MERIS.  
L'atmosphère contient des molécules et des aérosols.

### Chapitre 3

- Figure 3.3-1 L'architecture du simulateur de la mission MERIS.  
Figure 3.3-2 Principe de fonctionnement du simulateur.  
Figure 3.3-3 Les modules de calcul du simulateur de la mission MERIS.  
Figure 3.3-4 Le module CIBLES.  
Figure 3.3-5 Les différents types de cibles observées par le capteur MERIS.  
Figure 3.3-6 Le module GEOMETRIE.  
Figure 3.3-7 Le module INSTRUMENT.  
Figure 3.3-8 Diagramme du module instrument.  
Figure 3.3-9 Le module ETALONNAGE.  
Figure 3.3-10 Le module TRAITEMENT-SOL.  
Figure 3.3-11 Diagramme du module traitement-sol de niveau 1.  
Figure 3.3-12 Principe de remise en forme des images.  
Figure 3.3-13 Diagramme du module traitement-sol de niveau 2.  
Figure 3.3-14 Les différentes images produites par le simulateur.  
Figure 3.3-15 Principe de comparaison des différentes images produites par le simulateur.

### Chapitre 4

- Figure 4.2-1 Géométrie de la réflexion spéculaire.  
Figure 4.3-1 (d'après Wu, 1979). Couverture de l'écume en fonction de la vitesse du vent. Les résultats de Monahan (1981) sont représentés par les cercles blancs. Les résultats de Toba et Chaen (1973) sont représentés par les cercles noirs.  
Figure 4.4-1 Réflectance spéculaire (en %) pour une demi-orbite du capteur MERIS pour le jour 80 et pour une vitesse de vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$ .

Figure 4.4-2 Réflectance spéculaire (en %) pour une demi-orbite du capteur MERIS pour le jour 80 et pour un vent de  $14 \text{ m.s}^{-1}$ .

### Chapitre 5

Figure 5.2-1a Réflectance spéculaire (en %) pour une demi-orbite du capteur MERIS pour le jour 80, une vitesse de vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$  et une variance maximum du modèle de Cox et Munk.

Figure 5.2-1b Réflectance spéculaire (en %) pour une demi-orbite du capteur MERIS pour le jour 80, une vitesse de vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$  et une variance moyenne du modèle de Cox et Munk.

Figure 5.2-1c Réflectance spéculaire (en %) pour une demi-orbite du capteur MERIS pour le jour 80, une vitesse de vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$  et une variance minimum du modèle de Cox et Munk.

Figure 5.2-1d Différence de réflectance spéculaire (en %) entre les cas à variance maximum et minimum du modèle de Cox et Munk.

Figure 5.2-2a Réflectance spéculaire (en %) pour une demi-orbite du capteur MERIS pour le jour 80, une vitesse de vent de  $7 \text{ m.s}^{-1}$  et une variance maximum du modèle de Cox et Munk.

Figure 5.2-2b Réflectance spéculaire (en %) pour une demi-orbite du capteur MERIS pour le jour 80, une vitesse de vent de  $7 \text{ m.s}^{-1}$  et une variance moyenne du modèle de Cox et Munk.

Figure 5.2-2c Réflectance spéculaire (en %) pour une demi-orbite du capteur MERIS pour le jour 80, une vitesse de vent de  $7 \text{ m.s}^{-1}$  et une variance minimum du modèle de Cox et Munk.

Figure 5.2-2d Différence de réflectance spéculaire (en %) entre les cas à variance maximum et minimum du modèle de Cox et Munk.

Figure 5.2-3 Ecart maximum sur la réflectance spéculaire (en %) pour une vitesse de vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$  lorsque l'on prend en compte une incertitude de la vitesse du vent de  $2 \text{ m.s}^{-1}$ .

- Figure 5.2-4 Ecart maximum sur la réflectance spéculaire (en %) pour une vitesse de vent de  $7 \text{ m.s}^{-1}$  lorsque l'on prend en compte une incertitude de la vitesse du vent de  $2 \text{ m.s}^{-1}$ .
- Figure 5.2-5 Incertitude totale  $(\Delta\rho_g)_{\text{total}}$  sur la réflectance spéculaire (en %) pour une vitesse de vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$ .
- Figure 5.2-6 Incertitude totale  $(\Delta\rho_g)_{\text{total}}$  sur la réflectance spéculaire (en %) pour une vitesse de vent de  $7 \text{ m.s}^{-1}$ .
- Figure 5.2-10 Valeur absolue de l'erreur  $\Delta\rho_w$  (%) sur la réflectance marine à 445 nm induite par une incertitude  $(\Delta\rho_g)_{\text{tot}}$  pour une demi-orbite du capteur MERIS pour le jour 80 et pour une vitesse de vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$ .
- Figure 5.2-11 Valeur absolue de l'erreur  $\Delta\rho_w$  (%) sur la réflectance marine à 445 nm induite par une incertitude  $(\Delta\rho_g)_{\text{tot}}$  pour une demi-orbite du capteur MERIS pour le jour 80 et pour une vitesse de vent de  $7 \text{ m.s}^{-1}$ .
- Figure 5.2-15 Valeur absolue de l'erreur  $\Delta\rho_w$  (%) sur la réflectance marine à 445 nm induite par l'incertitude  $(\Delta\rho_g)_{\text{COX}}$  sur le modèle de Cox et Munk pour une demi-orbite du capteur MERIS pour le jour 80 et pour une vitesse de vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$ .
- Figure 5.2-16 Valeur absolue de l'erreur  $\Delta\rho_w$  (%) sur la réflectance marine à 445 nm induite par l'incertitude  $(\Delta\rho_g)_{\text{COX}}$  sur le modèle de Cox et Munk pour une demi-orbite du capteur MERIS pour le jour 80 et pour une vitesse de vent de  $7 \text{ m.s}^{-1}$ .
- Figure 5.4-1 Valeur de l'erreur relative  $\Delta\text{Chl}/\text{Chl}$  (en %) sur l'estimation de la concentration en chlorophylle induite par l'incertitude  $(\Delta\rho)$  pour une demi-orbite du capteur MERIS pour le jour 80 et pour une vitesse de vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$ .
- Figure 5.4-2 Valeur de l'erreur relative  $\Delta\text{Chl}/\text{Chl}$  (en %) sur l'estimation de la concentration en chlorophylle induite par l'incertitude  $(\Delta\rho)$  pour une demi-orbite du capteur MERIS pour le jour 80 et pour une vitesse de vent de  $7 \text{ m.s}^{-1}$ .
-

## LISTE DES TABLES

### Chapitre 1

- Table 1.2-4 Les paramètres de performance du capteur MERIS.
- Table 1.3-1 Les bandes spectrales sélectionnées pour la mission du capteur MERIS.
- Table 1.3-3 Les paramètres orbitaux de la plate-forme Envisat-1.

### Chapitre 4

- Table 4.3-2 Valeurs de la fraction de surface couverte par l'écume pour 5,7 et 9 m.s<sup>-1</sup> et écarts relatifs minimum et maximum entre les observations et la valeur donnée par la droite de régression.
- Table 4.3-3 Comparaison des différentes expressions calculant W et écarts relatifs à l'expression  $W = 2,95.10^{-6}U^{3,52}$ .

### Chapitre 5

- Table 5.2-7 Pourcentage de pixels de l'image MERIS masqués pour deux seuils ( $\rho_g > 0,03$  et  $\rho_g > 0,05$ ) pour 3, 5, 7 et 9 m.s<sup>-1</sup>. Aucune source d'incertitude n'est prise en compte dans le calcul de la réflectance spéculaire.
- Table 5.2-8 Pourcentage de pixels de l'image MERIS masqués pour deux seuils ( $\rho_g > 0,03$  et  $\rho_g > 0,05$ ) pour 5 m.s<sup>-1</sup> et 7 m.s<sup>-1</sup> lorsque l'on prend en compte les incertitudes du modèle de Cox et Munk.
- Table 5.2-9 Pourcentage de pixels de l'image MERIS masqués pour deux seuils ( $\rho_g > 0,03$  et  $\rho_g > 0,05$ ) pour 5 m.s<sup>-1</sup> et 7 m.s<sup>-1</sup> lorsque l'on prend en compte à la fois les incertitudes de modélisation et une méconnaissance de la vitesse du vent de 2 m.s<sup>-1</sup>.
- Table 5.2-12 Pourcentages de pixels de l'image tels que  $\Delta\rho_w < 0,001$  et  $\Delta\rho_w < 0,002$  pour 5 et 7 m.s<sup>-1</sup> lorsque l'erreur  $\Delta\rho_w$  est induite par l'incertitude sur la réflectance spéculaire  $(\Delta\rho_g)_{\text{total}}$ .

- Table 5.2-13 Pourcentages de pixels de l'image tels que  $\Delta\rho_w < 0,001$  et  $\Delta\rho_w < 0,002$  pour 5 et 7 m.s<sup>-1</sup> lorsque l'erreur  $\Delta\rho_w$  est induite par l'incertitude sur le modèle de Cox et Munk  $(\Delta\rho_g)_{\text{COX}}$ .
- Table 5.2-14 Pourcentage de pixels de l'image non-masqués pour lesquels l'erreur  $\Delta\rho_w$  induite par l'incertitude sur le modèle de Cox et Munk  $(\Delta\rho_g)_{\text{Cox}}$  est inférieure à un objectif-mission  $(\Delta\rho_w)_{\text{mission}}$  de 0,001 (1<sup>ère</sup> colonne) et à un objectif-mission de 0,002 (2<sup>ème</sup> colonne) pour des vents de 5 et 7 m.s<sup>-1</sup> et les différents seuils de masquage ( $\rho_g > 0,02$ ,  $\rho_g > 0,03$  et  $\rho_g > 0,05$ ).
- Table 5.3-1 Réflectance de l'écume à la surface calculée à l'aide du modèle de Koepke (1984) (1<sup>ère</sup> colonne), réflectances minimum et maximum (2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> colonne) et incertitude correspondante (4<sup>ème</sup> colonne) pour 5, 7 et 9 m.s<sup>-1</sup>.
- Table 5.3-2 Incertitude liée à la modélisation de l'écume (1<sup>ère</sup> colonne), à la méconnaissance du vent (2<sup>ème</sup> colonne) et incertitude totale, pour 5, 7 et 9 m.s<sup>-1</sup>.
- Table 5.4-3 Pourcentages de pixels de l'image MERIS pour lesquels l'erreur  $\Delta\text{Chl}/\text{Chl}$ , prise en valeur absolue, est inférieure à 20 % et 30 % pour 0,03, 0,3 et 3 mg.m<sup>-3</sup> sous un vent de 5 et 7 m.s<sup>-1</sup>.

## NOTATIONS ET ACRONYMES

CZCS	Coastal Zone Colour Scanner (NIMBUS/NASA)
CCD	Charge Coupled Device
ESA	European Space Agency
GSFC	Goddard Space Flight Center
HRV	High Resolution Visible /SPOT(CNES)
LANDSAT	Land Resources Satellite (NASA)
MERIS	MEDium Resolution Imaging Spectrometer (ENVISAT-1/ESA)
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectrometer (EOS/NASA)
MSS	Multispectral Scanner System(Landsat/NASA)
NASA	National Aeronautics and Space Administration
POLDER	POLarization Detecting Environmental Radiometer (France)
SeaWiFS	Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor
SPOT	Satellite Pour l'Observation de la Terre
TM	Thematic Mapper
WFF	Wallops Flight Facility

\*\*\*

$a$	Coefficient total d'absorption ( $m^{-1}$ )
$b_b$	Coefficient de rétrodiffusion ( $m^{-1}$ )
Chl	Concentration en pigments chlorophylliens ( $mg \cdot m^{-3}$ )
$C_{R,A}$	Terme prenant en compte les diffusions multiples des photons par les molécules et les aérosols ( $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$ )
$E_d$	Eclairement descendant (downwelling) ( $W \cdot m^{-2}$ )
$E_u$	Eclairement ascendant (upwelling) ( $W \cdot m^{-2}$ )
$F_0$	Eclairement solaire hors atmosphère corrigé de la variation de distance Terre- Soleil ( $W \cdot m^{-2}$ )
$F'_0$	Eclairement solaire ayant traversé deux fois l'atmosphère ( $W \cdot m^{-2}$ )
W	Fraction de la surface de l'océan couverte d'écume
$L(\lambda)$	Luminance, flux radiatif émis ou reçu dans une certaine direction par unité de surface projetée, d'angle solide et de longueur d'onde ( $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$ )
$L_a(\lambda)$	Luminance due à la diffusion des photons par les particules aérosols en suspension dans l'atmosphère ( $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$ )
$L_{atm}(\lambda)$	Luminance atmosphérique totale due aux diffusions multiples des photons par les aérosols et les molécules ( $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$ )
$L_f(\lambda)$	Luminance due à la diffusion des photons par l'écume présente à la surface de l'océan (f pour foam) ( $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$ )

---

$L_g(\lambda)$	Luminance due à la réflexion spéculaire des photons à la surface de l'océan (g pour glitter) ( $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$ )
$L_t(\lambda)$	Luminance moléculaire due à la diffusion des photons par les molécules de l'atmosphère suivant la loi de Rayleigh ( $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$ )
$L_t(\lambda)$	Luminance totale mesurée par le capteur ( $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$ )
$L_w(\lambda)$	Luminance marine due aux photons renvoyés vers le capteur après avoir pénétré dans l'océan (w pour water-leaving) ( $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$ )
$Q(\lambda)$	Rapport $E_u/L_u$ <span style="float: right;">sr</span>
R	Réflectance de la surface. Rapport entre l'éclairement montant et descendant ( $E_u/E_d$ ) mesuré sous la surface
$\rho_t^*$	Réflectance totale apparente du système océan-atmosphère mesurée par le capteur au sommet de l'atmosphère
$\rho_{\text{atm}}^*(\lambda)$	Réflectance atmosphérique
$\rho_f^*(\lambda)$	Réflectance due à la diffusion des photons par l'écume
$\rho_g^*(\lambda)$	Réflectance due à la réflexion spéculaire des photons à la surface de l'océan
$\rho_w(\lambda)$	Réflectance marine mesurée juste au dessus de la surface
$t(\lambda, \theta_v)$	Transmission atmosphérique diffuse sur le trajet océan-capteur
$T(\lambda, \theta_v, \theta_s)$	Transmission atmosphérique directe sur les trajets soleil-surface et surface-capteur
$\text{Ne}\Delta\rho^*$	Résolution radiométrique du capteur (Noise Equivalent $\Delta\rho^*$ )
m	Indice moyen de réfraction de l'eau
$\rho(\theta, \lambda)$	Coefficient de réflexion interne (Fresnel) de la surface de l'océan pour une incidence $\theta$ et une longueur d'onde $\lambda$
$\bar{\rho}$	Coefficient de réflexion pour la surface océanique moyenné pour tous les angles d'incidence ( $\sim 0.06$ )
$\tau$	Épaisseur optique
$\theta_s$	Angle zénithal du soleil (deg)
$\theta_v$	Angle zénithal du capteur (deg)
$\Delta\phi$	Différence azimutale entre le plan contenant la direction du soleil et le plan contenant la direction du capteur (deg)
U	Vitesse du vent mesuré à 10 mètres ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ )

---

---

## **INTRODUCTION**



L'observation de la Terre par des instruments aéroportés ou spatiaux, ou télédétection, constitue aujourd'hui un outil majeur qui permet d'améliorer la connaissance et la compréhension que nous avons de notre planète et de notre environnement. Les images produites par les différents systèmes d'observation sont utilisées quotidiennement dans de nombreux domaines comme l'océanographie, l'agronomie, ou bien encore la météorologie pour n'en citer que quelques-uns.

L'étude des océans, qui couvrent près de 70 % de la surface de notre planète, a bénéficié dès le milieu des années 60 de l'apport de la télédétection. Les campagnes de mesure en mer ne permettent d'obtenir des mesures que sur une zone géographique de taille limitée à un instant précis alors que les mesures effectuées depuis l'espace sont répétitives et couvrent la quasi-globalité de la surface terrestre. De nombreuses applications océanographiques ont été développées utilisant à la fois les images et les données produites par des capteurs passifs (capteurs imageurs optiques, capteurs thermiques, radiomètres hyperfréquences) et des capteurs actifs (altimètres, radars à visée latérale). Grâce à ces données on peut déterminer la température superficielle de l'océan et l'état de la mer (mesure de la hauteur des vagues, mesure de la vitesse du vent à la surface, topographie dynamique), contrôler la pollution, cartographier les glaces de la banquise ou bien encore mesurer la couleur de l'océan, c'est-à-dire la teneur en divers pigments, matières dissoutes ou en suspension dans la couche superficielle de l'océan.

La mesure de la couleur de l'eau à partir de données de capteurs optiques (radiomètres ou spectroradiomètres imageurs) est une application majeure qui permet aux océanographes d'atteindre plusieurs objectifs scientifiques. Le constituant principal de la couleur de l'eau est le phytoplancton. La photosynthèse réalisée par les pigments chlorophylliens contenus dans les algues absorbe le gaz carbonique atmosphérique. Connaître la teneur en pigments chlorophylliens dans la couche superficielle de l'océan permet donc d'évaluer le rôle que jouent les océans dans le cycle global du carbone et à plus long terme dans l'évolution du climat. Des applications à caractère plus économique peuvent être faites de la connaissance de la couleur de l'eau. Le phytoplancton constitue le premier maillon de la chaîne alimentaire des océans. En cartographiant les zones contenant du phytoplancton, on apporte une aide à la

pêche, notamment en estimant mieux les stocks. On peut aussi surveiller les zones côtières en détectant les produits apportés par les effluents côtiers (sédiments produits par l'érosion des côtes, polluants artificiels,...).

Le signal reçu par un capteur optique dédié à l'observation de la couleur de l'océan se compose d'un signal marin utile à partir duquel on peut retrouver les concentrations en pigments, mais aussi de signaux provenant de l'interaction du rayonnement incident avec l'atmosphère et avec la surface de l'océan qui ne contiennent aucune information sur les constituants océaniques. Il faut donc corriger le signal mesuré par le capteur de ces bruits qui représentent près de 90 % du signal total afin d'interpréter au mieux le signal marin et estimer les concentrations en pigments avec la meilleure précision possible. En fait, le signal atmosphérique constitue la plus grande source d'erreurs. Le signal provenant de la réflexion des photons à la surface de l'océan ne constitue qu'une faible part du signal mesuré par le capteur. Cependant, les capteurs de la nouvelle génération comme MERIS (Morel *et al.*, 1993), SEAWIFS (Hooker *et al.*, 1992), MODIS (Salomonson *et al.*, 1989), et POLDER (Deschamps *et al.*, 1994), ..., disposent d'une sensibilité radiométrique accrue qui leur permet de détecter ces phénomènes de faible amplitude non pris en compte jusqu'alors et qui rendent les traitements des données au sol de plus en plus complexes. Afin de mieux appréhender la complexité de ces nouvelles missions, il est récemment apparu nécessaire de disposer d'outils logiciels simulant l'intégralité de ces missions. Ces logiciels permettent, bien avant le lancement de la mission, de considérer l'ensemble du système, qui comprend évidemment le capteur mais aussi les caractéristiques de l'orbite de la plate-forme qui l'emportera ainsi que les algorithmes de traitement des données qui seront effectués au sol (Kerekes et Landgrebe, 1989 ; Montagner, 1994 ; Gregg *et al.*, 1994). De tels outils permettent également de mieux comprendre comment la performance d'un des éléments de la mission contribue à la performance globale de l'ensemble du système. Ce concept de simulation de l'intégralité de la mission est dit de bout-en-bout (end-to-end en anglais). Il constitue une approche nouvelle en télédétection ; son objectif principal est l'aide au dimensionnement et à l'analyse de la mission. Un tel simulateur ne se substitue en aucun cas aux simulateurs tels que les simulateurs de transfert radiatif, les simulateurs de segment-sol ou les simulateurs utilisés pendant les différentes phases de conception du capteur, qui ont chacun des applications spécifiques.

La mission spatiale simulée dans le cadre de cette thèse est la mission du capteur MERIS (MEdium Resolution Imaging Spectrometer), composante importante du programme d'observation de la Terre de l'Agence Spatiale Européenne dont l'objectif principal est la mesure de la couleur de l'eau. Grâce à ce simulateur, nous avons dans un premier temps effectué trois études préliminaires dans le but de réaliser une première analyse de la mission du capteur MERIS.

Ensuite, nous avons étudié l'influence de l'état de la surface océanique sur la qualité de la mesure de la couleur de l'océan à l'aide du simulateur de mission spatiale. Plus précisément, nous avons étudié l'impact de la qualité de la modélisation de cet état de surface sur l'estimation des réflectances au sommet de l'atmosphère ainsi que sur l'estimation du contenu océanique en pigments chlorophylliens. Cette étude constitue la partie principale du travail de recherche.

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'une convention CIFRE entre l'ANRT, la société ACRI et le groupe Télédétection & Modélisation du Centre d'Energétique de l'Ecole des Mines de Paris.

Dans le chapitre 1, nous décrivons le fonctionnement d'un spectroradiomètre imageur et nous présentons le capteur MERIS. Nous expliquons ensuite comment est définie une mission spatiale en fonction des objectifs scientifiques qui lui sont assignés. Puis nous détaillons la mission du capteur MERIS qui sera embarqué sur la plate-forme polaire européenne Envisat en 1998.

Dans le chapitre 2, nous introduisons brièvement les notions essentielles d'optique marine et de transfert radiatif à travers l'atmosphère et nous présentons les différents phénomènes physiques affectant le rayonnement solaire incident lorsqu'il interagit avec l'océan et l'atmosphère avant d'être renvoyé vers le capteur. Ces notions sont essentielles à la compréhension des processus intervenant dans l'élaboration du signal total mesuré par le capteur au sommet de l'atmosphère. Ensuite, nous exposons les différentes méthodes de traitements des données produites par le capteur qui permettent d'extraire les paramètres bio-optiques d'intérêt pour la mission.

Dans le chapitre 3, nous présentons le simulateur de la mission MERIS en décrivant son architecture et les fonctionnalités de ses différents modules de calcul. Ensuite, nous expliquons quel est l'intérêt d'un tel simulateur et quelles en sont les applications potentielles.

Enfin, des études réalisées à l'aide du simulateur illustrent l'intérêt de disposer d'un tel logiciel dans le cadre de l'aide au dimensionnement et à l'analyse d'une mission spatiale. Ces études ont permis d'évaluer la dynamique du signal au sommet de l'atmosphère dans les différentes bandes spectrales dédiées à l'observation de la couleur de l'eau lorsque l'on fait varier la concentration en pigments chlorophylliens, de calculer la résolution radiométrique dont doit disposer le capteur pour satisfaire les objectifs scientifiques fixés par la mission, et enfin d'analyser la sensibilité du signal mesuré par le capteur à de petites variations en attitude de la plate-forme (ces variations peuvent en effet constituer une source d'erreurs lors de l'exploitation des données). Les résultats de ces études sont fournis dans les annexes du manuscrit.

Dans les chapitres 4 et 5 nous étudions l'influence de la qualité de la modélisation de l'état de la surface océanique sur la qualité de la mesure de la couleur de l'eau à l'aide du simulateur de la mission MERIS. Ces deux chapitres constituent un résultat important de la thèse. En premier lieu, nous étudions dans le chapitre 4 les différents modèles existants dans la littérature qui permettent d'estimer les contributions au signal mesuré par le capteur dues aux effets de réflexion à la surface de l'océan (réflexion spéculaire par les vagues et réflexion diffuse par l'écume). Puis nous identifions les différentes sources d'incertitudes liées au calcul de ces deux contributions. Dans le chapitre 5, nous étudions à l'aide du simulateur de mission spatiale l'influence de la prise en compte de ces incertitudes sur le signal mesuré au sommet de l'atmosphère en entrée du capteur et sur la mesure de la concentration en pigments chlorophylliens issue du traitement des données.

Enfin, nous présentons les conclusions et perspectives de notre travail.

**LA MISSION SPATIALE D'UN SPECTRORADIOMETRE  
IMAGEUR DANS LE DOMAINE VISIBLE**

## 1.1- INTRODUCTION

Les premières missions d'observation de la surface terrestre utilisant des capteurs imageurs optiques ont débuté vers 1970 avec le lancement des premiers satellites américains de la série Landsat dont la charge utile était principalement dédiée à l'observation de la végétation. Les capteurs embarqués alors et jusqu'au milieu des années 80 (MSS, AVHRR, CZCS, TM) étaient des radiomètres à larges bandes spectrales observant la surface terrestre à l'aide d'un système à balayage mécanique. Ils comportaient seulement quelques bandes spectrales de largeur allant souvent de 10 à 100 nanomètres dans le domaine visible et infrarouge. Ces premières missions spatiales et les suivantes ont permis à la communauté scientifique d'améliorer les connaissances que l'on avait de notre planète dans un grand nombre de disciplines.

Cependant depuis une dizaine d'années cette première génération de capteurs a été remplacée progressivement par des capteurs à plus haute résolution radiométrique qui ont bénéficié des progrès faits dans le domaine des détecteurs à base de technologie CCD (De Lefte, 1979). Ainsi, l'instrument HRV embarqué sur le satellite français SPOT en 1986 est le premier à disposer d'un mode de balayage électronique (dit 'push-broom') obtenu par l'utilisation d'une barrette linéaire comprenant un grand nombre de détecteurs placée dans le plan focal de l'instrument, l'observation des lignes de paysage suivantes étant assurée par le déplacement du satellite sur son orbite.

Un nouveau concept d'instruments, les spectroradiomètres imageurs, s'est ensuite développé grâce à l'apparition de matrices de détecteurs qui ont permis d'imager directement chaque ligne observée dans un grand nombre de bandes spectrales avec une résolution très fine. Ils permettent d'obtenir des images à très haute résolution radiométrique dans de nombreuses bandes spectrales souvent très proches et de largeur de quelques nanomètres seulement. Les instruments spectro-imageurs ont ouvert des perspectives nouvelles aux scientifiques qui peuvent ainsi mieux identifier la nature des cibles observées en analysant leurs signatures spectrales (types de sols, de végétation ou de pigments dans l'eau) et d'observer des phénomènes qui interviennent dans des bandes spectrales très étroites comme la fluorescence de la chlorophylle ou bien l'absorption du rayonnement par les molécules d'oxygène.

Dans la première partie de ce chapitre, nous expliquons le principe de fonctionnement d'un spectroradiomètre imageur et nous illustrons ce principe en présentant le capteur MERIS ainsi que son système d'étalonnage. Dans une seconde partie, nous décrivons ce qu'est une mission spatiale puis nous détaillons celle du capteur MERIS (Morel *et al.*, 1993) puisque c'est cette mission que nous avons simulée numériquement pour satisfaire aux objectifs de cette thèse.

## 1.2- DESCRIPTION ET ETALONNAGE D'UN SPECTRORADIOMETRE IMAGEUR

L'objectif d'un instrument spectroradiomètre imageur est d'associer à chaque point d'une image spatiale un spectre de longueur d'onde. Ce type d'instrument se compose d'une optique collectrice qui permet de focaliser l'énergie qu'il reçoit sur des détecteurs CCD et d'un système de filtrage spectral qui permet de séparer le rayonnement incident en ses différentes composantes spectrales puis de recueillir le signal sur les détecteurs associés aux bandes spectrales d'observation choisies. Le mode de balayage de la surface observée peut être électronique ou bien mécanique. Les signaux électroniques détectés sont ensuite amplifiés, échantillonnés puis codés numériquement. Le capteur a donc pour fonction de transformer le rayonnement qu'il reçoit en signal numérique ou compte numérique dans les bandes spectrales d'observation choisies. Plus d'informations concernant le fonctionnement détaillé d'un tel capteur peuvent être trouvées dans l'ouvrage de Egan (1985).

### 1.2.1 - DESCRIPTION DU CAPTEUR MERIS

Le capteur MERIS se compose de cinq modules identiques comprenant chacun un télescope, un spectroradiomètre et un système de détection. Chaque télescope possède environ 14 degrés du champ de vue total de l'instrument et voit la surface de la Terre à travers une fenêtre dépolarisante. Le champ de vue de l'instrument qui représente environ 68,5 degrés, est défléchi vers le sol par un miroir localisé entre les fenêtres dépolarisantes et les télescopes (figure 1.2-1).

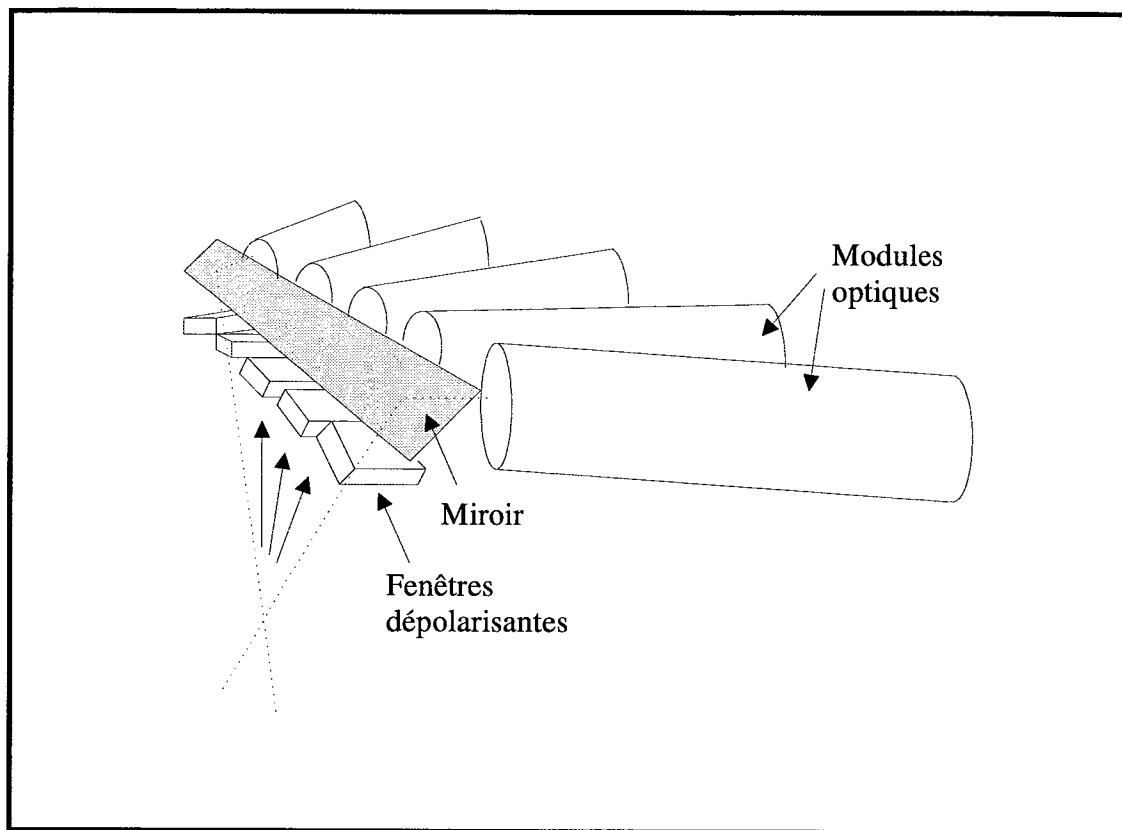


Figure 1.2-1 : Arrangement des modules optiques du capteur MERIS

Chaque télescope forme l'image de la surface de la Terre sur la fente d'entrée du spectromètre qui disperse la lumière et l'envoie sur une matrice de détecteurs CCD. Sur une ligne de la matrice CCD est imagée la ligne au sol observée par le télescope, et à chaque élément de cette ligne est associé son spectre sur la colonne correspondante de la matrice (figure 1.2-2). Les lignes suivantes sont observées grâce au déplacement de la plate-forme sur son orbite. La fauchée du capteur au sol est d'environ 1100 kilomètres.

Chaque ligne de la matrice CCD correspond à une bande spectrale de largeur 1,25 nanomètres à l'intérieur du domaine spectral 400 nanomètres-1050 nanomètres (figure 1.2-3). Les charges électroniques stockées par chaque ligne de détecteurs sont transférées dans un registre à décalage. Les signaux détectés par plusieurs lignes de la matrice sont sommés dans ce registre pour former des micro-bandes de largeur élémentaire inférieure ou égale à 5 nanomètres.



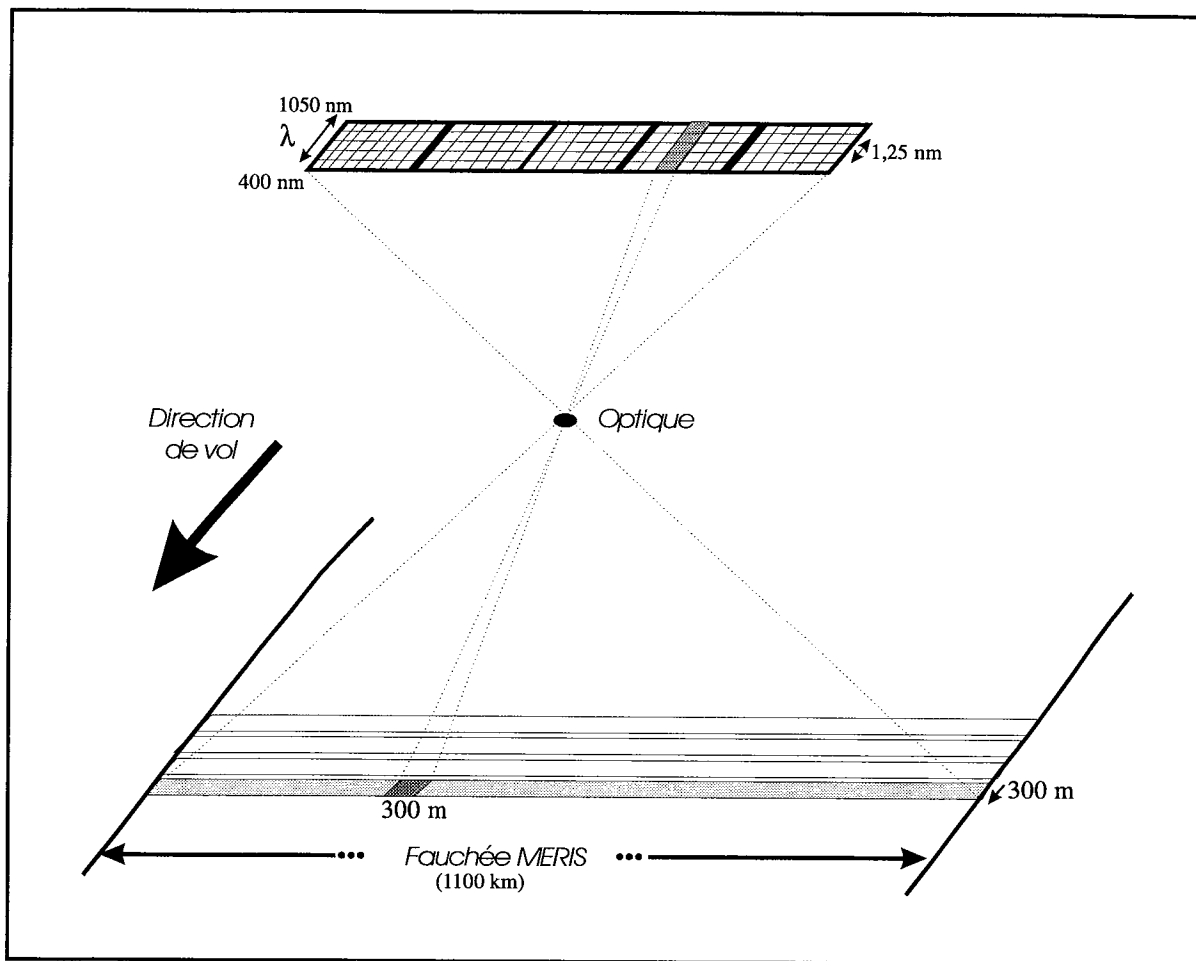


Figure 1.2-2 : Principe de prise de vue du capteur MERIS

A la sortie du registre à décalage les signaux analogiques obtenus pour chaque micro-bande sont amplifiés, échantillonnés puis codés. Ils sont intégrés à nouveau pour former les signaux correspondants aux bandes spectrales sélectionnées pour la mission. On obtient alors les données à pleine résolution correspondant à un pixel au sol de 300 mètres de côté. La résolution spatiale est déterminée par le temps d'intégration de chaque ligne visée au sol par les détecteurs CCD et par la vitesse de déplacement du satellite sur son orbite. Afin de réduire le flux de données produit par le capteur, des données à résolution réduite, correspondant à un pixel au sol de 1200 mètres de côté, sont aussi fabriquées en moyennant quatre pixels adjacents sur quatre lignes successives. Les comptes numériques ainsi générés seront transmis au sol sous la forme de paquets de bits contenant des données à pleine résolution ou bien à résolution réduite.

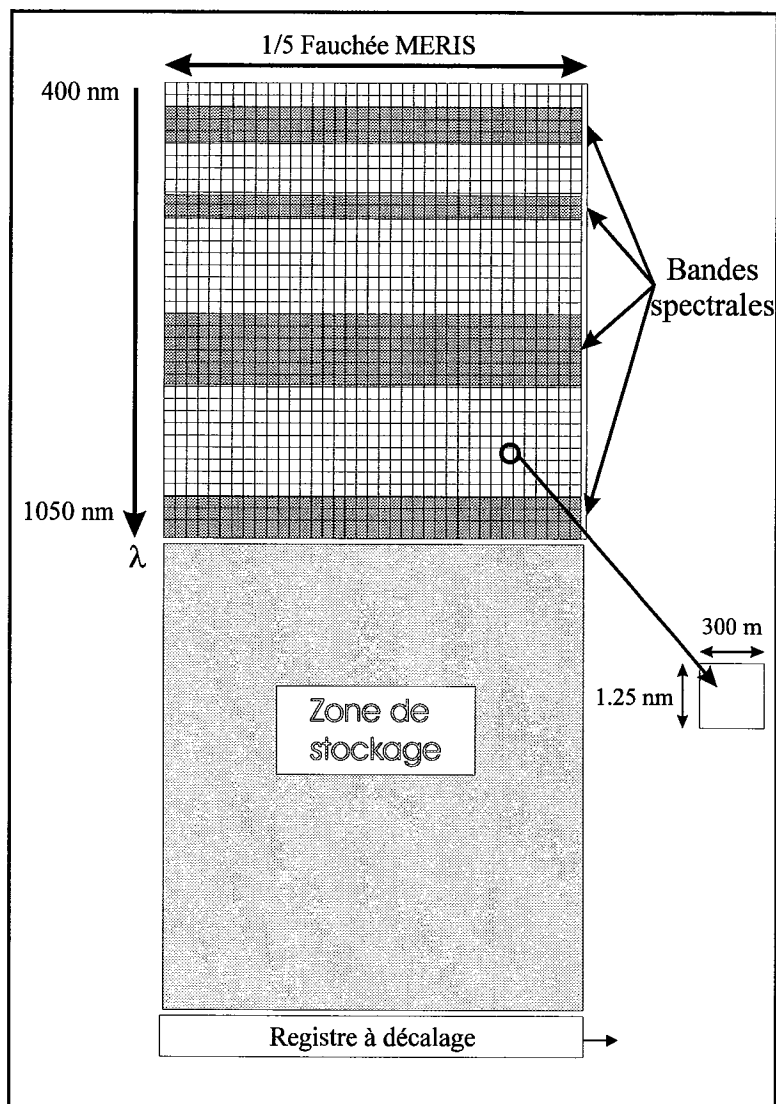


Figure 1.2-3 : Principe de détection du signal par une matrice CCD

La table 1.2-4 résume les principaux paramètres de performance du spectroradiomètre MERIS.

Intervalle spectral	400 à 1050 nm
Champ de vue total	68,5 deg
Largeur totale de la fauchée	1100 km
Résolution spatiale	300 et/ou 1200 m
Intervalle d'échantillonnage spectral	1,25 nm
Nombre de bandes transmises	15

Table 1.2-4 : Les paramètres de performance du capteur MERIS

### 1.2.2 - LE PRINCIPE D'ÉTALONNAGE DU CAPTEUR MERIS

L'étalonnage permet de relier le signal en sortie de l'instrument (valeurs numériques) au signal en entrée (grandeurs physiques) afin de prendre en compte les pertes de transmission de l'optique, le rendement des détecteurs, les courants d'obscurité des détecteurs et les gains de la chaîne d'amplification. L'étalonnage d'un capteur comme MERIS doit être très fin afin d'être assuré de disposer d'une grande précision radiométrique et spectrale sur les mesures effectuées. Le capteur est d'abord étalonné au sol, puis en vol grâce à un système d'étalonnage embarqué afin de corriger d'éventuelles dérives de vieillissement des composants au cours de la vie orbitale du capteur.

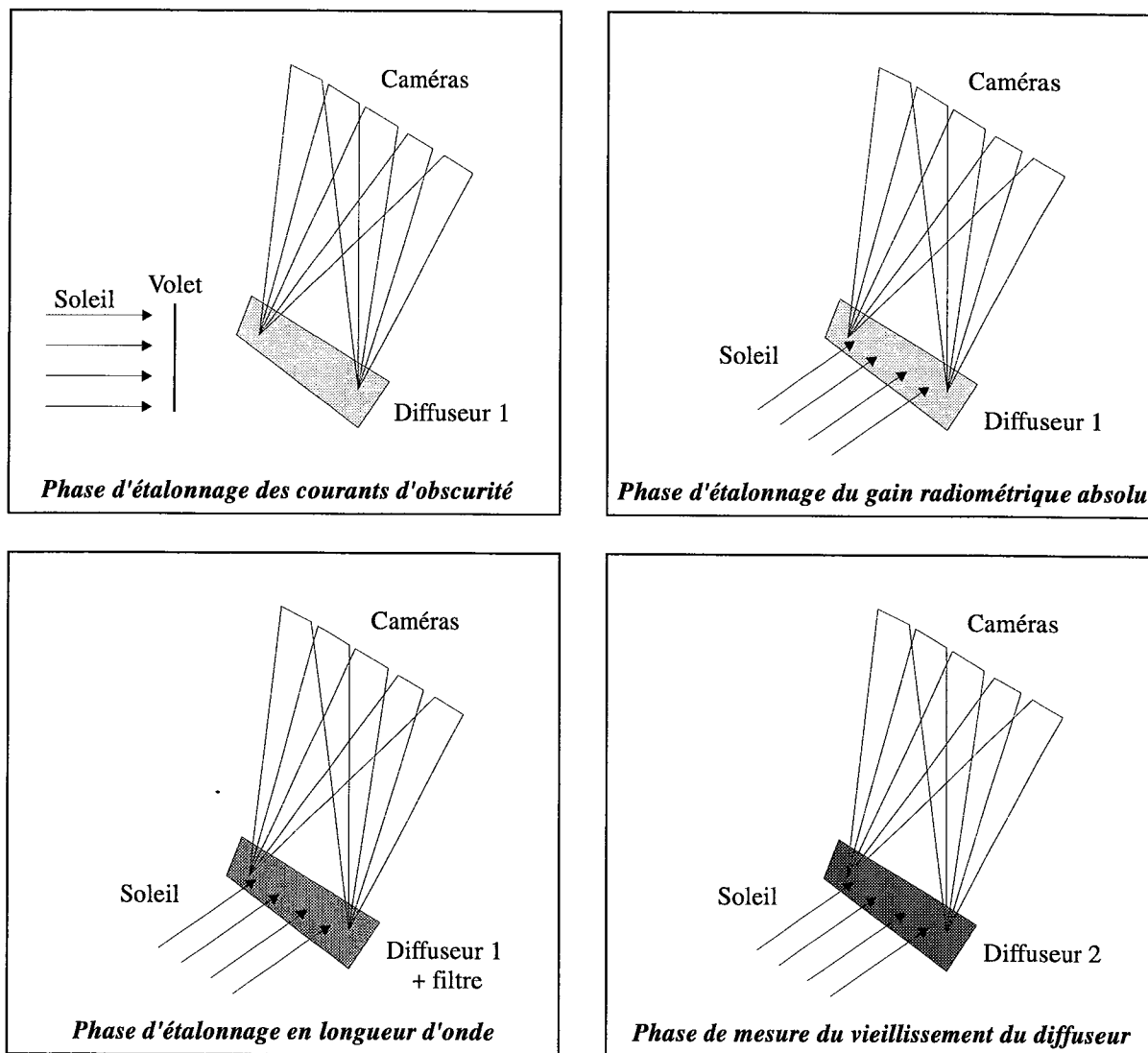
On cherche donc une relation liant les comptes numériques (C.N.) produits par l'instrument aux luminances (L) en entrée de l'instrument, du type  $C.N. = AL + B$ , où A correspond au gain total de l'instrument (gains électroniques, gain des détecteurs...) et B aux courants d'obscurité. Pour calculer ces deux coefficients A et B, on illumine des panneaux diffuseurs dont on connaît le pouvoir réfléchissant à l'aide de sources connues (lampe, soleil), et on fait parvenir cette lumière réfléchie sur les détecteurs après passage dans les modules optiques du capteur. Cette opération est effectuée au sol avant le lancement puis régulièrement en vol pendant toute la durée de la mission. Les coefficients ainsi calculés sont ensuite appliqués aux comptes numériques produits par l'instrument lorsque celui-ci observe la surface.

L'étalonnage en vol du capteur MERIS comporte plusieurs phases que l'on a représentées sur la figure 1.2-5. Il se compose :

- d'une phase d'étalonnage des courants d'obscurité des détecteurs qui permet de déterminer le niveau du signal à soustraire du signal mesuré par le capteur (coefficient B). Pendant cette phase un volet obture le passage du rayonnement solaire afin que les détecteurs ne reçoivent aucun éclairage, puis on mesure le signal produit en sortie d'instrument.

- d'une phase d'étalonnage du gain radiométrique absolu qui relie le niveau du signal en entrée de l'instrument au compte numérique produit en sortie de l'instrument (coefficient

A). Pendant cette phase un diffuseur d'albédo connu est illuminé par le Soleil. Les signaux mesurés pendant cette phase sont comparés aux signaux obtenus au sol à l'aide du même diffuseur.



- d'une phase d'étalonnage du gain radiométrique absolu qui relie le niveau du signal en entrée de l'instrument au compte numérique produit en sortie de l'instrument (coefficient A). Pour cela, un diffuseur d'albédo connu est illuminé par le Soleil et les signaux mesurés sont comparés aux signaux obtenus au sol à l'aide du même diffuseur.

- d'une phase de mesure du vieillissement des diffuseurs. On remplace les diffuseurs utilisés habituellement par d'autres identiques aux premiers mais ayant rarement servi.

- et enfin d'une phase d'étalonnage en longueur d'onde qui permet d'identifier précisément quelles sont les bandes spectrales qui ont été réellement fabriquées par l'instrument par rapport aux définitions des bandes spectrales programmées pour la mission. Pendant cette phase, un diffuseur dopé de pigments, dont le spectre présente des caractéristiques connues (minima et maxima de réflectance) est éclairé par le Soleil. Les phases d'étalonnage des courants d'obscurité et du gain radiométrique absolu seront effectuées environ une fois tous les deux mois. L'étalonnage en longueur d'onde et la mesure du vieillissement des diffuseurs seront réalisées à une fréquence beaucoup plus faible.

### 1.3 - QU'EST-CE QU'UNE MISSION SPATIALE ?

Une mission spatiale d'observation de la Terre se définit en premier lieu par les objectifs scientifiques qu'elle doit remplir et, par conséquent, par le type de cibles que l'on désire observer. Une fois que l'on a fixé le but de la mission d'observation (étude des océans, de la végétation ou bien encore de l'atmosphère...) il faut traduire ces objectifs scientifiques en terme de contraintes imposées au système d'observation. Il faut alors définir le type de capteur et le segment-sol de traitement des données qui permettra à l'utilisateur d'obtenir les produits-images sur la zone géographique et à la date de son choix. Une revue détaillée de l'ensemble des éléments constituant une mission spatiale peut être trouvée dans Wall et Ledbetter (1991).

#### 1.3.1- LES DIFFÉRENTS CHOIX-MISSION

Les différents paramètres caractérisant le système d'observation pour une mission donnée peuvent se résumer aux choix :

- de la **partie du spectre électromagnétique** la mieux adaptée aux besoins de la mission. Il faut alors choisir les positions des bandes spectrales et leur largeur en fonction des phénomènes physiques que l'on veut détecter et des signatures spectrales des différentes cibles que l'on veut observer.

- de la **résolution spatiale** au sol, c'est-à-dire la taille du plus petit élément que l'on peut discerner au sol. Ce besoin dépend de l'échelle des différentes cibles à observer. La résolution spatiale nécessaire à l'observation des océans s'étend de quelques centaines de mètres pour l'observation des zones côtières à un kilomètre environ pour l'observation du plein océan. La résolution spatiale nécessaire à l'observation de la végétation et des terres émergées est de l'ordre de quelques dizaines de mètres seulement.

- du besoin en **répétitivité** des observations et en **capacité de couverture** de la surface terrestre. Grâce à une orbite polaire, la globalité de la surface terrestre peut être couverte et la capacité du capteur à observer la même zone peut être de quelques jours seulement ce qui

permet de détecter des changements qui s'effectuent en de très courtes périodes. Le besoin en répétitivité est le plus grand lorsque l'on désire observer l'océan ou l'atmosphère où des changements interviennent rapidement, alors que pour la végétation ou bien les sols, les changements sont généralement plus lents.

- de *l'heure locale d'observation* pour les satellites héliosynchrones (dont le plan de l'orbite fait un angle constant avec la direction du soleil). L'heure locale d'observation pour une latitude donnée reste fixe tout au long de l'année, ce qui facilite la comparaison de séries temporelles d'images pour lesquelles les conditions d'éclairement sont très proches.

- de la *résolution radiométrique* du capteur qui correspond à la dynamique du signal que le capteur peut mesurer. Elle résulte d'un compromis entre les différentes cibles observables par le capteur. Ce dernier peut en effet recevoir des signaux très forts provenant par exemple d'une surface couverte de sable ou de glace et des signaux très faibles comme ceux que renvoie l'océan.

- du *décalage* et de la *cadence de diffusion des données*. L'une des principales difficultés d'une mission spatiale réside dans la maîtrise du gigantesque flux de données produit par le ou les capteurs à chaque orbite. Les données sont provisoirement sauvegardées à bord puis sont transmises à une station de réception au sol lorsqu'elle se trouve en vue du capteur. La capacité physique des unités de sauvegarde embarquées est limitée, de même que le débit de transmission des données du satellite au sol, ce qui impose des contraintes de dimensionnement du volume de données produit. Ceci se traduit en un compromis entre le nombre de bandes spectrales pouvant être transmises simultanément, la résolution spatiale au sol et la fauchée du capteur.

Pour définir complètement une mission spatiale il ne faut pas seulement fixer les paramètres du système d'observation que l'on va utiliser, mais il faut aussi définir le *segment-sol* de la mission, qui constitue l'interface entre les données produites par le capteur et les produits-images délivrés aux utilisateurs. Les données reçues au sol contiennent les données-images associées à la prise de vue du capteur mais aussi des données auxiliaires (date, liste

des bandes spectrales, coefficients d'étalonnage...). Elles sont, soit traitées directement par la station de réception qui les diffuse ensuite aux utilisateurs par satellite ou via un réseau de données, ou bien la plupart du temps, transmises à un centre spécialisé dans le traitement et l'archivage. Elles y sont transformées en un certain nombre de produits-images directement exploitables par les utilisateurs.

### **1.3.2- LA MISSION SPATIALE DU CAPTEUR MERIS**

Comme nous l'avons dit précédemment, l'objectif scientifique principal de la mission du capteur MERIS est la mesure de la couleur de l'eau. Mais le capteur fournira aussi des informations sur l'atmosphère et les terres émergées. Les objectifs de la mission MERIS incluent :

*- pour l'étude des océans :*

- la mesure des concentrations en pigments chlorophylliens, en matières organiques dissoutes (substances jaunes) ou en suspension dans l'eau (sédiments),
- la surveillance de la pollution,
- la surveillance de l'érosion des zones côtières,
- l'observation de la banquise.

*- pour l'étude de l'atmosphère :*

- la mesure de certains paramètres atmosphériques comme l'épaisseur optique et l'altitude des nuages, les types et les concentrations en aérosols et le contenu intégré en vapeur d'eau.

*- pour l'étude des terres émergées :*

- la surveillance de la désertification,
- la surveillance de la déforestation,
- la cartographie des forêts et des cultures,
- l'estimation de la biomasse végétale.



En fonction des objectifs scientifiques prévus pour la mission, des bandes spectrales ont été choisies pour le capteur MERIS et sont présentées dans la table 1.3-1. Ce choix des bandes spectrales n'est pas définitif et est actuellement étudié par le comité scientifique en charge de la mission MERIS. Une fois le capteur en orbite, ces bandes peuvent être modifiées puisqu'il est possible de les programmer en position et en largeur depuis le sol par télécommande.

Notons que la définition de ces bandes spectrales a évolué très légèrement au cours de la thèse (par exemple la longueur d'onde centrale de la bande #2 est passée de 445 à 442,5 nanomètres). Il peut donc y avoir dans le texte des résultats acquis avec des bandes spectrales correspondant aux différentes définitions successives. Ces différences sont suffisamment mineures en ce qui nous concerne pour que nous n'en tenions pas compte.

No.	Longueur d'onde centrale (nm)	Largeur de bande (nm)	Principales applications
1	412,5	10	Substances jaunes, turbidité
2	442,5	10	Maximum d'absorption de la chlorophylle
3	490	10	Chlorophylle et autres pigments
4	510	10	Turbidité/ sédiments
5	560	10	Référence chlorophylle/ sédiments
6	620	10	Sédiments
7	665	10	Absorption par la chlorophylle
8	681.25	7.5	Fluorescence de la chlorophylle
9	705	10	Corrections atmosphériques
10	753.75	7.5	Référence pour l'absorption par l'oxygène
11	760	2.5	Absorption par l'oxygène, branche -R
12	765	5	Absorption par l'oxygène, branche -P
13	775	12.5	Aérosols, végétation
14	865	10	Corrections des aérosols au dessus de l'océan, végétation
15	890	10	Référence pour l'absorption par la vapeur d'eau
16	900	10	Absorption par la vapeur d'eau

Table 1.3-1 : Les bandes spectrales sélectionnées pour la mission du capteur MERIS

Pour mieux comprendre comment s'est effectué le choix des bandes spectrales en fonction des objectifs scientifiques fixés pour la mission, on a représenté sur la figure 1.3-2 les

signatures spectrales typiques d'un certain nombre de cibles (neige, sol sec, végétation, eau...) ainsi que les bandes spectrales MERIS. Chaque cible a une capacité à renvoyer le rayonnement qu'elle reçoit qui lui est propre. Ce pouvoir réflecteur ou réflectance dépend de la longueur d'onde et constitue l'information qui permet d'identifier la nature d'une cible observée depuis l'espace. Cependant, comme on le verra dans le chapitre suivant, cette identification n'est pas directe, il faut d'abord corriger le signal mesuré par le capteur des effets atmosphériques qui viennent perturber cette reconnaissance. Pour effectuer ces corrections atmosphériques, certains canaux dans l'infrarouge sont utilisés.

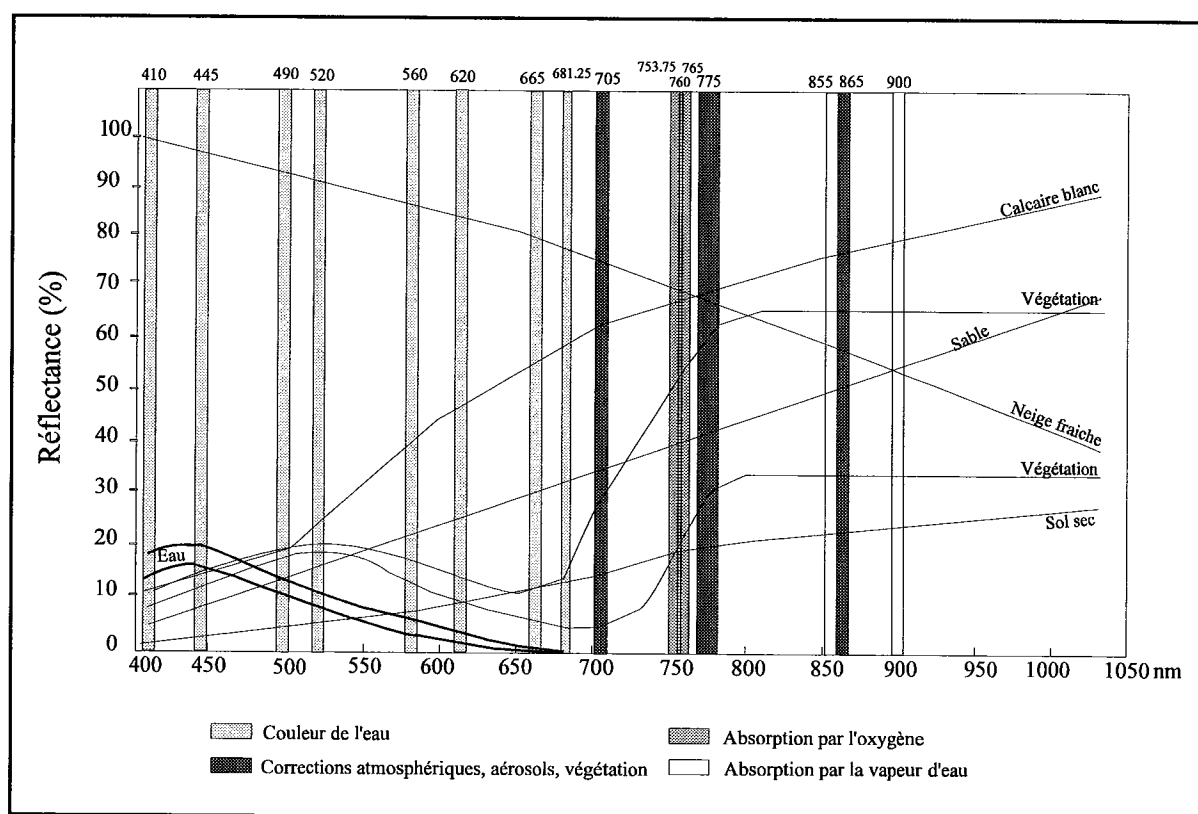


Figure 1.3-2 : Représentation schématique des spectres de réflectances typiques et bandes spectrales de la mission MERIS.

MERIS sera embarqué à bord de la plate-forme Envisat-1 qui sera lancée en 1998. Envisat-1 emportera à son bord 10 autres instruments en plus du capteur MERIS (Pfeiffer *et al.*, 1993 ; Readings et Dubock, 1993). La table 1.3-3 présente les paramètres orbitaux de la plate-forme à la date de septembre 1995. Elle sera lancée sur une orbite inclinée d'environ 98,55 degrés sur l'équateur à une altitude moyenne de 800 kilomètres. Cette orbite sera héliosynchrone, l'heure locale de passage de la plate-forme au dessus de l'équateur sera de 10

heures du matin (lorsque le satellite est en orbite descendante, c'est-à-dire qu'il se dirige vers le pôle sud). MERIS effectuera donc ses observations en trajectoire descendante au-dessus de la face de la Terre éclairée par le Soleil, sa trajectoire ascendante étant effectuée de nuit. La période de l'orbite, d'environ 101 minutes, permettra une couverture globale de la surface en à peu près 3 jours par le capteur MERIS (cela dépend en effet de la largeur de la fauchée du capteur). La plate-forme décrira exactement la même orbite tous les 35 jours.

Altitude moyenne	799,8 km
Période	100,59 min
Heure moyenne locale au noeud descendant	10:00
Inclinaison	98,55 deg
Répétitivité	35 jours

Table 1.3-3 : Les paramètres orbitaux de la plate-forme Envisat-1

La figure 1.3-4 présente les conditions d'illumination d'une scène observée par le capteur MERIS.

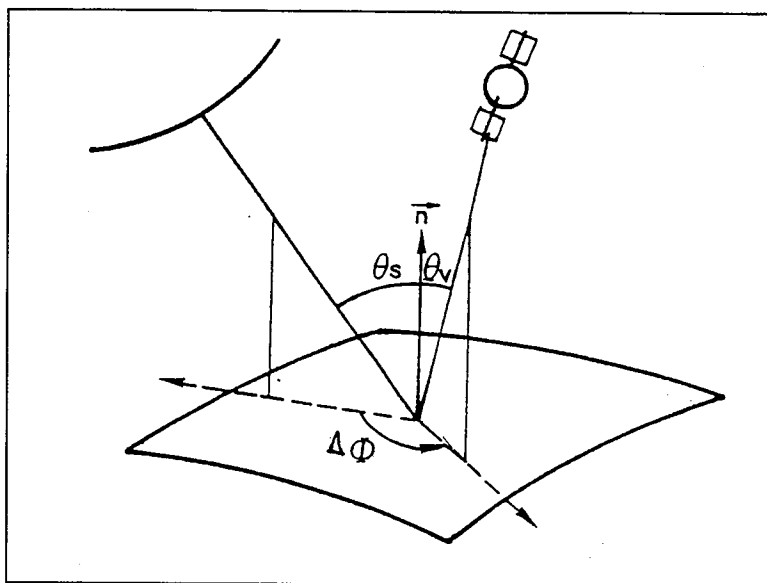


Figure 1.3-4 : Les conditions d'illumination d'une scène observée par MERIS

Ces conditions d'illumination sont caractérisées par trois angles :

- l'angle zénithal solaire,  $\theta_s$ , est l'angle entre la normale locale au point visé au sol et la direction du soleil,

- l'angle zénithal du capteur,  $\theta_v$ , est l'angle entre la normale locale au point visé au sol et la direction du capteur,
- enfin, la différence d'azimut,  $\Delta\phi = \phi_v - \phi_s$ , représente l'angle entre le plan contenant la direction du capteur et le plan contenant la direction du Soleil. L'azimut du soleil  $\phi_s$  est choisi comme référence.

L'éclairement reçu par un point de la Terre visé par le capteur dépend de la hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon de ce point. Cette hauteur caractérisée par l'angle zénithal solaire varie en fonction de la saison. La figure 1.3-5 présente la variation de l'angle zénithal solaire au point situé sous le capteur MERIS (nadir) au cours d'une année selon la latitude.

L'angle zénithal solaire minimum se situe dans l'hémisphère nord en été en raison de l'heure matinale (10 heures) choisie pour le passage de MERIS au noeud descendant. Par suite de l'inclinaison de l'axe des pôles de la Terre sur le plan de l'écliptique, la répartition des courbes d'égale valeur de l'angle zénithal solaire (tracées pour 30, 40, 50, 60, 70 et 80 degrés) n'est pas symétrique par rapport à l'équateur.

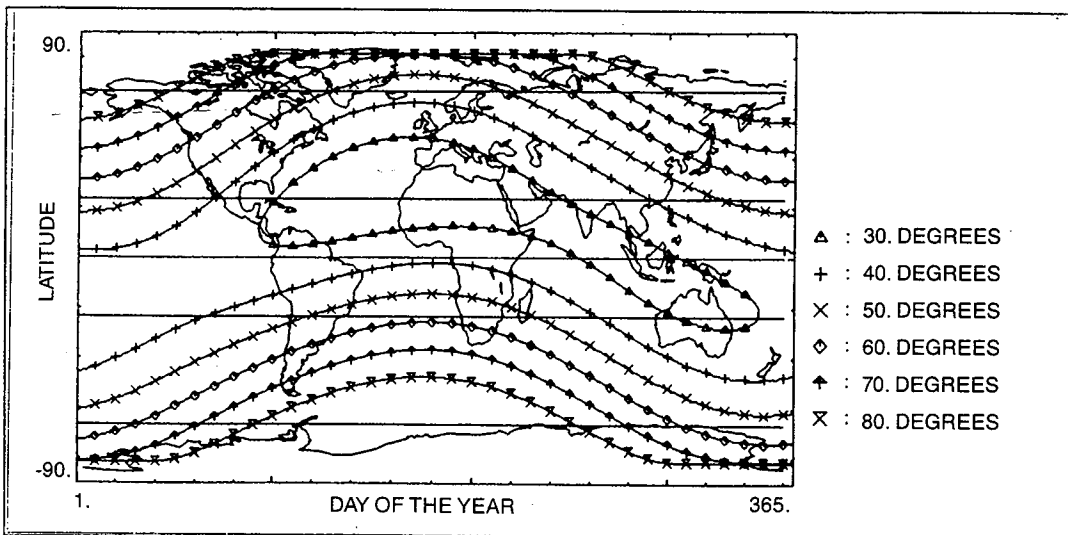


Figure 1.3-5 : Variation de l'angle zénithal solaire au point sous le capteur au cours d'une année selon la latitude

La latitude au point sous le satellite correspondant à un angle zénithal solaire donné, varie selon les saisons. Pour un angle zénithal inférieur à 60 degrés, les latitudes couvertes

varient entre -80 degrés au sud et 30 degrés au nord en hiver (jour 3), entre -50 degrés au sud et 60 degrés au nord au printemps (jour 80) et entre -25 degrés au sud et 80 degrés au nord en été (jour 184).

Un exemple des conditions géométriques d'illumination rencontrées dans le champ de vue du capteur MERIS est donné sur la figure 1.3-6. Les variations des trois angles  $\theta_s$ ,  $\theta_v$ , et  $\Delta\phi$  sont représentées dans le champ de vue du capteur (entre - 34 et + 34 degrés) pour une demi-orbite descendante en fonction de la latitude au 21 mars (jour 80). Pour un jour donné, le signal mesuré par le capteur MERIS au dessus de la scène qu'il observe, dépend de ces conditions d'illumination.

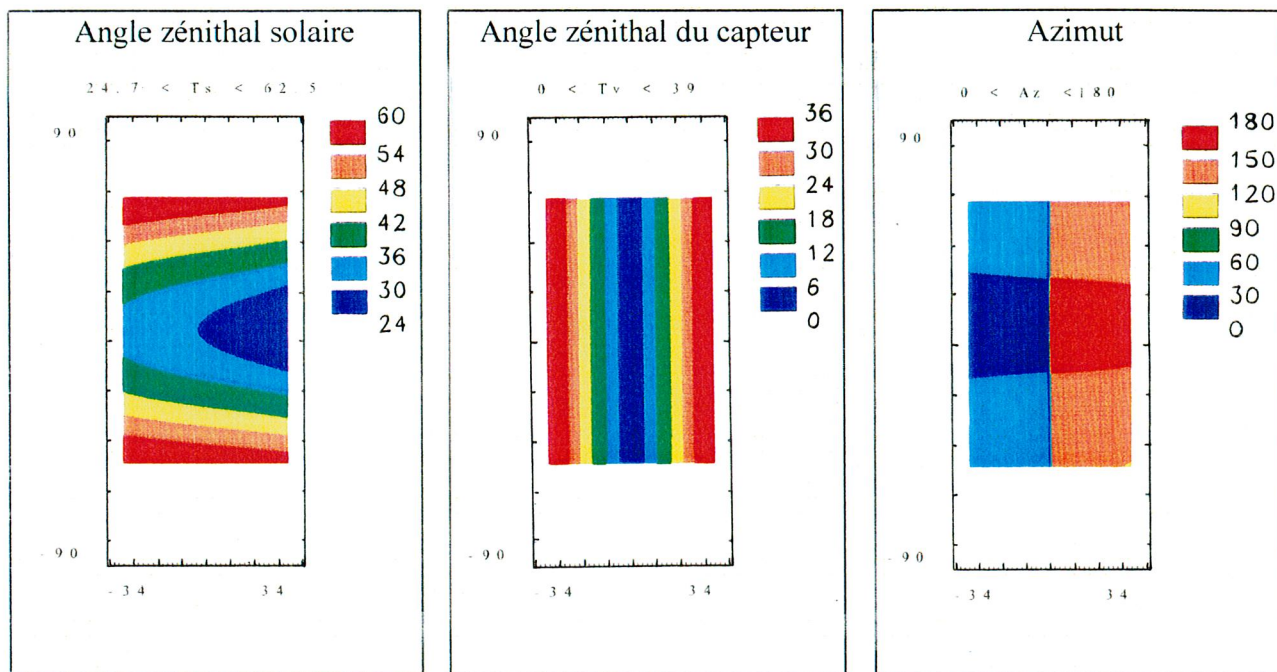


Figure 1.3-6 : Variations des conditions d'illumination dans le champ de vue du capteur MERIS pour le 21 mars.

**L'OBSERVATION DE LA COULEUR DE L'EAU  
A PARTIR DE L'ESPACE**

## 2.1 - NOTIONS D'OPTIQUE MARINE

Les observations effectuées depuis l'espace permettent d'obtenir des mesures fréquentes et à grande échelle de la couleur de l'océan. A l'aide d'algorithmes spécifiques (dits algorithmes bio-optiques), il est possible de déterminer à partir de ces mesures les concentrations en divers pigments océaniques contenus dans la couche superficielle de l'eau. La connaissance de la concentration en pigments chlorophylliens présente un intérêt particulier pour les océanographes puisqu'elle intervient notamment dans l'évaluation de la biomasse et de la productivité du phytoplancton et permet de mieux estimer le rôle que jouent les océans dans le cycle global du carbone et à plus long terme dans l'évolution du climat.

Nous ne prenons ici en considération que les eaux dites du Cas 1 (Morel et Prieur, 1977; Gordon et Morel, 1983), pour lesquelles il est supposé que le phytoplancton et ses dérivés (débris associés, substances dissoutes organiques) déterminent majoritairement les propriétés optiques du milieu marin. Ce type d'eau est représentatif du plein océan par opposition aux zones côtières (eaux dites du Cas 2) qui sont fortement chargées en constituants d'origine organique et/ou inorganique. Les propriétés optiques des eaux côtières dépendent généralement de plusieurs constituants autres que le phytoplancton et varient beaucoup d'un endroit à un autre ce qui rend très difficile la mesure depuis l'espace des concentrations de ces divers constituants.

La sensation visuelle de couleur de l'eau que l'on a lorsque l'on regarde l'océan dépend des conditions d'illumination de la surface et des propriétés optiques propres du milieu marin. Les variations de la couleur de l'eau sont directement liées aux variations spectrales de la réflectance du milieu marin mesurée juste sous la surface, notée  $R(\lambda)$ , qui est définie comme le rapport entre l'énergie émergeant vers la surface (éclairage ascendant  $E_u(\lambda)$ ) et l'énergie pénétrant dans l'eau (éclairage descendant  $E_d(\lambda)$ ) :

$$R(\lambda) = E_u(\lambda) / E_d(\lambda) \quad (2.1)$$

L' éclairage descendant vers la surface ne dépend que de l'atténuation du rayonnement par l'atmosphère alors que l'éclairage ascendant varie en fonction de la

capacité du milieu marin à absorber et à rétrodiffuser les photons. Ainsi la réflectance s'exprime aussi en fonction des propriétés optiques inhérentes du milieu marin (le coefficient d'absorption  $a(\lambda)$  et le coefficient de rétrodiffusion  $b_b(\lambda)$ ) qui varient en fonction de la nature des substances dissoutes ou en suspension qui s'y trouvent. Morel et Prieur (1977) ont donné la réflectance  $R(\lambda)$  avec sous la forme :

$$R(\lambda) = 0,33 b_b(\lambda) / a(\lambda) \quad (2.2)$$

En fait, Morel et Gentili (1991, 1993) ont montré que  $R(\lambda) = f [b_b(\lambda) / a(\lambda)]$  où le facteur  $f$  n'est pas constant et varie entre 0,3 et 0,5 en fonction des conditions d'illumination et des propriétés optiques de l'eau.

Pour les eaux du Cas 1, un modèle de réflectance, développé par Morel (1988) établit les variations spectrales de la réflectance  $R(\lambda)$  en fonction de la concentration en pigments chlorophylliens, notée Chl, comme unique paramètre. Ce modèle étant un modèle semi-analytique non linéaire, il n'est pas possible de l'inverser afin d'estimer directement la concentration en pigments chlorophylliens contenus dans l'eau. Il faut utiliser des algorithmes dits bio-optiques qui sont fondés sur la corrélation existant entre la concentration en pigments chlorophylliens et les variations spectrales de la réflectance.

La figure 2.1-1 présente le spectre de la réflectance  $R(\lambda)$  pour différentes concentrations en chlorophylle (Chl = 0, 1, 3 et 10  $\text{mg.m}^{-3}$ ) entre 400 et 700 nanomètres obtenu à l'aide du modèle de Morel. Aux courtes longueurs d'onde, le phénomène de rétrodiffusion prédomine sur le phénomène d'absorption dans le cas de l'eau de mer pure (Chl = 0  $\text{mg.m}^{-3}$ ), alors que l'absorption propre de l'eau devient prépondérante à partir de 700 nm (tous les photons pénétrant dans l'eau sont absorbés, ce qui produit une réflectance nulle). Dans le cas d'eaux contenant des pigments chlorophylliens, le minimum de réflectance pour les différentes concentrations est obtenu vers 440 nm (maximum d'absorption du phytoplancton) alors que le maximum de réflectance est obtenu vers 560 nm (minimum d'absorption du phytoplancton).



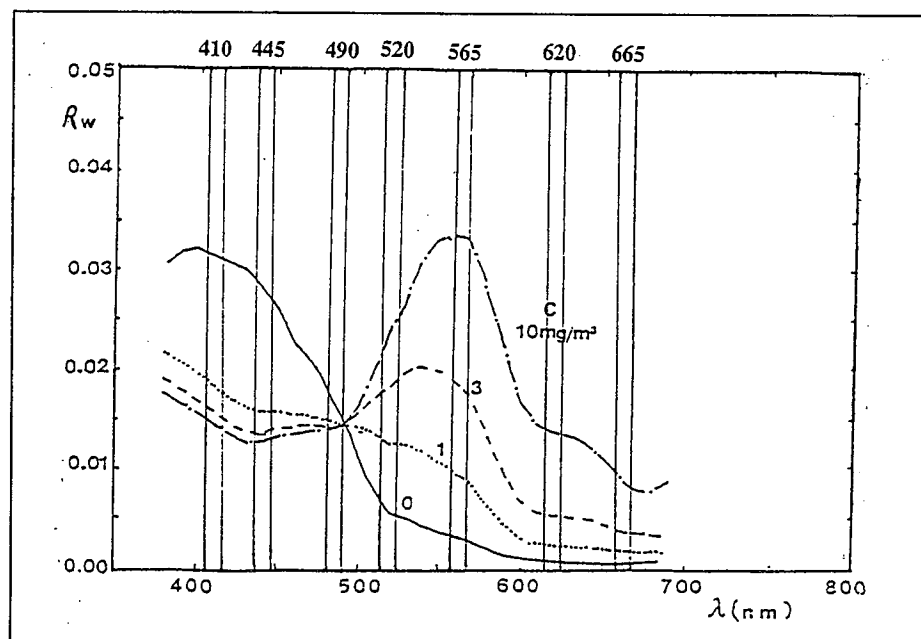


Figure 2.1-1 : Réflectance en fonction de la longueur d'onde pour plusieurs concentrations en chlorophylle obtenue en utilisant le modèle de Morel (1988). On a aussi représenté les canaux du capteur MERIS dédiés à la mesure de la couleur de l'eau.

En exploitant les variations très nettes des signaux à deux longueurs d'onde proches des maximum et minimum d'absorption du phytoplancton (par exemple les canaux à 442,5 nm et 560 nm dans le cas du capteur MERIS), il est possible d'estimer la concentration en chlorophylle à l'aide d'une relation du type:

$$\text{Chl} = A [R(442,5)/R(560)]^B \quad (2.3)$$

où les coefficients A et B sont obtenus par régression linéaire sur les logarithmes des concentrations en pigments chlorophylliens et des réflectances. Morel et Prieur (1977) ont été les premiers à établir une relation empirique de cette forme à partir de mesures de réflectances faites en mer. Les valeurs de réflectance peuvent aussi être calculées numériquement à l'aide d'un modèle de réflectance. Pour de fortes concentrations en pigments chlorophylliens, le signal à 442,5 nm devient très faible et peut ne plus être détectable par le capteur. Dans ce cas, on peut alors utiliser le signal à 510 nm au lieu de 442,5 nm et on détermine la concentration en pigments à partir du rapport de réflectance R(510)/R(560).

En fait, le capteur ne mesure pas directement la réflectance sous la surface  $R(\lambda)$ . Il mesure une luminance au sommet de l'atmosphère de laquelle on peut extraire la contribution marine, notée  $L_w^*(\lambda)$ , qui s'exprime comme le produit de la luminance marine  $L_w(\lambda)$  juste au dessus de la surface océanique et de la transmission atmosphérique diffuse,  $t$ , qui prend en compte l'atténuation subie par le rayonnement le long du trajet de la surface au capteur. La luminance marine  $L_w$  juste au dessus de la surface est fonction des conditions d'illumination, des effets de surface (réflexion et réfraction des photons à l'interface air-mer) et des propriétés optiques du milieu marin.

Elle s'exprime sous la forme:

$$L_w(0^+; \lambda, \theta_s, \theta_v, \Delta\phi) = E_d(0^+) \left[ \frac{(1 - \rho(\lambda, \theta_v)(1 - \bar{\rho}))}{m^2(1 - rR(0^-; \lambda))} \right] \frac{R(0^-; \lambda)}{Q(0^-; \lambda, \theta_s, \theta_v, \Delta\phi, U)} \quad (2.4)$$

- où
- $R(0^-; \lambda)$  est la réflectance sous la surface contenant l'information sur la couleur de l'eau.
  - $E_d(0^+)$  est l'éclairement incident juste au dessus de la surface.  $(1 - \bar{\rho})E_d(0^+)$  représente l'éclairement incident juste sous la surface,  $\bar{\rho}$  étant l'albédo de la surface.
  - $(1 - \rho(\lambda, \theta_v))/m^2$  représente la transmission des photons dans le sens eau-air,  $m$  étant l'indice de réfraction de l'eau et  $\rho(\lambda, \theta_v)$  la réflectance interne de Fresnel pour la direction  $\theta_v$ . Le terme  $1/(1 - rR)$  prend en compte l'ensemble des photons réfléchis à l'intérieur de l'océan,  $r$  étant la réflectance globale dans le sens eau-air moyennée pour toutes les directions ascendantes.  $\left[ \frac{(1 - \rho)(1 - \bar{\rho})}{m^2(1 - rR(0^-))} \right]$  vaut environ 0,545 (Gordon et Morel, 1983).
  - $Q$  est le rapport de l'éclairement ascendant, mesuré juste sous la surface, à la luminance ascendante mesurée juste sous la surface. Ce facteur géométrique prend en compte l'anisotropie du champ de luminances. Il serait égal à  $\pi$  si la distribution des luminances ascendantes était isotrope. En fait, ce facteur dépend des conditions d'illumination, de l'agitation de la surface par l'intermédiaire de la vitesse du vent  $U$  et des propriétés optiques inhérentes de l'eau (Morel et Gentili, 1993).

A partir de la luminance marine  $L_w$  à la surface, on peut donc connaître la réflectance  $R(\lambda)$  juste sous la surface et en déduire la concentration en pigments chlorophylliens à l'aide de l'équation (2.2).

La figure 2.1-2 représente la luminance marine  $L_w^*(\lambda)$  mesurée au sommet de l'atmosphère par le capteur MERIS dans le canal spectral à 445 nm le long d'une demi-orbite, pour des conditions d'éclaircement correspondant au 21 mars (jour 80) et un contenu en pigments chlorophylliens de  $0,3 \text{ mg.m}^{-3}$ . Toutes les cartes de luminance présentées dans la trace du capteur MERIS sont le résultat de simulations numériques réalisées à l'aide de l'outil logiciel qui simule la mission spatiale. Cet outil logiciel est présenté plus en détail dans le chapitre 3. Les luminances sont exprimées en  $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$ . La luminance marine représente moins de 10% du signal total mesuré par le capteur (figure 2.1-3). Cette contribution peut être encore plus faible pour une concentration en pigments chlorophylliens plus élevée (le nombre de photons absorbés sous la surface est alors plus grand) ou lorsque l'atténuation atmosphérique est plus importante, ce qui augmente la difficulté de l'extraire du signal total.

L'objectif de la mission MERIS est de permettre aux océanographes de discriminer environ 30 classes de concentrations en pigments chlorophylliens à partir des mesures du capteur (soit 10 classes de concentrations par décade de concentrations entre  $0,01 \text{ mg.m}^{-3}$  et  $10 \text{ mg.m}^{-3}$ ).

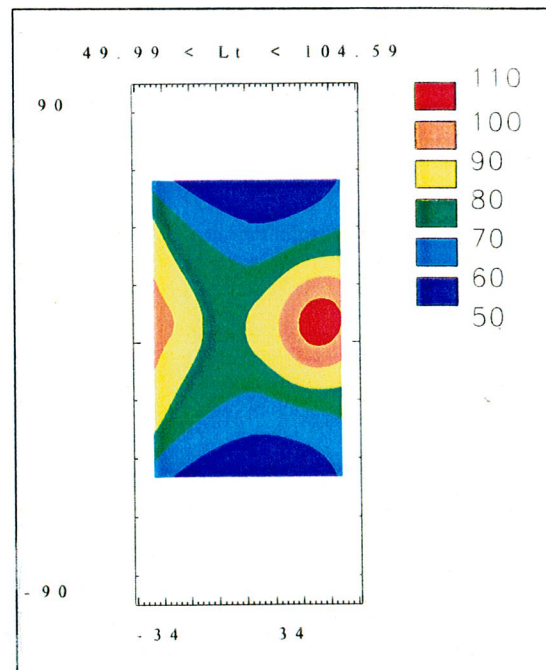
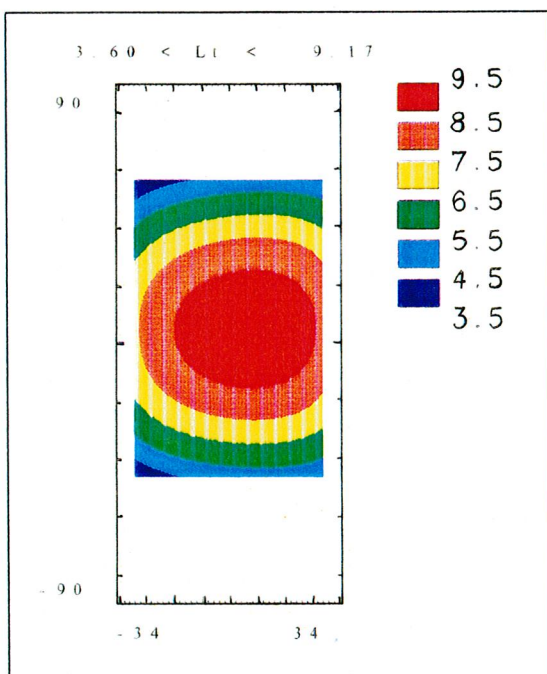


Figure 2.1-2 : Luminance marine  $L_w^*$  dans la trace du capteur MERIS pour le jour 80 et le canal à 445 nm. Le contenu en chlorophylle est homogène sur toute l'image et vaut  $0,3 \text{ mg.m}^{-3}$ .

Figure 2.1-3 : Luminance totale  $L^*$ , dans la trace du capteur MERIS pour le jour 80 et le canal à 445 nm. Les conditions atmosphériques sont standards. Les aérosols sont de type marin et la visibilité est de 23 km.

## 2.2 - LA MESURE DE LA COULEUR DE L'EAU DEPUIS L'ESPACE

Les mesures effectuées depuis l'espace par le capteur ne donnent malheureusement pas directement une mesure de la couleur de l'océan. Comme le montre la figure 2.2-1, le signal mesuré par le capteur en orbite provient de la rétrodiffusion du rayonnement solaire par le système océan-atmosphère.

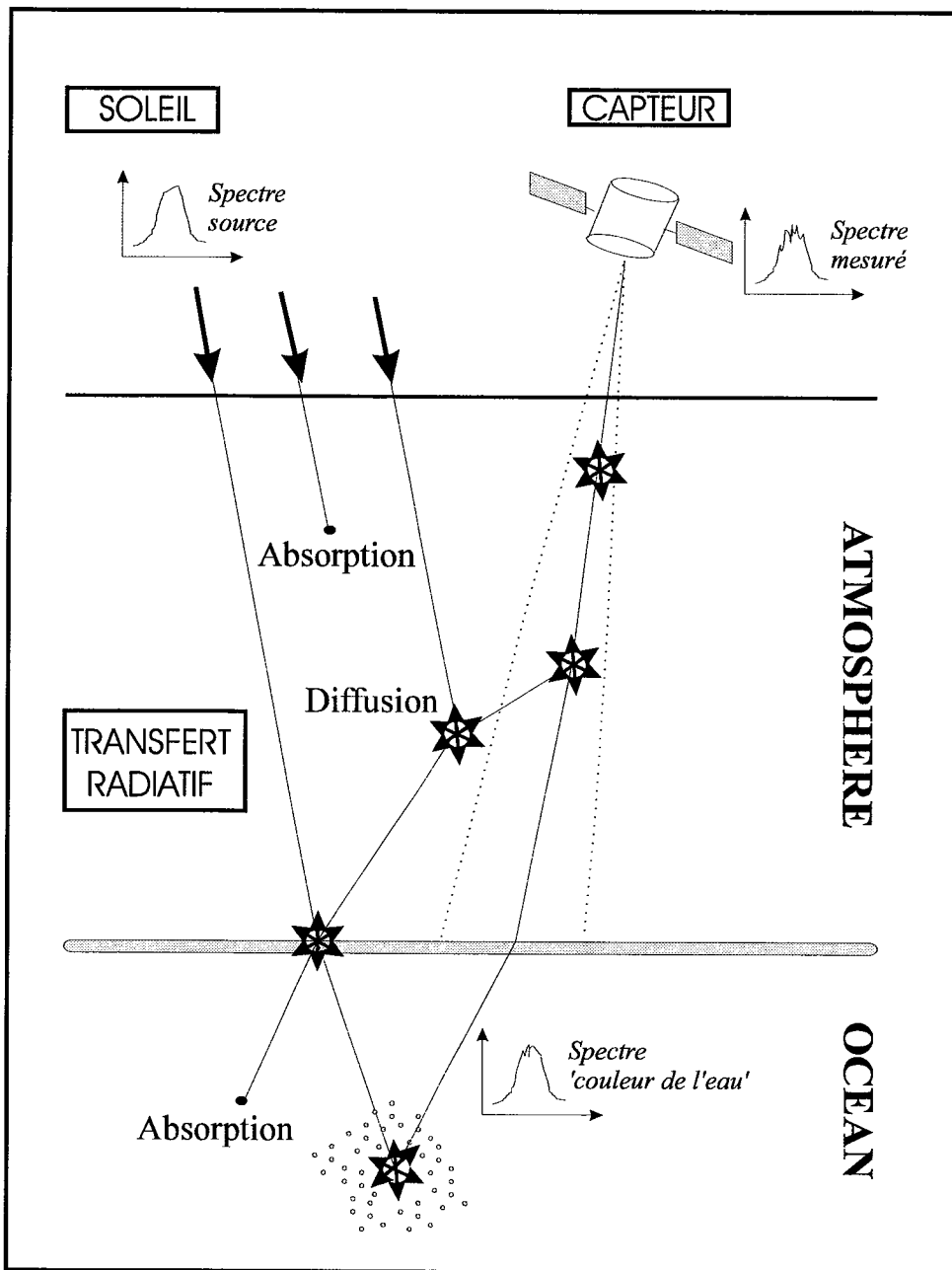


Figure 2.2-1 : Principe de la mesure de la couleur de l'eau à partir de l'espace

Le soleil éclaire la surface et le rayonnement renvoyé vers le capteur est modifié par les interactions avec le sol et l'atmosphère. Le signal reçu par le capteur se compose donc d'un signal atmosphérique dû à l'interaction du rayonnement avec l'atmosphère seule, d'un signal prenant en compte les effets de réflexion à la surface de l'océan et enfin d'un signal dû à la rétrodiffusion des photons solaires ayant pénétré dans l'océan et ayant interagi avec ses constituants (phytoplancton, matières dissoutes ou en suspension).

Lorsque l'on se fixe comme objectif-mission la mesure de la concentration de ces divers constituants, seul le rayonnement rétrodiffusé par l'océan (spectre 'couleur de l'eau') constitue le signal utile puisqu'il porte la signature spectrale de ses constituants et dépend directement de leurs propriétés optiques. Les signaux dus à l'atmosphère et à la réflexion des photons à la surface de l'océan sont alors considérés comme des bruits qu'il faut estimer avec la plus grande précision possible, puis soustraire du signal total afin d'obtenir le signal marin utile.

Cette procédure dite de 'corrections atmosphériques' est couramment utilisée pour traiter les données de couleur de l'eau et a été largement développée dans la littérature (Gordon, 1978 ; Gordon et Clark, 1980 ; Gordon et Castaño, 1987 ; Gordon et Wang, 1994). Une fois les corrections atmosphériques effectuées, le signal marin est exploité à l'aide d'algorithmes bio-optiques permettant l'estimation des concentrations des différents constituants (Gordon et Morel, 1983; Bricaud et Morel, 1987 ; Tassan, 1994 ; Sathyandranath *et al.*, 1994) (voir § 2.1).

D'autres méthodes de traitement des données existent. Ces méthodes font appel à des méthodes statistiques d'analyse des données (analyse en composantes principales, analyse factorielle) qui cherchent à déterminer le ou les canaux spectraux contenant le plus d'information sur les paramètres bio-optiques recherchés et les relations à ces paramètres qui définissent les variations des signaux dans ces canaux (Doerffer, 1981 ; Fischer *et al.*, 1986). Ensuite, une procédure itérative d'inversion calcule à l'aide d'un modèle de transfert radiatif le signal dans le ou les canaux sélectionnés par l'analyse statistique et le compare aux données fournies par le capteur. Le ou les paramètres bio-optiques inconnus et d'autres paramètres, comme des paramètres atmosphériques ou des paramètres de surface, sont modifiés jusqu'à ce que la différence entre le signal estimé et le signal mesuré par le capteur soit minimale. Ces méthodes ont jusqu'ici été appliquées surtout aux zones côtières où l'on cherche à mesurer les

concentrations des nombreux constituants océaniques qui définissent les variations du spectre mesuré par le capteur.

## 2.3 - INFLUENCE DE L'ETAT DE SURFACE

Un certain nombre de photons ne pénètrent pas à l'intérieur de l'océan mais sont réfléchis à sa surface et renvoyés vers le capteur. Ces photons peuvent contribuer au signal mesuré par le capteur de façon significative selon l'état d'agitation de la mer. Cette contribution ne contient aucune information sur la couleur de l'eau, et doit être considérée comme un bruit que l'on cherchera à éliminer lors du traitement des données au sol.

### 2.3.1 - CONTRIBUTION DE LA RÉFLEXION SPÉCULAIRE PAR LES VAGUES $L_g^*$

Cette luminance mesurée par le capteur au sommet de l'atmosphère, notée  $L_g^*$ , provient de la réflexion spéculaire des photons sur la surface de l'océan plus ou moins agitée par les vagues. L'importance de cette contribution dépend des conditions géométriques d'illumination de la surface et de visée du capteur ainsi que de la vitesse du vent à la surface. Le modèle de Cox et Munk (1954a et b; 1955), détaillé dans le chapitre 4, permet le calcul de la probabilité qu'une facette de vague renvoie spéculairement le rayonnement incident dans la direction du capteur. Si la surface de l'océan était parfaitement plane, les photons incidents seraient réfléchis comme par un miroir dans la direction spéculaire (direction symétrique de celle du soleil). On observerait alors à la surface une tache très brillante correspondant à l'image spéculaire du soleil. Plus la surface océanique est agitée par le vent, moins l'effet directionnel de la réflexion est prononcé, le point de réflexion spéculaire s'élargit alors jusqu'à former une tache de réflexion spéculaire.

La figure 2.3-1 représente la luminance  $L_g^*$  dans la trace du capteur MERIS pour une vitesse de vent de  $7 \text{ m.s}^{-1}$ . Cette contribution est mesurée par le capteur au sommet de l'atmosphère et prend donc en compte l'atténuation atmosphérique subie par les photons sur le trajet entre la surface et le capteur. Elle est très grande en particulier dans la partie droite de l'image MERIS, là où les conditions géométriques d'illumination et de visée correspondent aux conditions géométriques de réflexion spéculaire. Dans cette zone la luminance  $L_g^*$  est très

supérieure au signal marin et peut parfois provoquer la saturation du capteur. Il faut alors éliminer la zone de l'image où cette contribution est trop importante et corriger les pixels proches de cette zone contaminés par la réflexion spéculaire afin d'extraire le signal marin avec la meilleure précision possible.

### 2.3.2 - CONTRIBUTION DE LA RÉFLEXION DIFFUSE PAR L'ÉCUME $L_f^*$

Lorsque la vitesse du vent à la surface atteint 3 à 4 m.s<sup>-1</sup> (Monahan et O'Muircheartaigh, 1981), les vagues provoquent en déferlant, ou par arrachement des crêtes, la formation d'écume. Les photons incidents sont alors réfléchis de façon diffuse par l'écume. La réflectance de l'écume à la surface s'exprime comme le produit de surface recouverte par l'écume (qui varie proportionnellement à la vitesse du vent) et de la réflectance efficace de l'écume fixée par Koepke (1984) à environ 22% (cf. chapitre 4). Lorsque la vitesse du vent augmente, ces photons en remontant au sommet de l'atmosphère peuvent accroître le signal mesuré par le capteur de façon significative et atteindre des valeurs du même ordre de grandeur que le signal marin.

La figure 2.3-2 représente la luminance  $L_f^*$  due à la réflexion diffuse des photons par l'écume à la surface, mesurée par le capteur MERIS au sommet de l'atmosphère pour une vitesse de vent de 7 m.s<sup>-1</sup>. Comme on peut le voir cette contribution ne représente qu'une très faible part du signal total (inférieure à 1%) mais doit être prise en compte puisqu'elle peut être détectée par les capteurs de la nouvelle génération, comme MERIS, SEAWIFS ou MODIS, dont la sensibilité radiométrique est accrue.

### 2.3.3 - CORRECTION DES EFFETS DE REFLEXION A LA SURFACE

Afin d'éliminer les effets de réflexion à la surface, il faut estimer la contribution de la réflexion spéculaire par les vagues  $L_g^*$  et la contribution de la réflexion diffuse par l'écume  $L_f^*$  et soustraire ces deux contributions du signal mesuré par le capteur.

On verra plus loin qu'au niveau du segment-sol de la mission, la vitesse du vent est considérée comme une donnée auxiliaire provenant de sources externes nécessaire aux

traitements des données produites par le capteur. Cette connaissance de la vitesse du vent à la surface peut provenir de différentes sources :

- de centres de météorologie disposant de modèles numériques de prévision : US-Navy Fleet Numerical Oceanography Center (FNOC), European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF),
- de données satellitales produites par différents capteurs (diffusiomètres, altimètres ou radiomètres hyperfréquence),
- de mesures *in situ* fournies par des bouées, ou d'autres moyens (navires, plate-formes).

Les champs de vitesses de vent produits par les modèles numériques de prévision couvrent la quasi-totalité des zones océaniques du globe et sont actualisés toutes les 6 heures. Ils disposent d'une résolution horizontale de  $1,25^\circ \times 1,25^\circ$ , ce qui correspond à une mesure de vent par zone d'environ  $140 \text{ km} \times 140 \text{ km}$ . Les mesures de vent obtenues à partir de données satellitales sont instantanées et disposent d'une résolution spatiale plus fine (de l'ordre de  $45 \text{ km} \times 45 \text{ km}$  pour le diffusiomètre d'ERS-1). Ce capteur permet une estimation de la vitesse du vent à la précision de  $2 \text{ m.s}^{-1}$ . Les mesures anémométriques fournies par les moyens en mer sont ponctuelles et le nombre de mesures est très faible comparé à la surface des océans. Ces mesures sont, en fait, le plus souvent utilisées comme valeurs de référence pour valider des modèles de prévision ou des algorithmes de traitements de données satellitales.

Ces données auxiliaires ne permettent pas directement de connaître la vitesse du vent à la surface pour chaque pixel MERIS (de taille  $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ ) ou groupe de pixels. Il est nécessaire d'effectuer des interpolations à la fois dans le domaine spatial et dans le domaine temporel pour faire coïncider les données avec les instants de prise de vue du capteur MERIS et les zones géographiques qu'il observe. Compte tenu des résolutions relativement faibles des données auxiliaires disponibles et de la forte variabilité spatiale et temporelle du vent en intensité et en direction, il est difficile de disposer d'une connaissance très précise de la vitesse du vent à la surface pour effectuer les corrections des effets de réflexion à la surface.



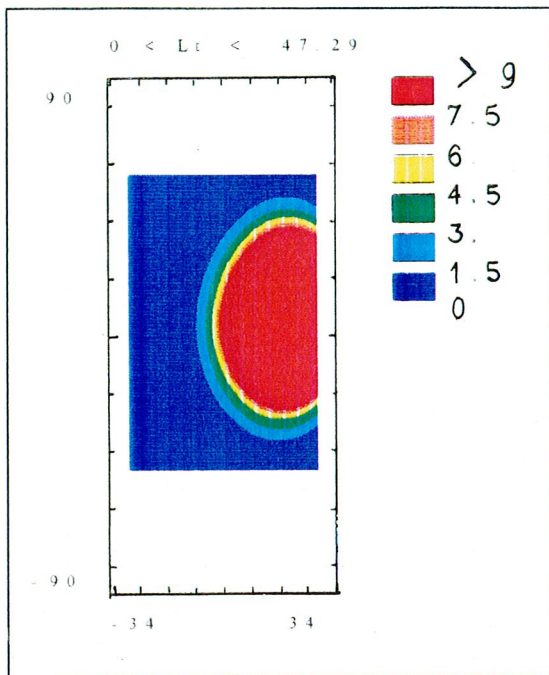


Figure 2.3-1 : Luminance  $L_g^*$  due à la réflexion spéculaire, dans la trace du capteur MERIS pour le jour 80 et le canal à 445 nm. La vitesse du vent est de  $7 \text{ m.s}^{-1}$ .

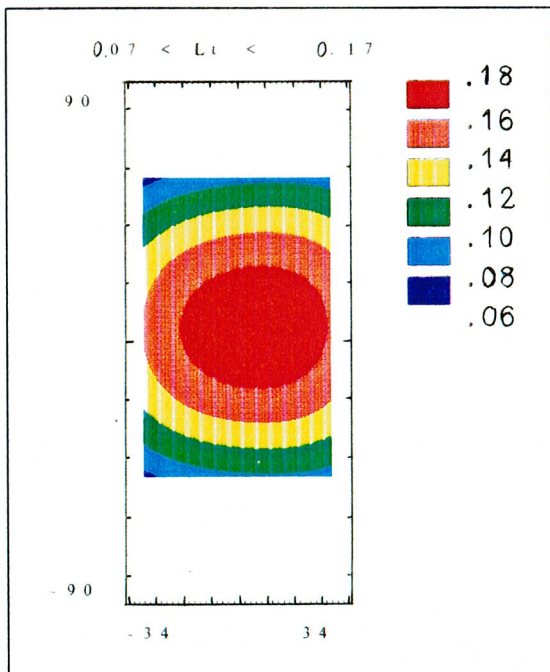


Figure 2.3-2 : Luminance  $L_f^*$  due à l'écume dans la trace du capteur MERIS pour le jour 80 et le canal à 445 nm. La vitesse du vent est de  $7 \text{ m.s}^{-1}$ .

## 2.4 - INFLUENCE DE L'ATMOSPHERE

Lors de leur double traversée de l'atmosphère, les photons subissent des phénomènes d'absorption par les gaz atmosphériques à des longueurs d'ondes spécifiques ou des diffusions sur tout le spectre par les molécules ou les aérosols (particules liquides ou solides en suspension dans l'air). Le lecteur est invité à se reporter à l'ouvrage de Liou (1980) pour une description détaillée de ces phénomènes.

### 2.4.1 - L'ABSORPTION PAR LES GAZ ATMOSPHERIQUES

Les principaux absorbants atmosphériques dans le domaine de longueurs d'onde visible et proche infrarouge qui nous intéresse (entre 0,4  $\mu\text{m}$  et 1,1  $\mu\text{m}$ ) sont la vapeur d'eau, l'ozone et l'oxygène. La figure 2.4-1 présente le spectre de transmission de l'ozone. La figure 2.4-2 présente le spectre de transmission de la vapeur d'eau et de l'oxygène.

On peut voir que l'ozone présente une absorption significative entre 0,55  $\mu\text{m}$  et 0,65  $\mu\text{m}$ . Compte tenu de la largeur de cet intervalle spectral plusieurs canaux choisis pour la mission MERIS sont affectés par le phénomène d'absorption (cf. chapitre 1, table 1.3-1). Cependant, la localisation de l'ozone dans l'atmosphère dans une couche à très haute altitude (vers 25 kilomètres), où il n'y a plus ni molécules ni aérosols, permet de prendre en compte son atténuation sous la forme d'un simple terme de transmission sur les trajets soleil-surface et surface-capteur. D'autre part, l'ozone doit, comme le vent, provenir d'une source extérieure.

L'influence de l'oxygène est limitée à une bande spectrale très étroite vers 0,75  $\mu\text{m}$ . Seuls les canaux MERIS choisis à cette longueur d'onde dans le but de déterminer des paramètres atmosphériques relatifs aux nuages (altitude du sommet du nuage, épaisseur optique) seront affectés par le phénomène d'absorption. La vapeur d'eau présente plusieurs bandes d'absorption au-delà de 0,7  $\mu\text{m}$  dont la plus large est située entre 0,9  $\mu\text{m}$  et 1  $\mu\text{m}$ . Là aussi, deux canaux MERIS ont été choisis dans ces bandes afin de pouvoir mesurer le contenu intégré en vapeur d'eau de l'atmosphère.

En dehors des différents intervalles spectraux que l'on vient de présenter, il existe donc un certain nombre de fenêtres atmosphériques à l'intérieur desquelles le rayonnement mesuré par le capteur n'est pratiquement pas atténué par ces phénomènes d'absorption.

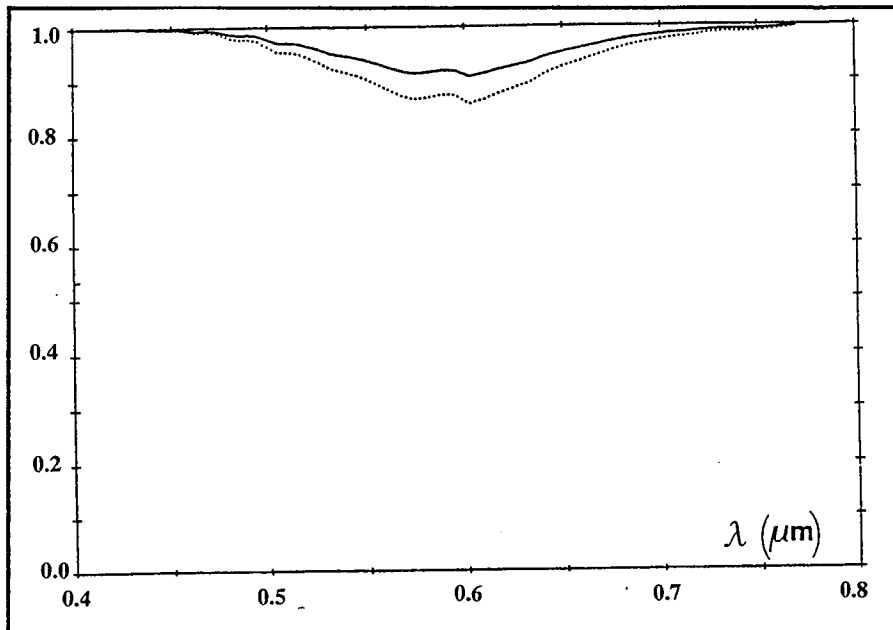


Figure 2.4-1 (d'après Viollier, 1980) : Transmission atmosphérique de l'ozone, pour  $\theta_v = 0$  degrés,  $\theta_s = 60$  degrés, et pour un contenu intégré verticalement d'ozone faible (0,25 atm.cm, en trait plein) et fort (0,4 atm.cm, en pointillé).

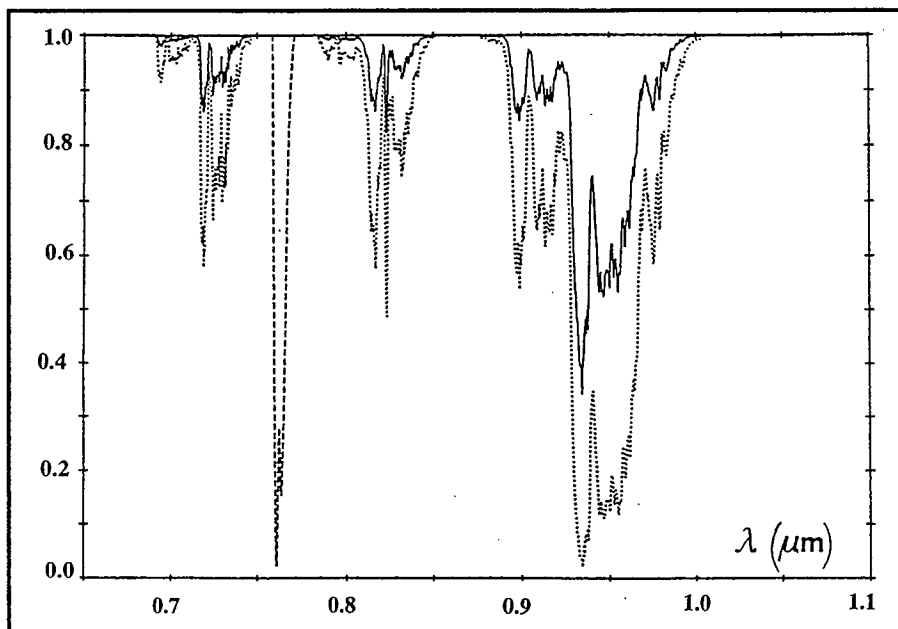


Figure 2.4-2 (d'après Viollier, 1980) : Transmission atmosphérique de la vapeur d'eau, pour  $\theta_v = 0$  degrés,  $\theta_s = 60$  degrés, et pour un contenu en vapeur d'eau intégré verticalement faible (0,33 g.cm<sup>-2</sup>, en trait plein) et fort (3,3 g.cm<sup>-2</sup>, en pointillé). La transmission de l'oxygène est donnée en tiret.

### 2.4.2 - LA DIFFUSION PAR LES MOLECULES

Certains photons sont diffusés par les molécules d'air lorsqu'ils traversent l'atmosphère. La taille des molécules d'air est très petite devant la longueur d'onde des photons incidents. Le phénomène de diffusion suit donc la loi de Rayleigh, c'est-à-dire que l'intensité du rayonnement diffusé varie en  $\lambda^{-4}$  où  $\lambda$  est la longueur d'onde incidente. Les molécules d'air diffusent donc de façon plus importante les courtes longueurs d'onde (lumière bleue) que les grandes longueurs d'onde (lumière rouge). Les photons diffusés peuvent contribuer au signal total mesuré par le capteur de façon importante, en particulier aux courtes longueurs d'onde où leur contribution peut représenter près de 80 % du signal total au dessus de l'océan. L'importance de cette contribution dépend de la pression atmosphérique qui est proportionnelle au nombre de molécules d'air que les photons peuvent rencontrer en traversant l'atmosphère.

La figure 2.4-3 représente la luminance moléculaire  $L_r^*$  dans la trace du capteur MERIS pour le jour 80 et la bande spectrale centrée à 445 nanomètres. Cette luminance a été calculée pour une atmosphère sans aérosols. Le calcul prend en compte les diffusions multiples éventuelles entre les photons et les molécules mais ne prend pas en compte les interactions des photons diffusés avec la surface. La luminance maximale mesurée par le capteur se trouve dans la partie gauche de l'image MERIS (côté opposé au soleil) dans la zone correspondant à la rétrodiffusion des photons par les molécules.

### 2.4.3 - LA DIFFUSION PAR LES AEROSOLS

Les aérosols sont des particules liquides ou solides en suspension dans l'atmosphère qui sont localisées entre 0 et 2 kilomètres d'altitude environ. Ces particules proviennent d'origines très diverses (pollutions d'origine anthropique, poussières volcaniques,...), ce qui explique que leurs propriétés optiques soient très variables d'un endroit à un autre et d'un instant à un autre. Pour plus d'information sur ces particules et leurs caractéristiques, le lecteur est invité à se reporter à l'ouvrage d'Almeida *et al.* (1991). Il est donc impossible d'estimer exactement quelle sera la contribution au signal total due à la diffusion par les aérosols. On peut cependant calculer cette contribution avec une bonne approximation à l'aide

de la théorie électromagnétique de Mie pour des modèles d'aérosols prédéfinis. Chaque modèle est défini en répartissant un même type d'aérosols (marin, urbain, continental, stratosphérique,...) suivant un certain profil de concentration en fonction de l'altitude. Chaque type d'aérosol est caractérisé par l'indice complexe de réfraction des particules, que l'on suppose sphériques, et par la distribution des tailles des particules. Pour chacun des modèles prédéfinis, il est alors possible de calculer les propriétés optiques des aérosols (épaisseur optique, fonction de phase, albédo pour une diffusion simple) qui interviennent dans l'expression du rayonnement diffusé qui remonte vers le capteur. La contribution due à la diffusion par les aérosols est très variable en fonction du type d'aérosols et de sa concentration dans l'atmosphère.

La figure 2.4-4 représente la luminance due à la diffusion des photons par les aérosols dans la trace du capteur MERIS pour le jour 80 et la bande spectrale centrée à 445 nm. Cette luminance a été calculée pour une atmosphère sans molécules en prenant en compte les diffusions multiples éventuelles entre photons et aérosols. Les aérosols simulés sont de type marin et leur concentration correspond à une visibilité horizontale de 23 km. Le maximum de luminance est observé sur le côté gauche de l'image MERIS là où se produit la rétrodiffusion des photons par les aérosols.

#### 2.4.4 - LA DIFFUSION COUPLEE PAR LES MOLECULES ET LES AEROSOLS

Dans une atmosphère réelle, les photons peuvent être diffusés à la fois par les molécules et les aérosols. Deschamps *et al.* (1983) puis Gordon et Castaño (1987, 1989) ont tenté de quantifier l'importance de ces diffusions couplées en estimant la différence entre, d'une part, la contribution atmosphérique totale  $L_{atm}^*$  pour une atmosphère contenant à la fois des molécules et des aérosols (figure 2.4-6) et, d'autre part, la somme de la contribution moléculaire calculée pour une atmosphère sans aérosols et de la contribution aérosol calculée pour une atmosphère sans molécules. Ce terme est, comme le montre la figure 2.4-5, négatif dans la partie gauche de l'image, là où l'on trouve les valeurs maximales des contributions respectives  $L_r^*$  et  $L_a^*$ . Si l'on ne tient pas compte de ces interactions couplées, on surestime en fait chacune des contributions  $L_r^*$  et  $L_a^*$  calculées séparément.

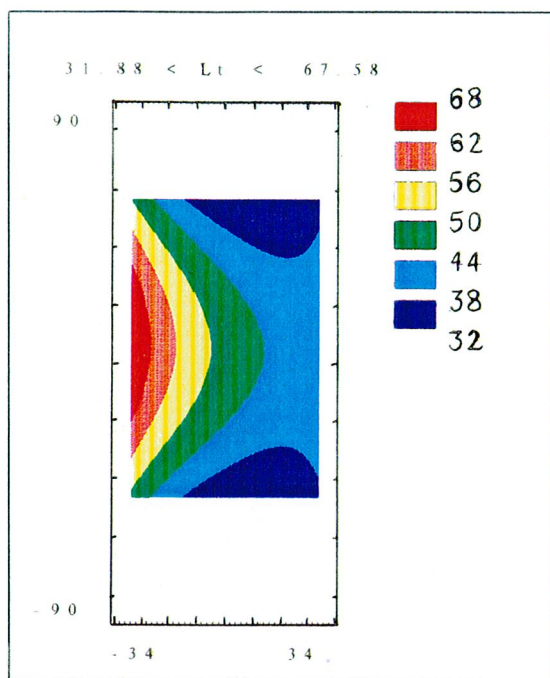


Figure 2.4-3 : Luminance moléculaire  $L_r^*$  dans la trace du capteur MERIS pour une atmosphère sans aérosols. La pression à la surface est de 1013,25 hPa.

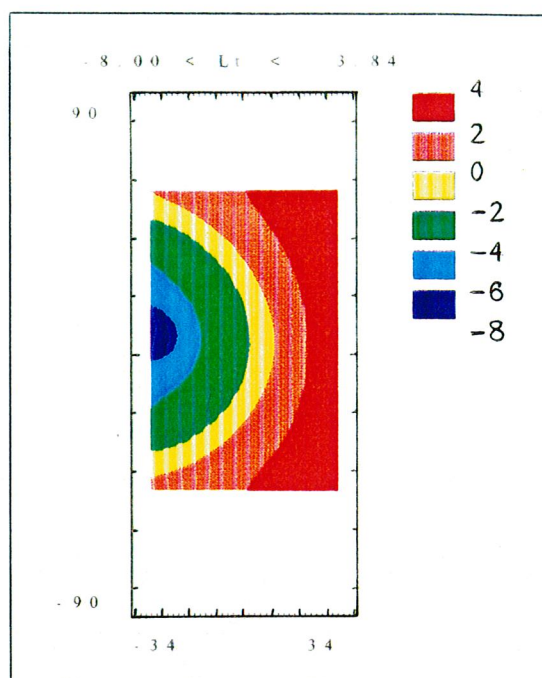


Figure 2.4-5 : Terme correctif prenant en compte les interactions multiples entre les molécules et les aérosols ( $L_{am}^* - L_a^* - L_r^*$ )

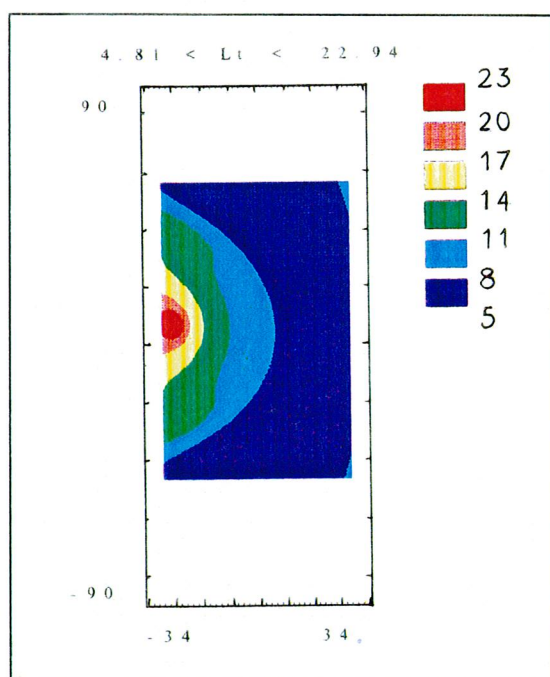


Figure 2.4-4 : Luminance aérosol  $L_a^*$  dans la trace du capteur MERIS pour une atmosphère sans molécules. Les aérosols sont de type marin et la visibilité est de 23 km.

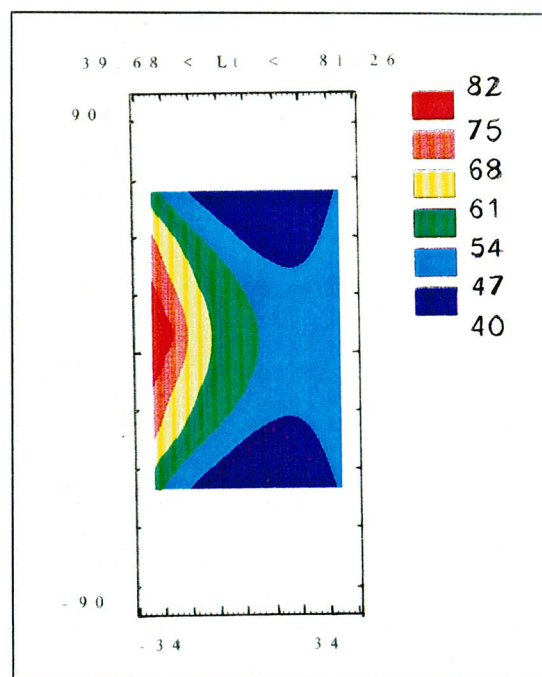


Figure 2.4-6 : Luminance atmosphérique totale  $L_{am}^*$  dans la trace du capteur MERIS. L'atmosphère contient des molécules et des aérosols.

#### 2.4.5 - CORRECTION DES EFFETS ATMOSPHÉRIQUES

Pour estimer le signal marin, il est nécessaire de corriger le signal mesuré par le capteur de l'absorption par les gaz atmosphériques et de la diffusion par les molécules et les aérosols. Le problème principal dans la correction de ces effets atmosphériques réside dans l'estimation de la contribution due aux aérosols puisque ni leurs types ni leurs concentrations ne sont connus aux instants de prise de vue du capteur.

Les procédures de corrections atmosphériques développées pour le traitement des données du capteur CZCS (Gordon, 1978 ; Gordon et Clark, 1980) faisaient des hypothèses simplificatrices (surface océanique plate, diffusions atmosphériques simples, pas de couplage entre aérosols et molécules) qui ne sont plus adaptées aux traitements des données des capteurs de la nouvelle génération dont la sensibilité radiométrique beaucoup plus élevée permet de détecter des effets jusqu'alors considérés comme des processus de second ordre (effets de réflexion à la surface, diffusions multiples, couplage entre aérosols et molécules). De plus, ces capteurs sont équipés d'un plus grand nombre de bandes spectrales dont certaines dans le domaine infrarouge sont dédiées spécialement aux corrections atmosphériques (par exemple pour MERIS les bandes spectrales centrées à 705 nm, 775 nm et 865 nm). Les signaux mesurés dans ces bandes infrarouges sont produits uniquement par les photons diffusés par les molécules et les aérosols et par les photons réfléchis à la surface. Ils ne contiennent pas d'information sur la couleur de l'eau, pour des eaux du Cas1, car les photons pénétrant dans l'océan y sont totalement absorbés pour des longueurs d'onde supérieures à 700 nm. Le principe de base des corrections atmosphériques est d'exploiter les signaux dans ces bandes infrarouges afin d'estimer la contribution due aux aérosols et d'extrapoler ensuite cette contribution aux longueurs d'onde visibles en supposant une loi de dépendance spectrale.

Après avoir corrigé le signal mesuré par le capteur des effets de réflexion à la surface dans chacune des bandes spectrales, la première étape des corrections des effets atmosphériques consiste en la correction des effets d'absorption. L'atténuation atmosphérique produite par l'ozone peut être facilement estimée à partir du contenu intégré en ozone obtenu pour chaque pixel de l'image par interpolation d'observations faites dans les réseaux météorologiques ou obtenues par d'autres capteurs spatio-portés.

Ensuite, il faut soustraire la contribution moléculaire du signal dans chacune des bandes spectrales. Celle-ci est très bien connue théoriquement et est facilement calculée pour chaque pixel à partir des conditions géométriques d'illumination et de visée et de données auxiliaires comme la pression à la surface et aussi la vitesse du vent lorsque les interactions des photons diffusés avec la surface de l'océan sont prises en compte (Gordon et Wang, 1992a et 1992b). Ce calcul est effectué pour une atmosphère purement moléculaire puisqu'aucune information concernant les aérosols n'est disponible. Bien que cette contribution soit surestimée par rapport à la contribution due aux diffusions multiples des photons par les seules molécules dans une atmosphère réelle contenant aussi des aérosols, c'est la seule qu'il soit possible de calculer au niveau du segment-sol.

Enfin, il reste à estimer dans chacune des bandes spectrales les contributions dues aux aérosols (la contribution due aux diffusions multiples des photons avec des molécules et des aérosols et celle due aux diffusions multiples des photons par les seuls aérosols). Ces contributions ne peuvent pas être calculées directement car elles nécessitent une connaissance *a priori* des propriétés optiques des aérosols dont on ne dispose pas au niveau du segment-sol. Si le principe d'extrapolation spectrale des contributions dues aux aérosols à partir des canaux infrarouges vers les canaux visibles est à peu près similaire à celui utilisé pour CZCS, toutefois la prise en compte des effets de diffusions multiples et de couplage entre molécules et aérosols rend l'algorithme pour des capteurs comme MERIS ou SeaWiFS beaucoup plus complexe (Wang et Gordon, 1994 et Gordon et Wang, 1994).



**UN OUTIL LOGICIEL DE SIMULATION  
DE MISSION SPATIALE**

### 3.1- SIMULER L'INTEGRALITE D'UNE MISSION SPATIALE : UNE APPROCHE NOUVELLE EN TELEDETECTION

Les capteurs de la nouvelle génération, MERIS, SEAWIFS, MODIS, POLDER,...., sont de plus en plus sophistiqués et performants. Ils disposent d'une meilleure sensibilité radiométrique que les capteurs plus anciens et peuvent ainsi détecter des phénomènes non pris en compte jusqu'alors (diffusions multiples, effets de surface) qui rendent les traitements des données au sol de plus en plus complexes. C'est pourquoi un outil logiciel qui simule la mission spatiale d'un capteur imageur optique a été développé. Ce simulateur permet de reproduire les informations que le capteur fournira une fois en orbite au-dessus de cibles terrestres caractéristiques. Le simulateur comprend une simulation de la trajectoire de la plateforme portant le capteur, une simulation des signaux mesurés par le capteur au sommet de l'atmosphère, une simulation de l'image-réponse du capteur et enfin, une simulation des traitements des données envoyées au sol pour l'élaboration des produits-images destinés aux utilisateurs. Simuler l'intégralité d'une mission spatiale constitue une approche nouvelle en télédétection qui bénéficie de tous les avantages apportés par le calcul numérique. Cet outil permet de mieux appréhender la complexité de chacun des éléments de la mission et de comprendre comment la performance d'un de ces éléments contribue à la performance globale de l'ensemble du système.

Les simulateurs de transfert radiatif comme par exemple les codes 5S (Tanré *et al.*, 1990) et 6S (Vermote *et al.*, 1994), ou bien comme Lowtran 7 (Kneisys *et al.*, 1989), permettent de calculer le signal rétrodiffusé par le système atmosphère-surface terrestre lorsque celui-ci est illuminé par le soleil. Ces simulateurs fournissent à chaque exécution un résultat ponctuel correspondant à une configuration géométrique fixée. Ils ne permettent pas d'obtenir directement une carte de la luminance au sommet de l'atmosphère dans la trace du capteur.

Les simulateurs de segment-sol sont souvent développés par les scientifiques afin de tester des algorithmes de traitement de données et d'évaluer leurs performances (Bricaud et Morel 1987, Sobieski *et al.*, 1991). Ils sont souvent constitués d'un modèle direct et d'un modèle d'inversion. Le modèle direct a pour entrée des conditions géophysiques (par exemple la concentration en chlorophylle dans la couche supérieure de l'océan) et fournit en sortie la réflectance spectrale à la surface de l'océan ou au sommet de l'atmosphère. Cette dernière

devient l'entrée du modèle d'inversion (algorithme de traitement des données) qui produit une estimation du paramètre recherché (la concentration en chlorophylle dans notre exemple), qui est comparé ensuite à la valeur d'entrée du modèle direct.

Divers simulateurs sont utilisés par les ingénieurs responsables de la conception du capteur afin de mettre au point ses caractéristiques optiques, électroniques, thermiques, mécaniques,... Des simulateurs de performances permettent d'établir des bilans de performance radiométriques et géométriques. D'autres permettent de tester les réponses du capteur aux télécommandes qui lui seront envoyées du sol. Il existe aussi des simulateurs de plate-formes orbitales et de leur charge utile qui permettent d'évaluer leurs comportements mécaniques, thermiques et électro-magnétiques.

L'utilisation de ces différents types de simulateurs est donc complémentaire. Le simulateur de mission spatiale ne permet de modéliser qu'un seul type de capteur, dont l'architecture est fixée, et un seul type de schéma pour le segment-sol. Mais il prend en compte l'ensemble des composantes de la mission et permet d'en avoir une vision globale.

L'outil logiciel présenté dans ce chapitre simule la mission spatiale du spectromètre imageur MERIS. La réalisation de ce logiciel a été effectuée à la demande de l'Agence Spatiale Européenne par la société ACRI. Ce logiciel très complexe est le fruit d'un travail d'équipe. Ce projet a occupé l'équivalent de trois ingénieurs à plein temps pendant trois ans. Le simulateur se compose de plus de cent mille lignes de code et dispose de près de trois cents paramètres en entrée. Dans le cadre de la thèse, plusieurs modules ont été développés ou adaptés au standard de codage imposé (le module de transfert radiatif, le module d'étalonnage ainsi que les deux modules de traitement-sol), ce qui m'a permis de mesurer l'ampleur des contraintes liées au développement d'un logiciel industriel.

Dans la première partie de ce chapitre (§ 3.2) l'intérêt de disposer d'un tel simulateur est discuté plus en détail et des exemples d'applications possibles du simulateur sont donnés. La seconde partie (§ 3.3) présente le simulateur de la mission spatiale MERIS. L'architecture du logiciel, les fonctions des différents modules de calcul, les hypothèses restrictives du simulateur ainsi que les outils d'analyse permettant l'exploitation des résultats des simulations sont passés en revue. Enfin, la troisième et dernière partie (§ 3.4) présente plusieurs études

réalisées à l'aide du simulateur. Ces études illustrent la façon dont on peut se servir du simulateur pour aider au dimensionnement d'une mission spatiale.

### 3.2- INTERET DE DISPOSER D'UN SIMULATEUR DE MISSION SPATIALE

Les utilisations possibles de ce simulateur peuvent être regroupées en plusieurs classes qui sont :

- l'aide au dimensionnement d'une mission spatiale,
- l'évaluation des performances de l'instrument dans son cadre opérationnel,
- l'aide au développement et à la validation des algorithmes de traitements des données et l'évaluation des performances du système global (capteur, plate-forme et segment-sol),
- l'aide au dimensionnement des produits délivrés par le segment-sol,
- le suivi de mission une fois le lancement effectué.

Grâce au simulateur de mission spatiale on peut vérifier si les spécifications établies pour la mission répondent aux besoins des scientifiques. On peut notamment évaluer la capacité du capteur à observer la totalité de la surface terrestre par ciel clair, calculer la répétitivité des observations ou bien la probabilité de passage de la plate-forme au dessus d'une station de réception. Il est aussi possible d'analyser le choix des bandes spectrales et de voir si ce choix satisfait les objectifs scientifiques de la mission. On peut aussi établir la dynamique du signal en entrée de l'instrument en faisant varier de façon systématique les conditions géométriques d'observation, les conditions spectrales et les conditions géophysiques (propriétés optiques de l'atmosphère et de la surface).

Le simulateur permet aussi d'évaluer les performances de l'instrument (performances radiométrique et géométrique). En fait, il est souvent difficile de découpler l'analyse de la mission de l'évaluation des performances de l'instrument nécessaires à l'accomplissement de la mission. Le découpage que l'on a effectué ici peut être considéré à juste titre comme arbitraire. L'évaluation de la performance radiométrique du capteur présente un intérêt particulier. La résolution radiométrique du capteur est définie comme l'écart-type du bruit global de la chaîne instrumentale. Ce bruit dépend des paramètres instrumentaux et est lié aux détecteurs, à l'électronique et à la quantification des données. En exprimant ce niveau de bruit

en terme de luminance en entrée de l'instrument, on peut comparer la performance radiométrique du capteur avec la performance attendue par les utilisateurs. Ces derniers ont fixé le plus petit niveau de différence de luminance en entrée de l'instrument permettant de discriminer deux cibles. On peut donc déterminer à l'aide du simulateur la performance radiométrique instrumentale nécessaire pour atteindre un objectif mission donné.

Le simulateur peut être utilisé pour développer et valider des algorithmes de traitement de données. En effet, il permet de créer des images qui sont disponibles bien avant que le capteur ne soit en orbite et puisse acquérir ces images et les envoyer au sol. On peut développer des algorithmes de traitements et les tester sur ces images simulées afin d'évaluer la performance. On peut, de plus, simuler des erreurs d'attitude ou bien des erreurs d'étalonnage du capteur et voir comment ces erreurs modifient la performance des algorithmes de traitement de niveau 1 (corrections géométriques et radiométriques). Pour tester et évaluer la performance des algorithmes de traitement de niveau 2 (corrections atmosphériques, inversion), on peut simuler la méconnaissance que l'on a au niveau du segment-sol de la mission des conditions atmosphériques réelles. On peut ainsi faire varier par exemple la pression à la surface ou le contenu intégré en ozone qui vont modifier la transmission atmosphérique et la luminance due à la diffusion moléculaire qui interviennent toutes deux dans l'algorithme de corrections atmosphériques.

On peut aussi, à l'aide du simulateur, dimensionner les produits qui seront délivrés par le segment-sol en évaluant les différents choix d'échantillonnage des données, qui définit la résolution spatiale, et de quantification des données qui définit la résolution radiométrique. On peut aussi aider au choix des informations ajoutées aux produits en fonction de leur impact sur la performance globale.

Une fois la plate-forme en orbite, le simulateur peut être utilisé pour reproduire des défauts éventuelles d'un capteur (mauvais alignement de l'optique, erreur d'attitude,...). Des algorithmes appropriés peuvent être ensuite développés et testés afin de corriger ces défauts. Il permet également d'évaluer l'impact de propositions de modifications d'éléments de la mission : orbite, capteur, amélioration d'algorithmes de traitement.

### 3.3- PRESENTATION DU SIMULATEUR DE LA MISSION MERIS

#### 3.3.1- L'ARCHITECTURE DU SIMULATEUR

On peut décomposer l'architecture du simulateur en trois entités : un ensemble de modules exécutables décrivant la mission MERIS, un système de base de données contenant toutes les données nécessaires au fonctionnement du simulateur et enfin une interface-utilisateur qui contrôle l'exécution des simulations, gère la base de données et permet la visualisation et l'analyse des résultats obtenus (figure 3.3-1).

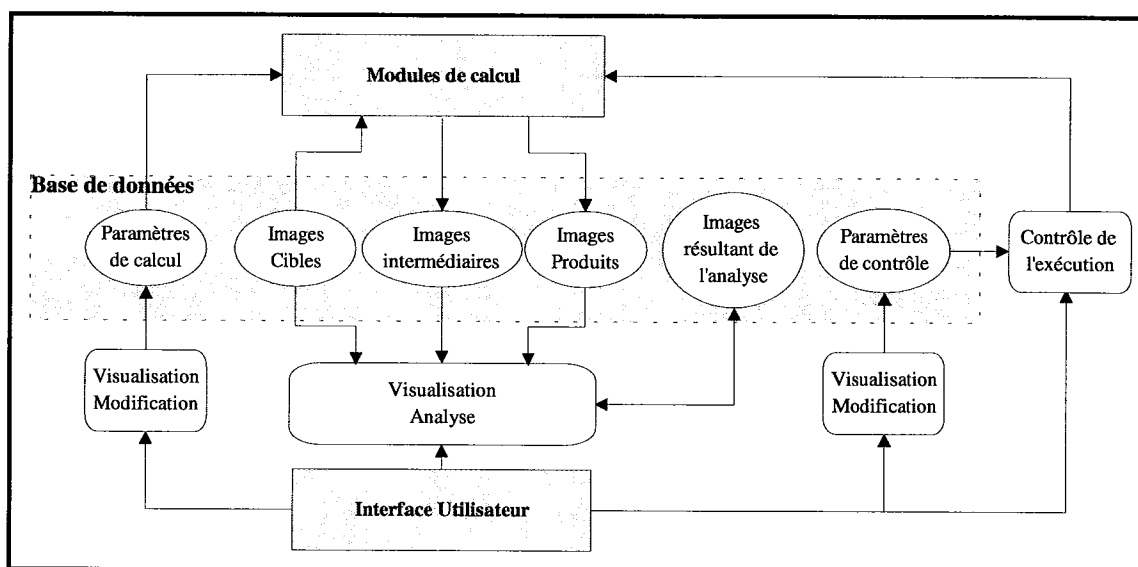


Figure 3.3-1 : L'architecture du simulateur de la mission MERIS

A travers l'interface, l'utilisateur du simulateur peut visualiser et modifier les paramètres de simulation et ainsi changer les conditions d'illumination, les conditions d'observation du capteur, les conditions atmosphériques ou bien encore le type de surface observée. Il peut simuler toute la mission ou bien seulement une partie en choisissant l'un des modes de simulation existants et visualiser l'avancement des calculs. Il peut aussi sélectionner les images qu'il désire obtenir en sortie de chacun des modules de calcul et les visualiser sous différentes formes. Un outil d'analyse accessible à travers l'interface permet d'effectuer diverses opérations entre ces images et de ranger les images résultantes dans la base de

données. Cette architecture modulaire permet d'intégrer simplement de nouveaux modules de calcul, de nouveaux jeux de données dans la base de données ainsi que de nouveaux outils d'évaluation et d'analyse des données.

### 3.3.2- LES DIFFÉRENTS MODULES DU SIMULATEUR

Le simulateur de la mission MERIS se compose d'un certain nombre de modules exécutables qui modélisent chacun une part de la chaîne globale de télédétection associée à l'observation de la Terre par un spectrophotomètre imageur. Les différents modèles implémentés dans le simulateur permettent la simulation :

- des différentes cibles pouvant être observées par le capteur MERIS (océan, nuages, cibles d'étalonnage),
- de l'éclairement solaire incident,
- de la traversée de l'atmosphère par ce rayonnement et son interaction avec la cible observée,
- du positionnement de la plate-forme sur son orbite et de la géométrie de visée du capteur,
- du fonctionnement du capteur,
- de l'étalonnage du capteur effectué en vol,
- du traitement des données mesurées par le capteur et effectué au sol.

Le principe de fonctionnement du simulateur de la mission MERIS est présenté sur la figure 3.3-2. La cible observée est créée à partir d'un jeu de paramètres choisi par l'utilisateur. Le signal renvoyé par cette cible lorsqu'elle est éclairée par le soleil est alors transmis jusqu'au sommet de l'atmosphère à l'aide du modèle de transfert radiatif. Le capteur détecte et traite ensuite ce signal et produit des comptes numériques sous la forme de paquets de données qui sont envoyés au segment-sol. Des algorithmes de traitement des données sont exécutés afin d'extraire du signal mesuré par l'instrument les paramètres géophysiques d'intérêt pour la mission. Les paramètres obtenus sont alors comparés à ceux utilisés pour générer la cible en début de simulation.

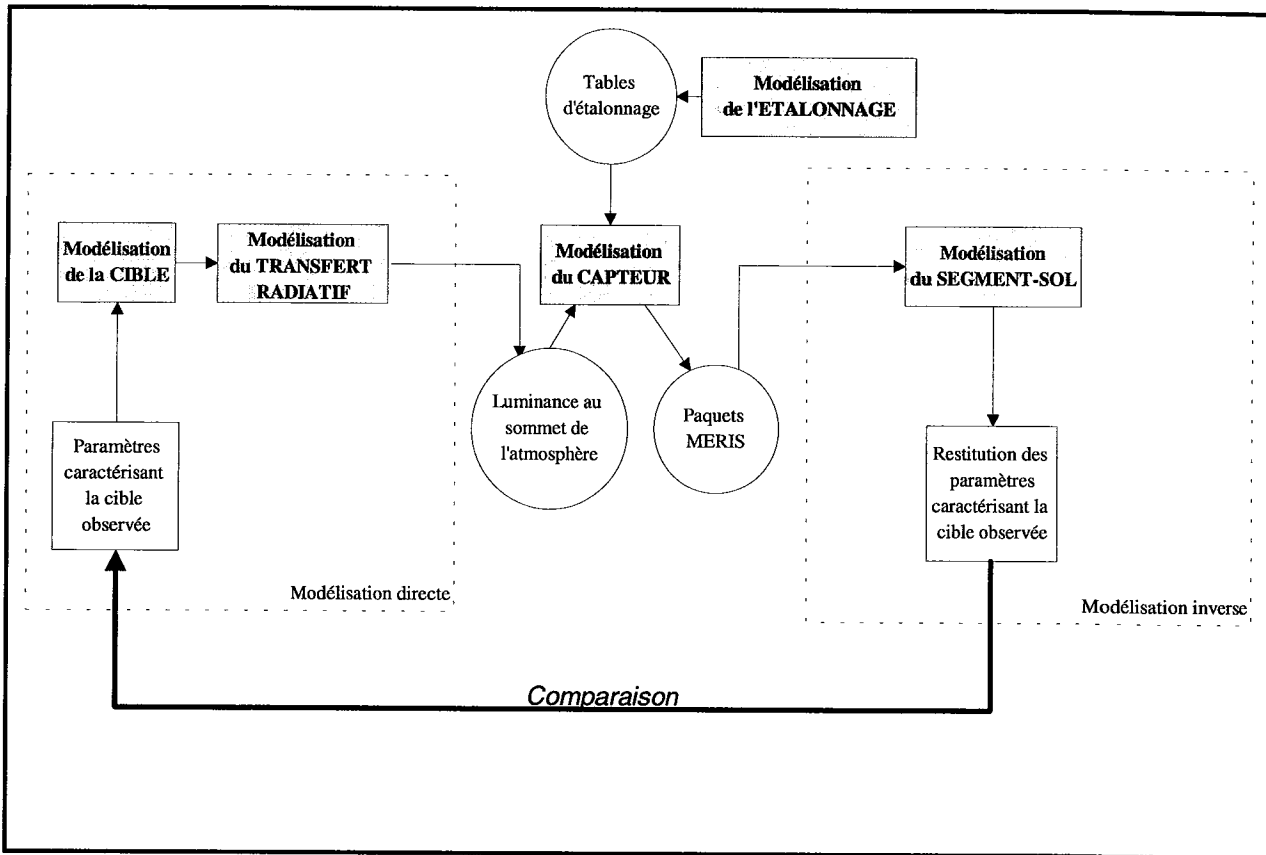


Figure 3.3-2 : Principe de fonctionnement du simulateur

La comparaison entre les paramètres caractérisant la cible restitués par le segment-sol et les paramètres originaux ayant servi à créer cette cible permet d'évaluer la performance de l'ensemble de la chaîne de simulation. Cette comparaison est effectuée à travers l'interface-utilisateur à l'aide des outils d'analyse. Elle peut être faite à chaque étape de la construction du signal (cf. § 3.3.4). On peut en particulier étudier la validité des algorithmes utilisés au niveau du segment-sol ou bien encore voir quelle est l'influence de la variation de certains paramètres sur le résultat de cette comparaison.

En fait, la figure précédente ne donne qu'une vision schématique de ce qu'est en réalité le simulateur de la mission MERIS. Pour mieux se rendre compte de la complexité de ce logiciel, on a représenté l'intégralité des modules de calcul sur la figure 3.3-3. Comme on le voit, chacun des modules principaux a pour but la simulation d'une partie de la chaîne globale de télédétection. Chaque module est lui-même décomposé en un certain nombre de sous-modèles. Cette structure modulaire permet le remplacement rapide d'un modèle par un autre



plus précis (par exemple un modèle de transfert radiatif incluant des phénomènes physiques non pris en compte par le modèle actuel) ou bien l'ajout d'un nouveau modèle (par exemple un modèle de cible correspondant à une surface couverte par de la végétation).

Certains de ces modules ne sont pas spécifiques à la mission MERIS et proviennent de sources externes. Le propogateur d'orbite utilisé dans le module de géométrie a été développé par l'Agence Spatiale Européenne. Le module de transfert radiatif a été réalisé à partir du logiciel 5S (Tanré *et al.*, 1990). Ces modèles ont été repris afin de réduire le temps de calcul et adaptés au standard de codage utilisé pour le développement du simulateur.

Dans ce qui suit, le fonctionnement et les objectifs de chacun des modules principaux du simulateur sont présentés plus en détail.

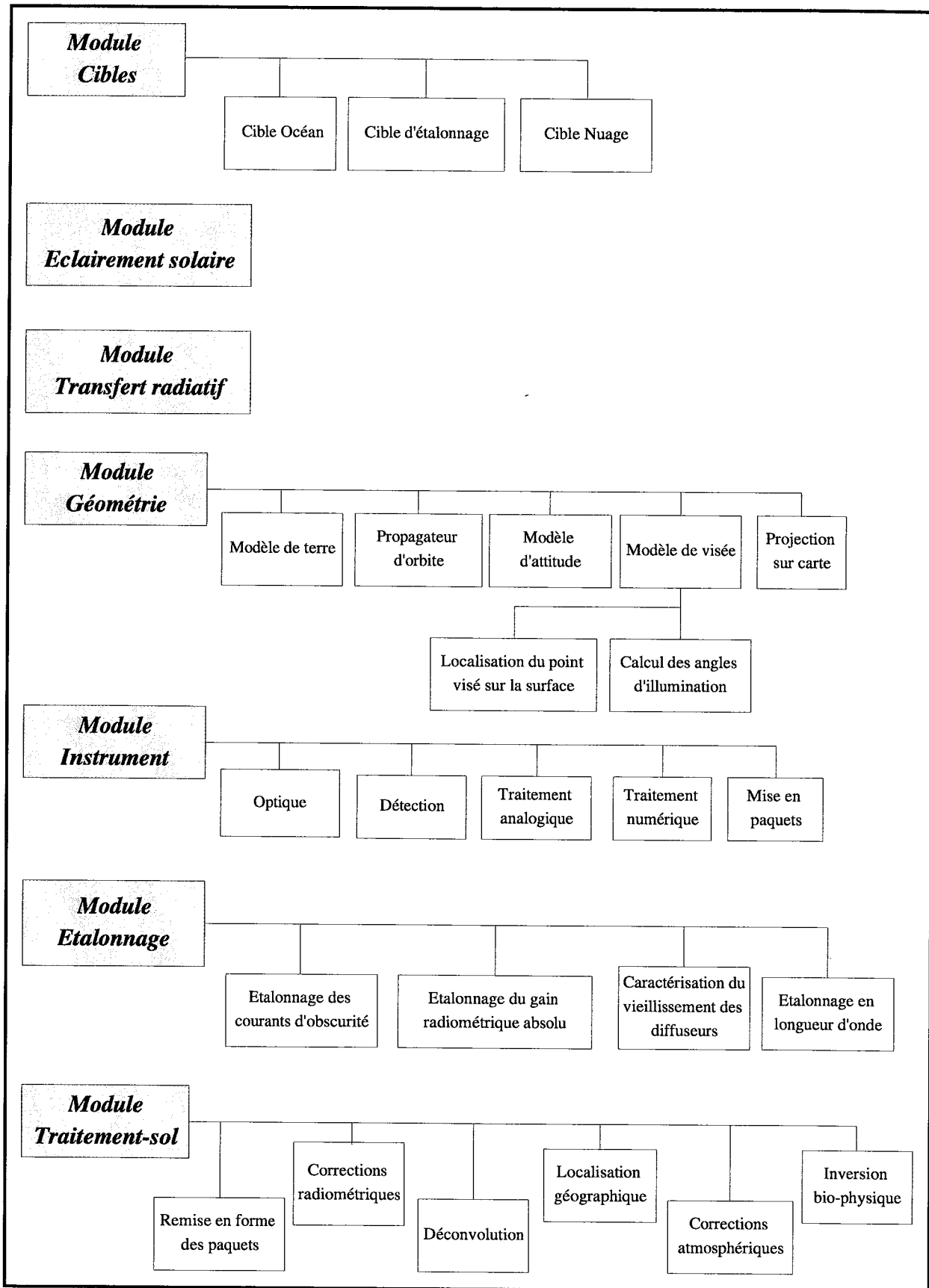


Figure 3.3-3 : Les modules de calcul du simulateur de la mission MERIS

### 3.3.2.1-Le module CIBLES

Le capteur MERIS peut observer plusieurs types de cibles : la surface de l'océan, des nuages ou bien encore des cibles d'étalonnage (figure 3.3-4). Chaque modèle de cible prend en compte les conditions d'illumination et d'observation calculées pour chaque point visé au sol par le module de géométrie et les paramètres caractérisant la cible que l'on désire simuler.

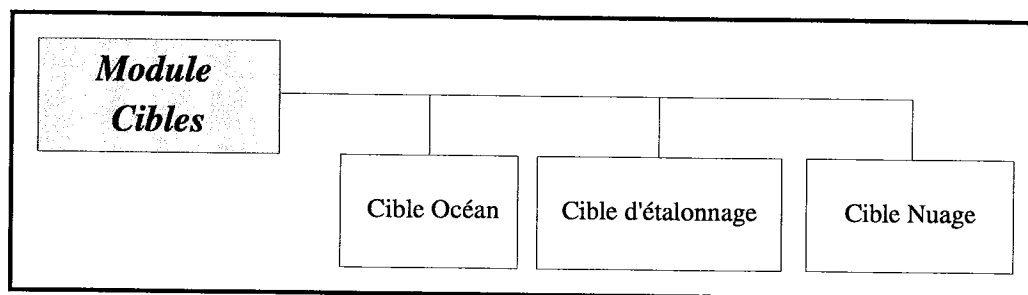


Figure 3.3-4 : Le module CIBLES

#### • Le modèle cible-océan

Le modèle cible-océan permet de représenter de façon réaliste la surface de l'océan telle qu'elle sera observée par le capteur MERIS. A l'aide de ce modèle, la réflectance juste au-dessus de la surface est calculée pour chaque pixel observé. Elle dépend de la bande spectrale simulée, des conditions d'illumination au point visé et des propriétés optiques du type d'eau que l'on considère (eaux du large ou bien zones côtières) (cf. chap. 2, § 2.1). Ces propriétés optiques sont caractérisées par la connaissance de la réflectance diffuse juste sous la surface. Lorsqu'on simule des eaux du large, on suppose que seule la connaissance de la concentration en pigments chlorophylliens est nécessaire au calcul de la réflectance diffuse. Celle-ci est obtenue à l'aide du modèle de Morel (1988).

Pour représenter au mieux la variabilité spatiale de la concentration en pigments chlorophylliens sur une zone géographique donnée, le modèle cible-océan peut prendre en entrée une image satellitale prise par exemple par le capteur CZCS. Cette image est ré-échantillonnée afin de correspondre à la résolution du capteur MERIS. En sortie du modèle cible-océan on dispose donc d'une carte de réflectance juste au dessus de la surface dans les différentes bandes spectrales simulées (voir figure 3.3-5).

• ***Le modèle cible-nuage***

La simulation d'une cible nuageuse constitue une option de fonctionnement possible du simulateur de la mission MERIS. Cette cible ne sera pas simulée dans le cadre de la thèse où l'on a choisi de s'intéresser uniquement à la simulation de l'observation de la surface océanique.

• ***Le modèle cible d'étalonnage***

Ce modèle permet de représenter le signal mesuré par le capteur lorsque celui-ci observe les différentes cibles d'étalonnage embarquées pendant les phases d'étalonnage qui s'effectuent en vol (cf. chap.1, § 1.2.2). Les caractéristiques propres à chacune des cibles sont définies par l'utilisateur. Pour effectuer les différentes phases d'étalonnage, on simule le signal émis par un diffuseur plan d'albédo connu observé par le capteur pendant la phase d'étalonnage du gain radiométrique absolu, un ensemble diffuseur plan et filtre spectral observé pendant la phase d'étalonnage en longueur d'onde, et enfin un diffuseur d'albédo nul observé pendant la phase d'étalonnage des courants d'obscurité. Toutes ces cibles sont éclairées par le soleil dont la position dans le repère de l'instrument est déterminée par le module GEOMETRIE. On obtient en sortie de ce modèle le signal en entrée de l'instrument (voir figure 3.3-5).

• ***Les autres cibles***

Des images produites par des simulations antérieures peuvent servir de "cible" au capteur MERIS. Ce sont des cartes de luminance au sommet de l'atmosphère ou bien des cartes de luminance en entrée de l'instrument. Pour utiliser ces cartes il faut aussi connaître l'éclairement solaire et les géométries soleil-cible-capteur ayant servi à les produire.

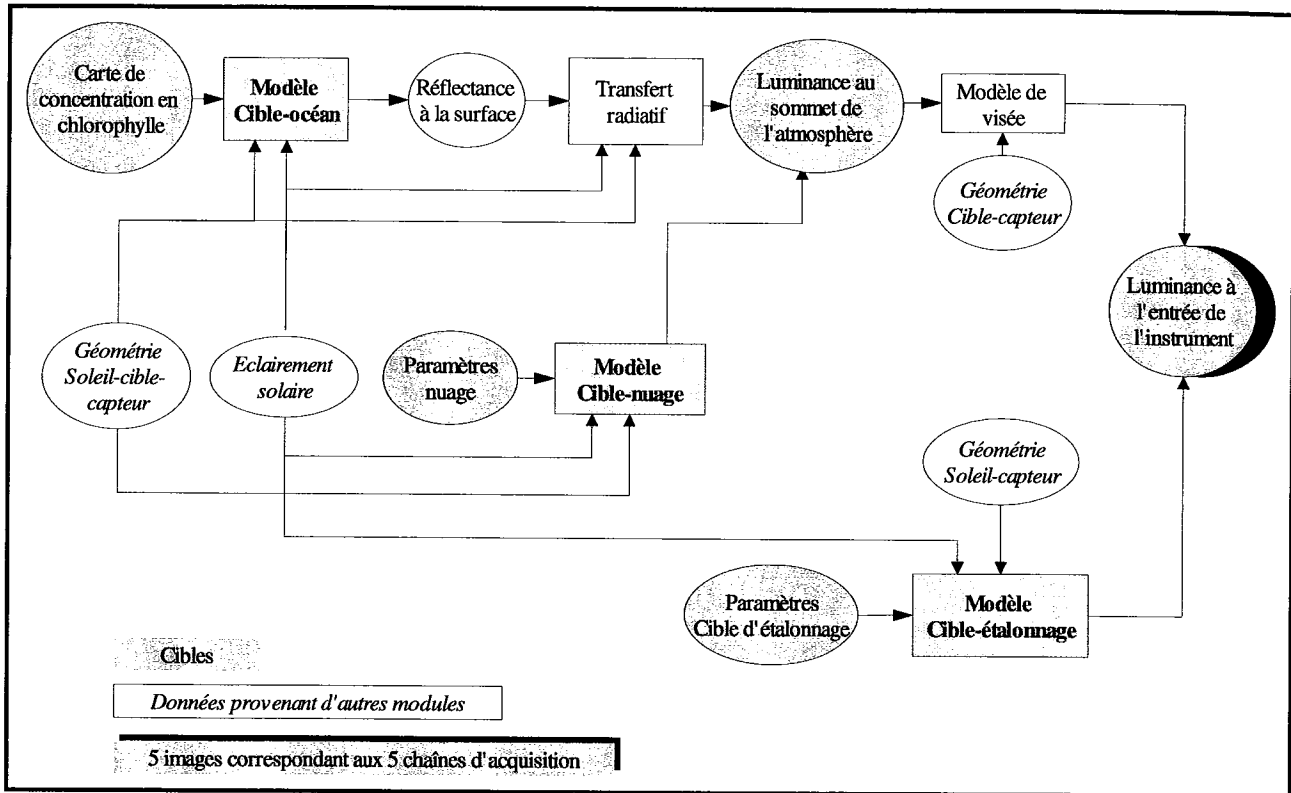


Figure 3.3-5 : Les différents types de cibles observées par le capteur MERIS

### 3.3.2.2- Le module ECLAIREMENT SOLAIRE

La connaissance de l'énergie solaire incidente est indispensable au calcul des luminances mesurées par le capteur. Ce module permet de déterminer l'éclairement solaire hors atmosphère dans l'intervalle spectral 400 - 1050 nm avec une résolution spectrale de 5 nm. Les valeurs de l'éclairement solaire sont issues du spectre de Neckel et Labs, 1984. Elles ont été corrigées de la variation de la distance terre-soleil en fonction du jour de l'année que l'on a simulé. Pour réaliser ce module la routine du code de transfert radiatif 5S dédiée à la modélisation de l'éclairement solaire incident a été reprise.

### 3.3.2.3- Le module TRANSFERT RADIATIF

Ce module est utilisé pour simuler la traversée du rayonnement solaire à travers l'atmosphère. La modélisation prend en compte les phénomènes de diffusion et d'absorption du rayonnement par les molécules et les aérosols. Il a été réalisé à partir du code de transfert

radiatif 5S (Tanré *et al.*, 1990) qui a été optimisé afin de diminuer le temps de calcul et adapté au standard de codage du simulateur. Ce code donne une bonne approximation du signal en sortie d'atmosphère.

Ce module calcule le signal en sortie d'atmosphère à partir :

- des propriétés optiques des différents constituants atmosphériques (gaz et aérosols),
- des conditions atmosphériques simulées (profils verticaux de température, pression, vapeur d'eau et ozone),
- de l'éclairement solaire incident,
- d'une carte de réflectance à la surface qui caractérise les propriétés optiques de la cible observée,
- et des conditions géométriques d'observation et d'illumination pour chaque pixel de cette carte.

On peut choisir de représenter en sortie de ce module le signal total mesuré par le capteur ainsi que les différentes contributions de ce signal total dans les différentes bandes spectrales simulées. On peut donc produire des cartes représentant la luminance totale, la luminance due à la diffusion moléculaire, la luminance due à la diffusion par les aérosols ou bien encore la luminance marine au sommet de l'atmosphère.

Ce module de transfert radiatif permet aussi d'obtenir des signaux en sortie d'atmosphère qui sont le résultat d'interpolations dans des tables de luminances produites à l'aide du code de transfert radiatif 6S (Vermote *et al.*, 1994). Ce modèle, plus précis que le modèle 5S, représente plus finement les phénomènes physiques mais nécessite un temps de calcul beaucoup plus grand.

#### **3.3.2.4- Le module GEOMETRIE**

Les différents sous-modèles implémentés pour calculer la géométrie du système MERIS sont présentés sur la figure 3.3-6.

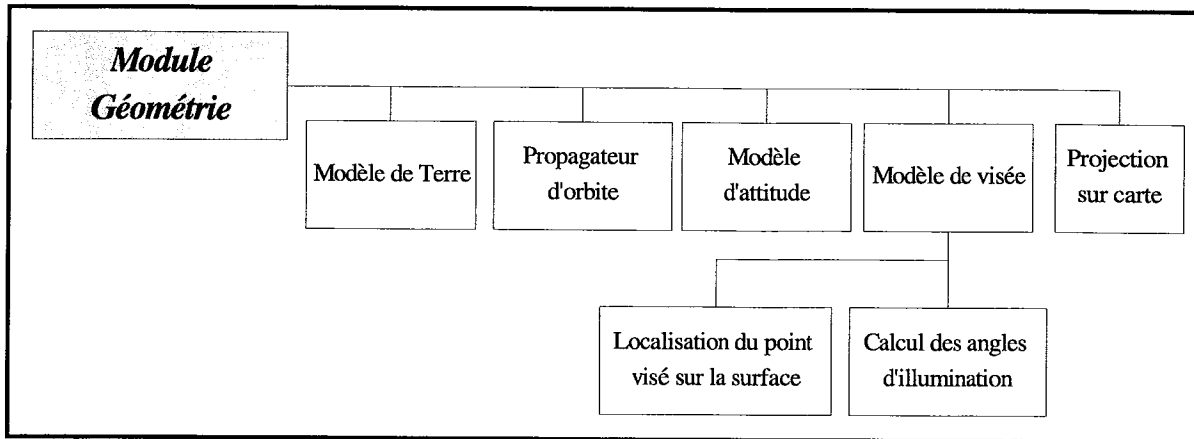


Figure 3.3-6 : Le module GEOMETRIE

Ce module est le premier module exécuté lors d'une simulation. L'utilisateur spécifie le jour de l'année qu'il veut simuler ainsi que la date de début et de fin de simulation. Le temps de simulation défini est alors découpé en pas d'intégration correspondant au pas de temps élémentaire nécessaire au capteur pour observer chaque ligne au sol. La taille de la zone imagée par le capteur est alors fixée par le nombre de lignes au sol qu'il est possible d'observer pendant le temps de simulation et par le choix de la résolution spatiale qui détermine le pas de discrétisation en angle au travers de la fauchée du capteur.

Ce module calcule pour chacune des lignes observées au sol :

- la position de la plate-forme sur son orbite,
- l'attitude de la plate-forme,
- la localisation à la surface de la terre de chaque pixel de la fauchée,
- les conditions d'illumination et d'observation pour chacun des pixels, (on détermine alors l'angle zénithal solaire, l'angle de visée et la différence en azimuth entre les directions respectives du soleil et du capteur),
- et enfin la façon dont est éclairé le diffuseur qui sert de cible d'étalonnage à bord du capteur.

### 3.3.2.6- Le module INSTRUMENT

Les différents sous-modèles implémentés pour simuler le fonctionnement du capteur MERIS sont présentés sur la figure 3.3-7.

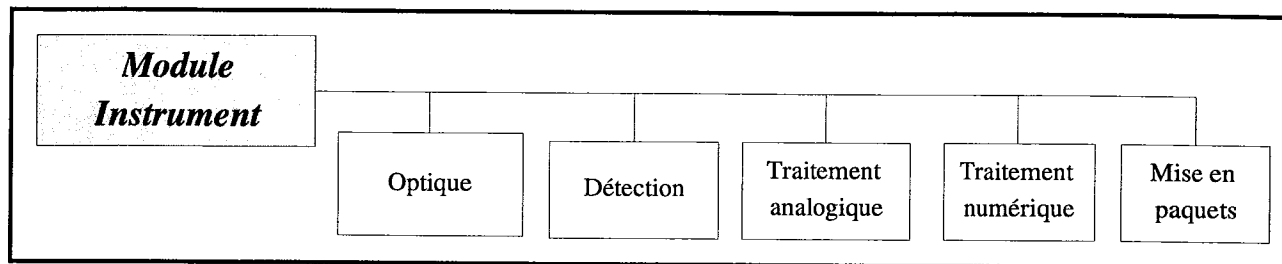


Figure 3.3-7 : Le module INSTRUMENT

Le capteur MERIS est composé de cinq chaînes d'acquisition identiques permettant chacune l'observation d'un cinquième du champ de vue total (cf. chapitre 1). Pour chacune de ces cinq chaînes d'acquisition le module instrument simule (figure 3.3-8) :

- la prise de vue par l'optique collectrice qui permet d'obtenir l'éclairement dans le plan focal du télescope à partir de la luminance à l'entrée de l'instrument,
- le filtrage spectral permettant de séparer le signal mesuré en ces différentes composantes spectrales avec une résolution de 1,25 nanomètres,
- la détection du signal par une matrice CCD (chaque ligne de la matrice correspondant à une bande spectrale élémentaire de 1,25 nanomètres de large),
- l'intégration de plusieurs lignes de la matrice CCD afin d'obtenir des micro-bandes de largeur inférieure ou égale à 5 nanomètres et ainsi réduire le flot de données,
- l'amplification du signal,
- la conversion du signal en comptes numériques,
- le traitement numérique,
- et enfin la mise en forme des données MERIS sous la forme de paquets de bits prêts à être transmis au sol.

Le traitement numérique du signal permet de générer les signaux MERIS à pleine résolution correspondant aux quinze bandes spectrales choisies en ajoutant les micro-bandes produites en sortie du boîtier de détection. Ces signaux à pleine résolution correspondent à un pixel au sol de 300 mètres de coté.

On peut de façon optionnelle corriger radiométriquement les signaux dans ce module ou bien choisir d'effectuer ces corrections au niveau du segment-sol. Pour obtenir des signaux à



résolution réduite correspondant à un pixel au sol de 1200 mètres de coté, une moyenne de quatre ligne observées successivement au sol et de quatre pixels adjacents est effectuée.

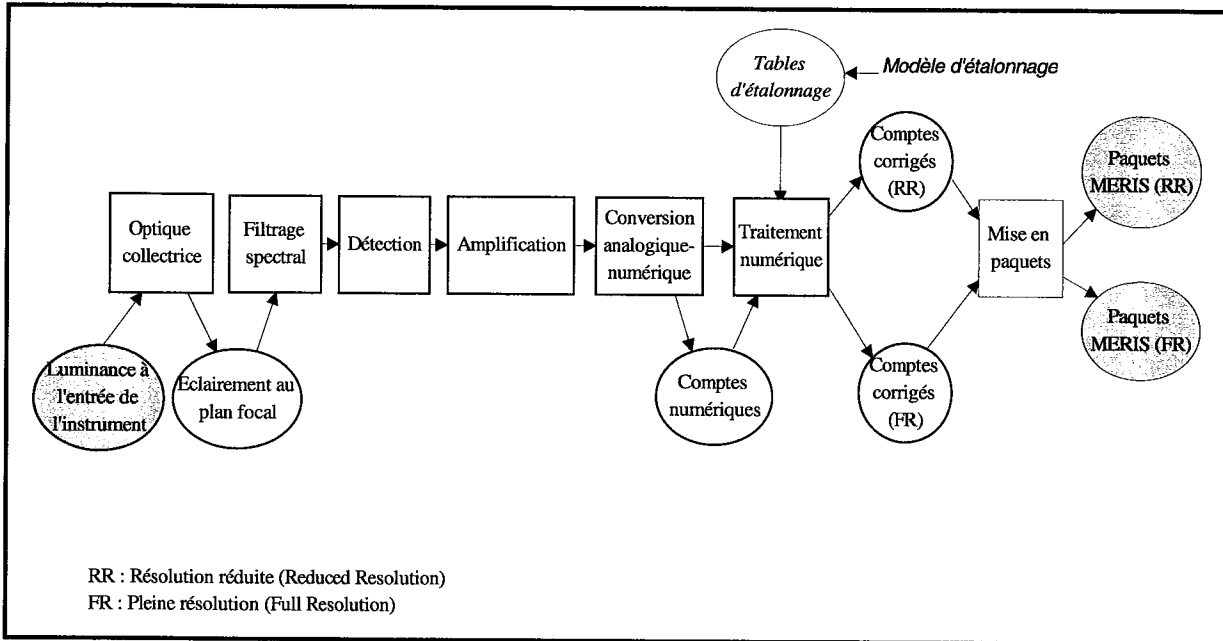


Figure 3.3-8 : Diagramme du module instrument

Les comptes numériques sont ensuite mis en forme au format prévu pour les vraies données MERIS sous la forme de paquets à pleine résolution ou de paquets à résolution réduite. Ces paquets contiennent les comptes numériques correspondant aux mesures effectuées par le capteur mais aussi de nombreuses données qui peuvent être par exemple les coefficients d'étalonnage ou bien la liste des bandes spectrales simulées.

### 3.3.2.7- Le module ETALONNAGE

Les différentes étapes de l'étalonnage du capteur MERIS sont présentées sur la figure 3.3-9, elles correspondent au système d'étalonnage décrit précédemment (cf. chapitre 1).

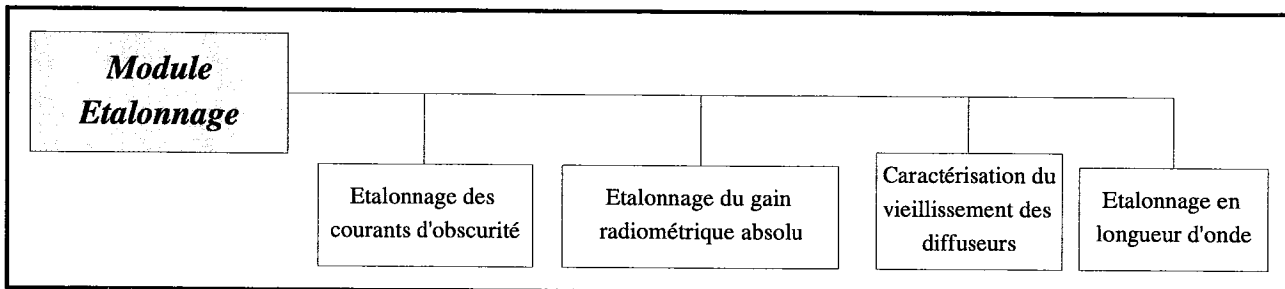


Figure 3.3-9 : Le module ETALONNAGE

On simule :

- l'étalonnage des courants d'obscurité qui permet de déterminer le niveau des courants d'obscurité à soustraire du signal mesuré par le capteur,
- l'étalonnage du gain radiométrique absolu qui relie le niveau du signal en entrée de l'instrument et le compte numérique produit en sortie de l'instrument,
- la caractérisation du vieillissement des diffuseurs utilisés comme cibles d'étalonnage,
- et enfin l'étalonnage en longueur d'onde qui permet d'identifier précisément quelles sont les bandes spectrales qui ont été réellement fabriquées par l'instrument par rapport aux définitions programmées pour la mission.

Afin de créer les différentes tables d'étalonnage, ce module prend en entrée les comptes numériques produits par l'instrument lorsque celui-ci observe chacune des cibles d'étalonnage (le module INSTRUMENT prend alors en entrée le signal produit par le module CIBLE D'ETALONNAGE). Chaque phase d'étalonnage simulée correspond à plusieurs pas d'intégration. Un grand nombre de signaux sont donc produits au cours de chacune des phases d'étalonnage simulées. Ils sont moyennés afin d'obtenir les coefficients d'étalonnage qui serviront ultérieurement à corriger le signal.

### **3.3.2.8- Le module TRAITEMENT-SOL**

L'objectif de ce module est de simuler les traitements effectués au sol sur les données produites par l'instrument (cf. chap. 1, § 1.3.2, chap. 2, § 2.2). La simulation du traitement-sol a été découpée en deux modules (voir figure 3.3-10) qui modélisent d'une part les traitements permettant de restructurer les paquets MERIS en données brutes et ainsi d'obtenir la carte de luminance au sommet de l'atmosphère (module de traitement-sol de niveau 1) et d'autre part les traitements permettant d'extraire les paramètres géophysiques d'intérêt pour la mission (module de traitement-sol de niveau 2). On obtient ainsi à partir de la carte de luminance au sommet de l'atmosphère la carte de luminance marine à la surface puis la carte de concentration en chlorophylle.

Ces deux modules traitent indifféremment des données pleine résolution ou bien des données à résolution réduite. Les étapes menant à l'obtention des différents produits à partir des paquets de données sont les mêmes pour les deux résolutions, seule la taille des images à traiter diffère.

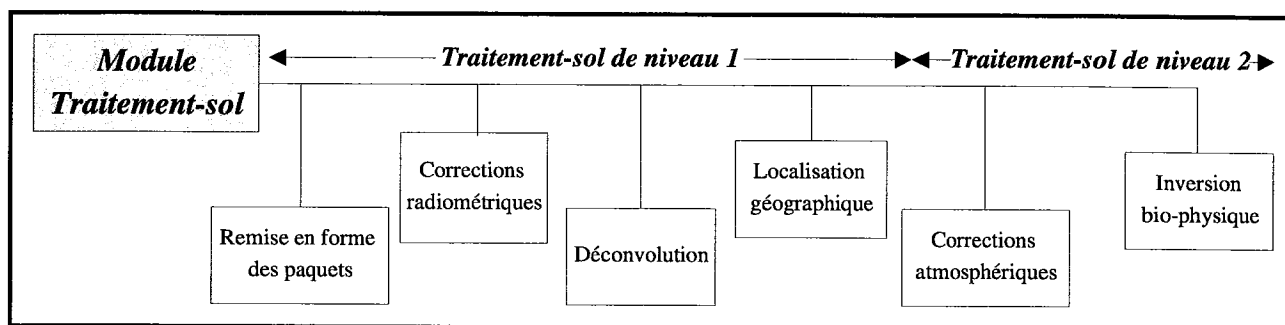


Figure 3.3-10 : Le module TRAITEMENT-SOL

• *Le module traitement-sol de niveau 1*

La figure 3.3-11 présente l'ensemble des étapes effectuées lors de l'exécution du module de traitement-sol de niveau 1.

Les paquets de données produits par le module instrument à pleine résolution ou bien à résolution réduite sont remis en forme afin d'extraire les comptes numériques représentant les mesures effectuées par le capteur dans les différentes bandes spectrales simulées. On obtient alors des "images-module" correspondant à la prise de vue de chacune des cinq chaînes d'acquisition. Puis on corrige radiométriquement ces données si les corrections n'ont pas déjà été effectuées par le module instrument.

Il faut ensuite restructurer ces données afin d'obtenir des images dont une des dimensions représente la totalité du champ de vue du capteur et la seconde dimension représente les différentes lignes visées au sol lors du déplacement du capteur sur son orbite. Pour cela, on élimine les zones de recouvrement de champ des cinq modules optiques de l'instrument. On obtient alors une image spatiale dans chaque longueur d'onde simulée représentant la luminance à l'entrée de l'instrument (voir figure 3.3-12).

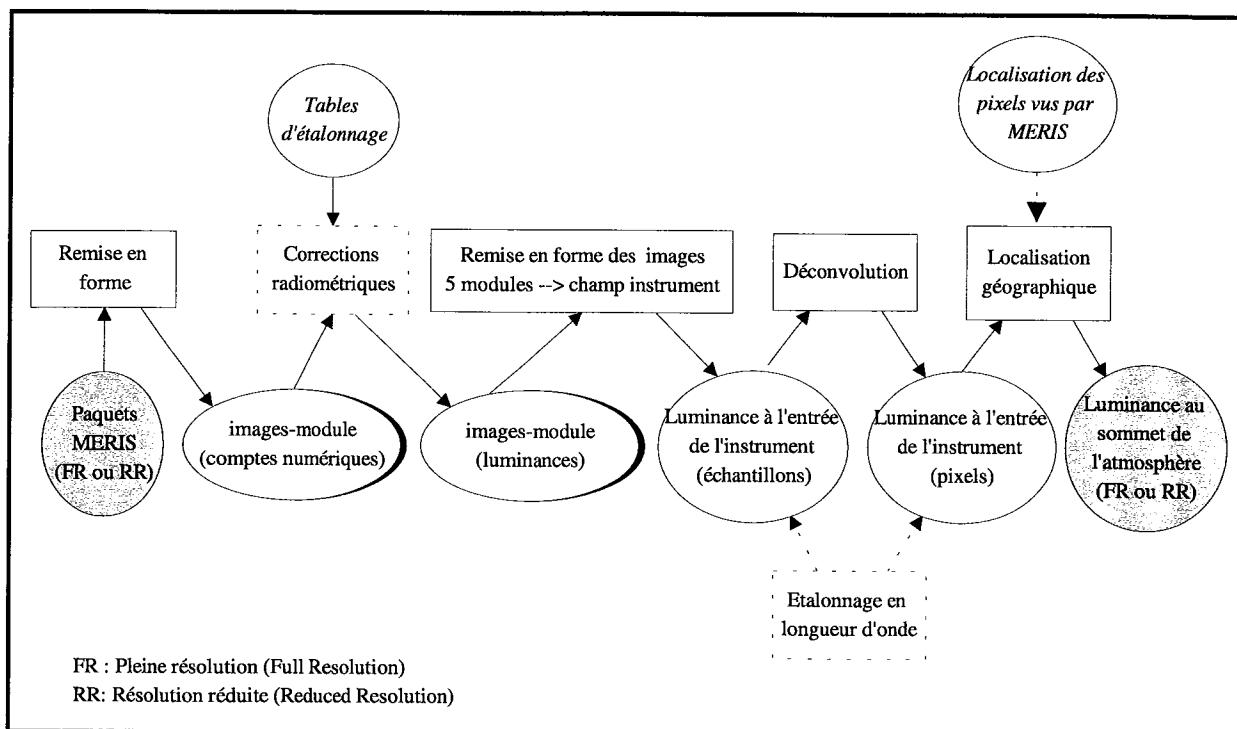


Figure 3.3-11 : Diagramme du module de traitement-sol de niveau 1

On applique ensuite un opérateur de déconvolution afin de fabriquer à partir des échantillons produits par la chaîne instrumentale les luminances associées à chaque pixel visé au sol. Enfin, on localise à la surface de la terre chaque pixel de l'image à l'entrée de l'instrument afin d'obtenir l'image de luminance correspondante au sommet de l'atmosphère.

• **Le module traitement-sol de niveau 2**

Le module de traitement-sol de niveau 2 se décompose en deux fonctions qui sont d'une part un algorithme de corrections atmosphériques et d'autre part un algorithme d'inversion (cf. chapitre 2).

L'algorithme de corrections atmosphériques permet de calculer la contribution due à la diffusion par les aérosols dans toutes les bandes spectrales en calculant au préalable la luminance due à la diffusion moléculaire. Ceci permet d'extraire le signal marin à la surface du signal total au sommet de l'atmosphère. En sortie de ce modèle on obtient donc dans les différentes bandes spectrales simulées une carte de luminance due à la diffusion moléculaire, une carte de luminance due à la diffusion des aérosols et une carte de réflectance à la surface

(voir figure 3.3-13). A partir de ce signal marin on utilise un algorithme d'inversion qui permet le calcul de la concentration en chlorophylle.

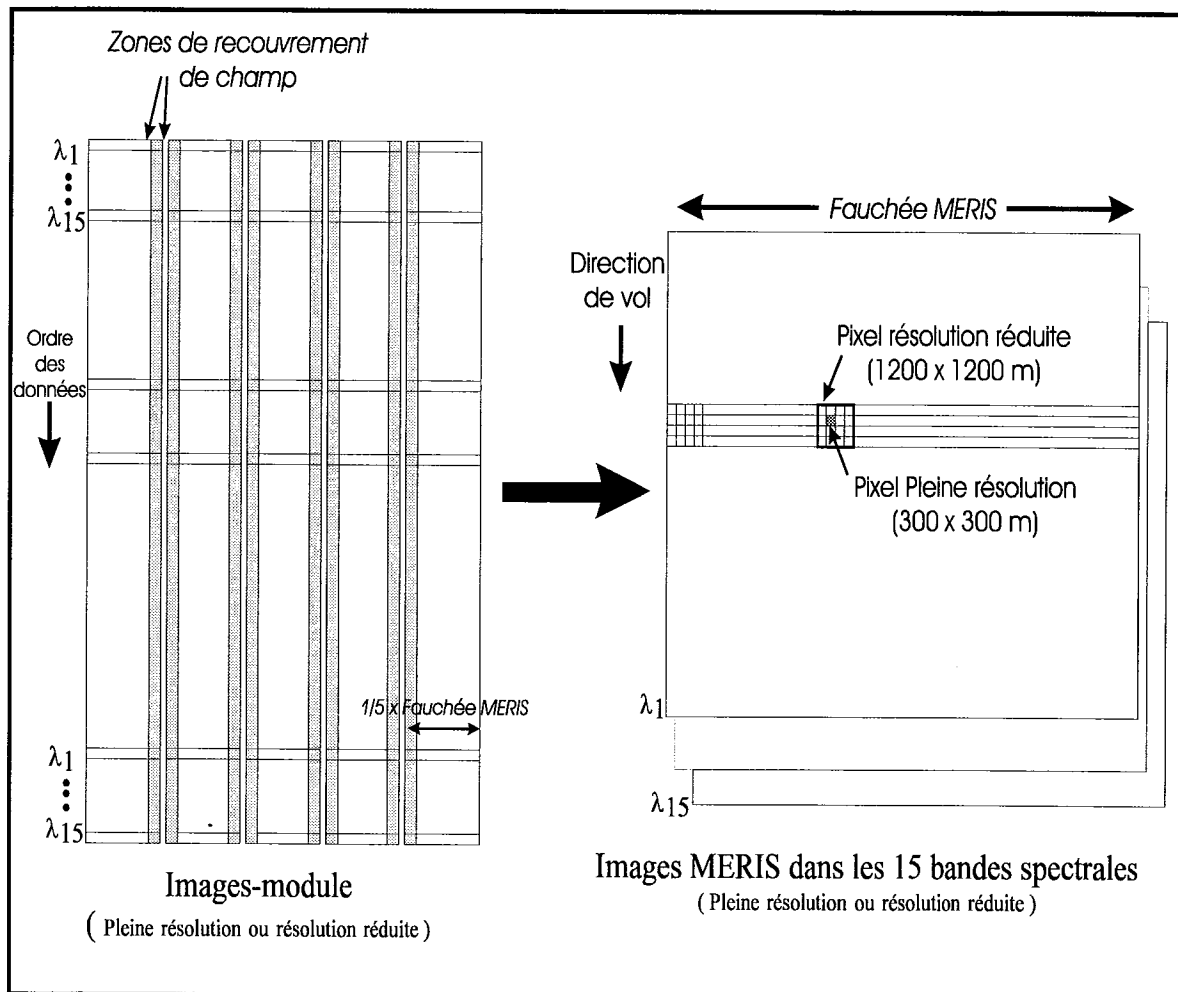


Figure 3.3-12 : Principe de remise en forme des images

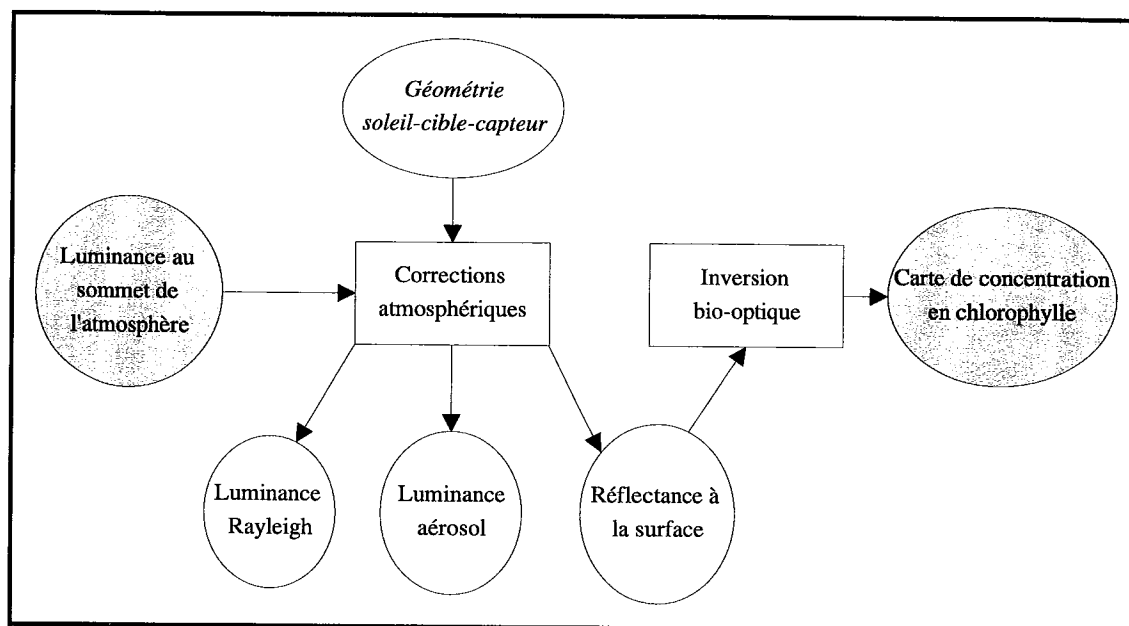


Figure 3.3-13 : Diagramme du module de traitement-sol de niveau 2

### 3.3.3- HYPOTHESES RESTRICTIVES DU SIMULATEUR

Les principales hypothèses restrictives du simulateur concernent la modélisation de la surface océanique observée par le capteur. Ainsi la réflectance de la cible océanique ne dépend que de l'éclairement solaire incident et de la concentration en chlorophylle. La réflectance ne dépend pas, dans ce modèle, de l'angle d'observation. La surface océanique est supposée plate et aucun effet de surface n'est considéré. Afin d'étudier l'influence de l'état de la surface océanique sur la qualité de la mesure de la couleur de l'eau, deux nouveaux modèles, un modèle de réflectance spéculaire et un modèle de réflectance de l'écume, ont été implémentés dans la chaîne de simulation (cf. chapitre 4 et 5).

La modélisation de la traversée du rayonnement à travers l'atmosphère imposent aussi des hypothèses restrictives :

- les conditions atmosphériques sont considérées identiques pour tous les pixels d'une même image,
- la résolution spectrale est limitée à la discrétisation de l'éclairement solaire imposée par le modèle de transfert radiatif choisi (5 nm pour le modèle 5S et 2,5 nm pour le modèle 6S),
- les effets de diffusions multiples dans l'atmosphère entre un photon incident et des molécules et/ou des aérosols ne sont pas pris en compte lorsque l'on utilise le modèle 5S, ils le sont lorsque l'on utilise le modèle 6S.

### 3.3.4- PRESENTATION DES OUTILS D'EVALUATION DE LA QUALITE

Une fois l'exécution d'une simulation terminée, de nombreuses images produites par les différents modules de calcul se retrouvent rangées dans la base de données (figure 3.3-14).

Ces images peuvent être visualisées et analysées par l'utilisateur à travers l'interface, soit en mode texte en faisant afficher les valeurs numériques correspondant à chaque pixel de la carte, ou bien directement en mode graphique. Des statistiques sont calculées sur tout ou partie de la carte (moyenne, écart-type, histogramme).

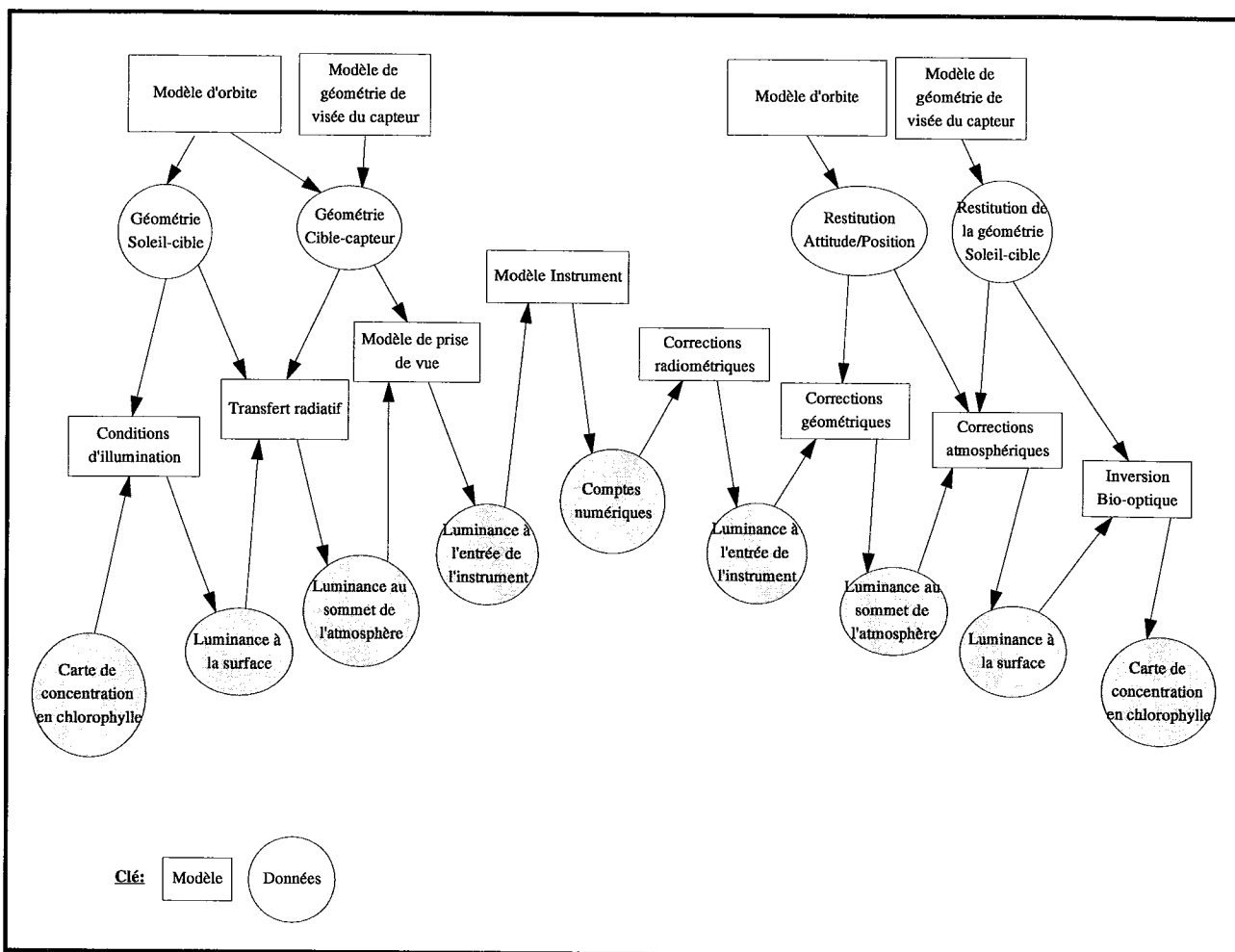


Figure 3.3-14 : Les différentes images produites par le simulateur

L'utilisateur peut enfin créer une nouvelle image en effectuant la différence pixel à pixel de deux images produites par la simulation à condition que ces deux images soient de même type (par exemple deux images de concentration en chlorophylle ou bien deux images

de luminance au sommet de l'atmosphère). Cette différence peut être en valeur absolue ou bien en pourcentage relatif à l'une des deux images prise comme référence.

Comme le montre la figure 3.3-15 la comparaison entre les images produites par le simulateur est effectuée à différents niveaux : on peut comparer les signaux produits à la surface, au sommet de l'atmosphère ou en entrée de l'instrument. On peut ainsi évaluer par exemple la performance des algorithmes de traitements au sol en fonction des paramètres instrumentaux choisis et voir quelle est l'influence de la variation de certains de ces paramètres instrumentaux sur le résultat obtenu.

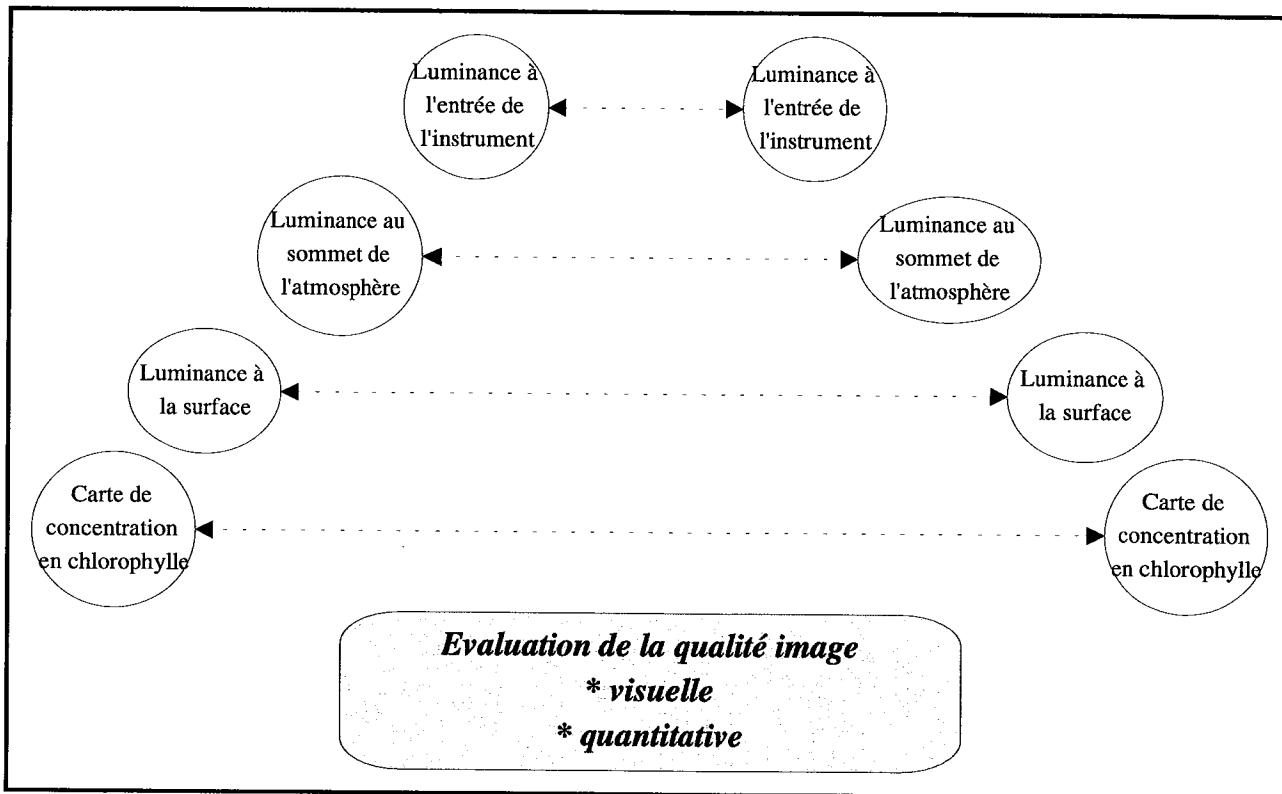


Figure 3.3-15 : Principe de comparaison des différentes images produites par le simulateur

La comparaison se fait aussi bien entre des couples d'images produites par une même simulation ou bien entre des couples d'images produites par deux simulations différentes où les paramètres simulés sont différents. Ceci permet par exemple d'étudier l'influence d'un changement de conditions atmosphériques sur la luminance mesurée par le capteur.



### 3.4- EXEMPLES D'APPLICATION DU SIMULATEUR POUR LE DIMENSIONNEMENT D'UNE MISSION SPATIALE

Dans le cadre d'une mission dédiée à la mesure de la couleur de l'eau, l'objectif principal recherché par les océanographes est de pouvoir distinguer un certain nombre de classes de concentration en pigments chlorophylliens à partir des données produites par le capteur. Lors de l'analyse de la mission, cet objectif scientifique doit être traduit en spécification imposée au capteur en terme de performance radiométrique. Pour évaluer la performance radiométrique du capteur nécessaire à la détection du nombre voulu de classes de concentration en chlorophylle, il est intéressant d'utiliser un simulateur de mission spatiale. Nous présentons dans ce qui suit trois études qui illustrent cet intérêt et qui sont détaillées pour deux d'entre elles dans les annexes de ce rapport.

La première concerne l'évaluation de la dynamique de luminance au sommet de l'atmosphère dans les différentes bandes spectrales dédiées à l'observation de la couleur de l'eau lorsque l'on fait varier la concentration en chlorophylle (§ 3.4.1). La seconde montre comment le simulateur permet le calcul de la résolution radiométrique dont doit disposer le capteur pour satisfaire l'objectif scientifique fixé (§ 3.4.2). Enfin, la dernière étudie la sensibilité du signal mesuré par le capteur à de petites variations en attitude de la plate-forme (§ 3.4.3). Les variations du signal dues à ces petits mouvements peuvent en effet constituer une source d'erreurs lors de l'exploitation des données.

#### 3.4.1- ETUDE DE LA DYNAMIQUE DU SIGNAL AU SOMMET DE L'ATMOSPHERE

On résume ici l'étude effectuée sur la dynamique du signal au sommet de l'atmosphère. Ces résultats ont été présentés au symposium I.G.A.R.S.S. (International Geoscience and Remote Sensing Symposium) qui s'est déroulé à Florence du 10 au 14 juillet 1995. Cette communication est intitulée 'Use of a simulator for the study of the sensitivity of the signal sensed by the MERIS spectrometer'. Elle constitue l'annexe A de ce rapport et est résumée ici. La sensibilité du signal à des variations de conditions géométriques d'illumination et d'observation, de conditions spectrales et de conditions géophysiques est étudiée dans le but

d'estimer le signal au sommet de l'atmosphère. La luminance totale ainsi que la contribution relative du signal marin à cette luminance ont été calculées le long de l'orbite descendante du capteur MERIS et pour chaque pixel de la fauchée.

Pour une concentration en chlorophylle donnée, on a diminué la visibilité par ciel clair (c'est-à-dire qu'on a augmenté la charge en aérosols) au-dessus de la surface océanique. Les résultats obtenus montrent l'accroissement du signal total dû aux photons rétrodiffusés par les aérosols vers le capteur. Cet accroissement entraîne corrélativement une diminution de la contribution relative du signal marin. Ces calculs illustrent une fois encore la nécessité de corriger le signal des effets atmosphériques avec la meilleure précision possible afin d'extraire le faible signal marin utile.

Les niveaux typiques de luminance ont ensuite été calculés dans chacune des bandes spectrales dédiées à l'observation de la couleur de l'eau. Les valeurs minimales et maximales du signal ont été estimées le long de l'orbite et dans la fauchée du capteur de même que les valeurs correspondantes du signal marin, en entrée de l'instrument, pour trois concentrations en chlorophylle (0,03, 0,3 et 3 mg.m<sup>-3</sup>) représentatives des conditions naturelles moyennes observées à la surface de l'océan. Dans chaque bande spectrale on a pu estimer la dynamique du signal que le capteur aura à mesurer et étudier la sensibilité du signal marin à la variation de concentration en chlorophylle.

### **3.4.2- ETUDE DE LA PERFORMANCE RADIOMETRIQUE DU CAPTEUR**

Dans cette étude, le simulateur de mission spatiale est utilisé pour déterminer les performances du capteur nécessaires à la détection d'un certain nombre de classes de concentration en chlorophylle dans chacune des bandes spectrales utilisées dans les algorithmes de couleur de l'eau. Le besoin des scientifiques de pouvoir discriminer N classes de concentration en chlorophylle à partir des données produites par le capteur s'exprime par la capacité du capteur à savoir différencier deux cibles dont les réflectances de surface sont séparées d'une certaine valeur (la spécification de mission imposée à MERIS à 445 nm est de savoir mesurer une différence de réflectance à la surface de  $5 \cdot 10^{-4}$ ). A l'aide du simulateur, la

différence de luminance en entrée de l'instrument produite par la différence de réflectance imposée à la surface a été calculée le long de l'orbite descendante du capteur MERIS et pour chaque pixel de la fauchée dans les bandes spectrales choisies pour la mission. Cette différence de luminance détectable constitue la résolution radiométrique nécessaire à la discrimination des N classes de concentration en chlorophylle.

A partir des images MERIS ainsi produites, les variations de cette résolution radiométrique ont été étudiées en fonction des conditions géométriques d'illumination et d'observation de chaque pixel de l'image. La résolution radiométrique ainsi calculée satisfaisant les objectifs de la mission a été comparée à la performance radiométrique du capteur qui ne dépend que des bruits liés à l'ensemble de la chaîne instrumentale. Le pourcentage de pixels de l'image MERIS pour lesquels les objectifs de la mission ne sont pas remplis est faible (inférieur à 0,5 %). Les pixels correspondant se situent aux bords de l'image MERIS (à l'extrême nord et à l'extrême sud de l'image en latitude).

#### **3.4.3- SENSIBILITE DU SIGNAL MESURE PAR LE CAPTEUR A DE PETITES VARIATIONS EN ATTITUDE DE LA PLATE-FORME**

La plate-forme portant le capteur est pilotée en permanence de manière à ce que ses trois axes propres restent orientés dans des directions fixées par rapport à la terre. Cependant, les lois de pilotage qui sont appliquées ne permettent pas de compenser totalement les erreurs résiduelles qui perturbent l'attitude de la plate-forme.

L'impact de ces variations d'attitude sur le signal mesuré par le capteur a été évalué à l'aide du simulateur de mission spatiale. Les résultats complets de cette étude sont présentés dans l'annexe B de ce rapport. Le module du simulateur qui calcule la géométrie du système MERIS a été modifié de façon à introduire des petites variations des angles de lacet et tangage de l'ordre de 0,1 degrés. Cette valeur représente la précision typique obtenue pendant la mission lors de la mesure des angles d'attitude à bord. Notre étude a montré que la variation du signal induite par ces petites erreurs d'attitude est de l'ordre de la résolution radiométrique du capteur. Nous avons conclu qu'il fallait absolument tenir compte de ces erreurs d'attitude résiduelles lors de l'établissement des spécifications de la mission sinon ces erreurs peuvent

être interprétées faussement lors de l'exploitation des données produites par le capteur comme une variation de concentration en chlorophylle.

#### **3.4.4- CONCLUSIONS**

Ces trois études ont montré l'intérêt que l'on peut avoir d'utiliser un simulateur de mission spatiale lorsque l'on prépare une mission future. En effet, le simulateur est un outil logiciel qui aide à établir les besoins en performance que l'on doit imposer au capteur pour satisfaire au mieux les objectifs des scientifiques. Grâce au simulateur on a pu représenter toutes les grandeurs calculées directement dans la trace du capteur MERIS, ce qui a permis de prendre en compte l'ensemble des configurations géométriques rencontrées sur l'orbite. On a aussi simulé en une seule fois l'ensemble des différentes bandes spectrales choisies pour la mission.

Le couplage au sein du simulateur des modèles de transfert radiatif, d'orbitographie et de prise de vue du capteur a permis d'évaluer l'influence de petites perturbations d'attitude sur le signal en entrée de l'instrument pour chacun des pixels de l'image produite. Ceci n'est pas facile à réaliser lorsque l'on dispose séparément de ces différents modèles. De plus, les outils d'analyse du simulateur ont permis d'avoir une vision rapide et globale des effets sur le signal des différents paramètres que l'on a fait varier. On a pu par exemple comparer l'amplitude de la variation du signal en entrée de l'instrument due aux erreurs d'attitude simulées, à l'amplitude de la variation du signal due à une variation de la concentration en chlorophylle.

**ETUDE DE L'INFLUENCE DES INCERTITUDES DE  
MODELISATION DE L'ETAT DE SURFACE**

*Partie 1 : modélisation et incertitudes*

## 4.1 - INTRODUCTION

Les photons réfléchis à la surface de l'océan le sont soit spéculairement par une surface plus ou moins agitée par les vagues, soit de façon diffuse par l'écume. Lorsque ces photons sont renvoyés vers le capteur, ils peuvent accroître la luminance mesurée au sommet de l'atmosphère de façon significative. Si les effets de réflexion à la surface de l'océan ne sont pas pris en compte dans la modélisation du signal total mesuré par le capteur, l'accroissement en luminance produit par ces effets sera alors interprété lors des corrections atmosphériques comme provenant de la diffusion par les aérosols. Ceci conduira à de fausses valeurs de luminances marines et, par la suite, à des erreurs dans la mesure de la concentration en chlorophylle. Il faut donc corriger le plus précisément possible le signal mesuré par le capteur des effets de réflexion de surface. Pour cela, lors du traitement des données au sol, les signaux dus respectivement à la réflexion spéculaire et à la réflexion diffuse par l'écume sont estimés à l'aide de modèles puis soustraits du signal mesuré par le capteur.

Dans ce chapitre, nous avons étudié les différents modèles existants dans la littérature qui permettent d'estimer ces deux contributions en fonction de la vitesse du vent (§ 4.2). Nous avons ensuite identifié les sources d'incertitudes liées au calcul de ces contributions sous la forme d'incertitudes inhérentes aux modèles utilisés et d'incertitudes sur la mesure de la vitesse du vent (§ 4.3). Ces incertitudes ne sont généralement pas prises en compte dans l'estimation des contributions des effets de surface. Grâce au simulateur de mission spatiale, nous étudierons dans le chapitre suivant l'influence de ces incertitudes sur le signal mesuré au sommet de l'atmosphère en entrée du capteur, puis sur la qualité de la mesure de la concentration en pigments chlorophylliens.

Le capteur mesure au sommet de l'atmosphère une luminance  $L(\lambda, \theta_s, \theta_v, \Delta\phi)$  qui représente la fraction du rayonnement solaire incident réfléchi par le système surface-atmosphère dans la direction du capteur. Nous n'utiliserons pas ni dans ce chapitre ni dans le suivant la notion de luminance mais la notion de réflectance couramment introduite afin, notamment, de s'affranchir des variations spectrales de l'éclairement incident. La luminance

mesurée par le capteur s'exprime sous la forme d'une réflectance apparente  $\rho^*(\lambda, \theta_s, \theta_v, \Delta\phi)$  (puisque'il s'agit de la réflectance du système océan-atmosphère) :

$$\rho^*(\lambda, \theta_s, \theta_v, \Delta\phi) = \pi L(\lambda, \theta_s, \theta_v, \Delta\phi) / (E_s(\lambda)\cos(\theta_s))$$

où  $E_s(\lambda)$  est l'éclairement solaire mesuré au sommet de l'atmosphère.

Le signal mesuré par le capteur au sommet de l'atmosphère, que l'on note  $\rho^*_t$ , peut donc être décomposé comme la somme de plusieurs contributions (cf. chapitre 2), exprimées sous la forme de réflectances :

$$\begin{aligned} \rho^*_t(\lambda, \theta_s, \theta_v, \Delta\phi) = & \rho^*_{\text{atm}}(\lambda, \theta_s, \theta_v, \Delta\phi) + T(\lambda, \theta_s, \theta_v)\rho_g(\theta_s, \theta_v, \Delta\phi) + t(\lambda, \theta_v)\rho_f(\lambda, \theta_s, \theta_v, \Delta\phi) \\ & + t(\lambda, \theta_v)\rho_w(\lambda, \theta_s, \theta_v, \Delta\phi) \end{aligned} \quad (4.1)$$

- $\rho^*_{\text{atm}}$  est la réflectance atmosphérique mesurée au sommet de l'atmosphère qui prend en compte les photons diffusés par les molécules et/ou par les aérosols, ainsi que les photons diffusés par l'atmosphère puis réfléchis par la surface de l'eau et les photons d'abord réfléchis puis diffusés par l'atmosphère,
- $T\rho_g$  est la réflectance mesurée au sommet de l'atmosphère due à la réflexion spéculaire des photons par les vagues à la surface,  $\rho_g$ , atténuée par la transmission atmosphérique directe  $T$ . Ce facteur de transmission directe s'exprime sous la forme :

$$T(\lambda, \theta_s, \theta_v) = \exp(-(\tau_{O_3}(\lambda) + \tau_R(\lambda))(1/\cos\theta_s + 1/\cos\theta_v)) \quad (4.2)$$

où  $\tau_{O_3}(\lambda)$  et  $\tau_R(\lambda)$  sont respectivement les épaisseurs optiques de l'ozone et des molécules d'air.

- $t\rho_f$  est la réflectance mesurée au sommet de l'atmosphère due à la réflexion diffuse des photons par l'écume à la surface atténuée par la transmission atmosphérique diffuse,  $t$ , sur le trajet océan-capteur. Le facteur de transmission diffuse sur le trajet entre la surface et le capteur est donné par Gordon *et al.* (1983) :

$$t(\lambda, \theta_v) = \exp(-\tau_{O_3}(\lambda)/\cos\theta_v - \tau_R(\lambda)/2\cos\theta_v) \quad (4.3)$$

Dans cette expression approchée, la diffusion par les aérosols ainsi que l'absorption par les autres gaz que l'ozone ne sont pas pris en compte.

- $t\rho_w$  est la réflectance marine à la surface contenant l'information utile sur la couleur de l'eau atténuée par la transmission diffuse atmosphérique,  $t$ , sur le trajet océan-capteur.

## 4.2 - MODÉLISATION DE L'ÉTAT DE SURFACE DANS LA LITTÉRATURE

### 4.2.1 - LA MODELISATION DE LA PRÉSENCE DE VAGUES À LA SURFACE

Si la surface de l'océan était parfaitement plane, les photons incidents seraient réfléchis comme par un miroir dans la direction spéculaire (c'est-à-dire la direction symétrique de celle du soleil). En réalité, la surface océanique n'est jamais parfaitement plane et la présence de vagues à la surface de l'océan modifie localement l'angle d'incidence du rayonnement solaire. Le capteur ne recevra de l'énergie de la surface que si les vagues ont des pentes telles qu'elles réfléchissent spéculairement les photons incidents dans sa direction. Une description de ces pentes peut être obtenue à partir d'un spectre du champ de vagues ou d'une distribution statistique de pentes de vagues. L'agitation désordonnée qui règne à la surface de l'eau résulte des interactions d'une large gamme d'ondes toutes différant en amplitude, en fréquence, en longueur d'onde et en direction de propagation (cf. Kinsman, 1984). Les rides ou ondes capillaires (de longueur d'onde de quelques millimètres à quelques centimètres) se comportent comme de petits miroirs capables de réfléchir spéculairement le rayonnement incident. Elles sont orientées dans un grand nombre de directions et sont extrêmement sensibles au vent local. Ces rides se propagent sur le dos de vagues plus importantes levées par le vent (de longueur d'onde de quelques centimètres à quelques dizaines de mètres), elles-mêmes modulées par la houle (de longueur d'onde jusqu'à plusieurs centaines de mètres), les courants, la forme du fond et la profondeur d'eau (Bliven *et al.*, 1995). Il est donc très difficile de modéliser l'état d'agitation de la surface et de caractériser son mouvement désordonné par un nombre minimum de paramètres. De plus, la présence éventuelle à la surface de tensio-actifs (films organiques ou nappes d'hydrocarbures) modifie la capacité de la surface à réfléchir le rayonnement incident (Cox et Munk, 1954a ; Wald *et al.*, 1984).

Nous avons donc choisi de calculer la contribution de la réflectance spéculaire à l'aide d'un modèle simple, largement utilisé par de nombreux auteurs et caractérisant l'état d'agitation de la surface en ne faisant intervenir que la vitesse du vent à la surface. Il s'agit du modèle de Cox et Munk (1954a, 1954b, 1955) qui permet de déterminer la distribution de la pente des vagues capables de satisfaire les conditions géométriques de réflexion spéculaire en



fonction de la direction du rayonnement incident, de la direction du capteur et de la vitesse du vent à la surface. La probabilité  $p(\theta_s, \theta_v, \phi_s, \phi_v, U)$  qu'une facette de vague soit orientée de sorte qu'elle renvoie spéculairement le rayonnement incident provenant de la direction  $(\theta_s, \phi_s)$  dans la direction de visée du capteur définie par les angles  $(\theta_v, \phi_v)$ , pour une vitesse de vent  $U$  s'exprime sous la forme:

$$p(\theta_s, \theta_v, \phi_s, \phi_v, U) = (1/\pi\sigma^2) \exp[ -(1 - \cos^2(\beta)) / \sigma^2 \cos^2(\beta) ] \quad (4.4)$$

Cette distribution de probabilité est en première approximation une gaussienne isotrope bidimensionnelle dont la variance  $\sigma^2$  dépend de la vitesse du vent  $U$  ( $m.s^{-1}$ ) sous la forme:

$$\sigma^2 = 0,003 + 5,12.10^{-3} U \pm 0,004 \quad (4.5)$$

Ce modèle est valable pour une vitesse de vent inférieure à  $14 m.s^{-1}$  et ne prend pas en compte la direction du vent. Il ne s'applique pas aux zones cotières où l'influence du fond modifie le profil des vagues.

L'angle  $\beta$  (figure 4.2-1) est l'angle zénithal de la facette de vague qui permettra une réflexion spéculaire. Il dépend donc de la direction du rayonnement incident et de la direction de visée du capteur. On a alors la relation :

$$\cos^2(\beta) = (\cos(\theta_s) + \cos(\theta_v))^2 / 2(1 + \cos(2\omega)) \quad (4.6)$$

$$\text{avec } \cos(2\omega) = \cos(\theta_s)\cos(\theta_v) + \sin(\theta_s)\sin(\theta_v)\cos(\phi_s - \phi_v) \quad (4.7)$$

L'angle  $\omega$  est l'angle permettant la réflexion spéculaire de la lumière solaire vers le capteur.

La réflectance d'un pixel vu par le capteur dépend de la probabilité de trouver pour ce pixel des facettes de vagues qui ont une pente satisfaisant les conditions de réflexion spéculaire vers le capteur. Cette réflectance est calculée d'après la formule établie par Viollier *et al.* (1980) :

$$\rho_g(\theta_s, \theta_v, \phi_s, \phi_v, U) = \pi p(\theta_s, \theta_v, \phi_s, \phi_v, U) r(m, \omega) / (4 \cos(\theta_v) \cos(\theta_s) \cos^4(\beta)) \quad (4.8)$$

où  $r(m, \omega)$  est le facteur de réflexion de Fresnel. Les variations de ce facteur en fonction de l'angle d'incidence pour l'indice moyen de réfraction de l'eau,  $m$ , sont faibles pour une

incidence comprise entre 0 et 50 degrés (d'après Viollier, 1980). Ce facteur peut être considéré comme constant, égal à 0,02.

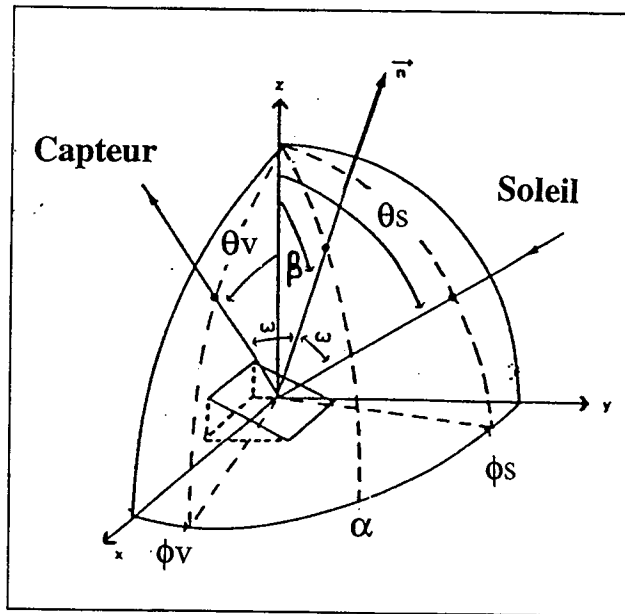


Figure 4.2-1 : Géométrie de la réflexion spéculaire

Des exemples de simulation sont présentés dans le paragraphe 4.3.3 et montrent comment la réflectance spéculaire varie en fonction de la vitesse du vent à la surface et des conditions géométriques d'illumination et de visée.

En fait le modèle complet de Cox et Munk comprend d'autres termes qui prennent en compte l'asymétrie du champ de vagues en fonction de la direction du vent. La distribution de probabilité de la pente des vagues s'exprime alors sous la forme d'une série de Gram-Charlier dont le premier terme correspond à une gaussienne bidimensionnelle anisotrope, d'axes principaux selon la direction du vent et normal à la direction du vent, et dont les termes d'ordre supérieur représentent l'écart à cette distribution gaussienne. En examinant les mesures de Cox et Munk, on s'aperçoit que la dispersion des points de mesure est très grande et que l'incertitude sur les coefficients du modèle est très importante. Wald (1985) a montré que négliger la partie anisotrope de la probabilité  $p(\theta_s, \theta_v, \phi_s, \phi_v, U)$  introduit une erreur

croissant avec la vitesse du vent et qui, en valeur relative, est de l'ordre de 10 % à 10 m.s<sup>-1</sup>. Cette erreur est assez élevée par rapport aux spécifications du capteur MERIS. Donc l'anisotropie peut jouer un rôle et il faudrait la prendre en compte. Cependant, Wald (1985) a montré également que l'estimation de cette partie anisotrope n'est pas fiable. Les erreurs sur l'estimation des écarts au modèle gaussien croissent lorsque le vent décroît et sont de 15 à 25 % à 3 m.s<sup>-1</sup> et de 25 à 40 % à 5 m.s<sup>-1</sup>. Par ailleurs, l'anisotropie du champ de vagues par rapport à la direction du vent dépend d'un grand nombre de facteurs qui ne sont pas connus dans le segment-sol où seule une estimation du vent est présente. Dans le cadre de notre étude, nous avons donc adopté le modèle isotrope.

#### 4.2.2 - LA MODELISATION DE LA PRÉSENCE D'ÉCUME À LA SURFACE

Lorsque la mer est agitée par le vent, des vagues se forment à sa surface et provoquent en déferlant la formation d'écume. Cette écume se compose d'une fine couche de mousse en surface et d'une grande quantité de bulles d'air injectées dans l'eau. Ces bulles d'air renvoient la lumière dans toutes les directions conduisant à une réflexion diffuse. En fonction de l'état d'agitation de la surface, la concentration et la taille des bulles ainsi que la profondeur à laquelle elles sont injectées dans l'eau varient, ce qui modifie les propriétés optiques de l'écume (Frouin *et al.*, 1994).

De nombreuses études ont été réalisées afin de mieux connaître l'influence de la présence d'écume sur les propriétés optiques de l'océan. Maul et Gordon (1975) ont observé que le facteur de réflexion de la mer pouvait augmenter de façon significative en présence d'écume. A l'aide de simulations numériques utilisant la méthode de Monte-Carlo, Gordon et Jacobs (1977) ont montré que la présence d'écume totalement réfléchissante à la surface pouvait doubler l'albédo de la surface lorsque la vitesse de vent augmentait de 6 à 14 m.s<sup>-1</sup> pour de faibles angles solaires zénithaux. Ils ont modélisé la réflectance de l'écume  $\rho_f$  comme étant le produit de son albédo  $A_f(\lambda)$ , qui dépend de la longueur d'onde, par la fraction  $W$  de surface couverte par celle-ci en fonction de la vitesse du vent, ce qui conduit à l'expression :

$$\rho_f(\lambda) = A_f(\lambda) \cdot W \quad (4.9)$$

Peu d'auteurs ont directement étudié la réflectance de l'écume mais ils se sont attachés soit à déterminer une valeur de l'albédo et sa dépendance spectrale, soit à déterminer une expression de la fraction de surface couverte en fonction de la vitesse du vent.

Il existe un désaccord entre les divers auteurs au sujet des valeurs de l'albédo de l'écume. Certains auteurs ont fixés arbitrairement la valeur de l'albédo de l'écume. Gordon et Jacobs (1977) ont supposé que l'écume était parfaitement réfléchissante d'albédo égal à 1, alors que Quenzel et Kästner (1980) ont choisi un albédo égal à 0,45. D'autres ont effectué des mesures en mer ou en laboratoire et ont obtenus des résultats très variables. Whitlock *et al.*

(1982) ont obtenu en laboratoire un albédo de 0,55 qui peut être considéré comme constant spectralement dans la partie visible du spectre jusqu'à une longueur d'onde de 800 nanomètres (Koepke, 1984). En fait, les mesures obtenues par Whitlock *et al.* montrent une faible décroissance de l'albédo du visible vers le proche infrarouge de l'ordre de 5 %. Des mesures plus récentes (Frouin *et al.*, 1994), effectuées devant la jetée du Scripps Institution of Oceanography, San Diego, montrent une décroissance sensible de la réflectance de l'écume du visible vers le proche infrarouge. Les valeurs de réflectances obtenues à 440 nanomètres chutent d'environ 40 % à 870 nanomètres où la réflectance n'est plus que d'environ 0.25. Sathe et Vaithiyathan (1994) ont mesuré en mer des valeurs variant de 0,55 à 0,62 ; malheureusement les conditions expérimentales ne sont pas communiquées. Comme on peut le voir, il existe une grande disparité entre les valeurs proposées pour l'albédo. Elle pourrait en partie s'expliquer par la diversité des conditions expérimentales qui ont conduit à l'observation de structures d'écume différentes induites par différents états de surface, différentes températures d'eau, différentes conditions atmosphériques,... Seuls deux auteurs (Whitlock *et al.*, 1982 et Frouin *et al.*, 1994) ont étudié la dépendance spectrale de l'albédo de l'écume. Les différents états de mer considérés lors de ces expériences sont trop peu nombreux pour être représentatifs de l'ensemble des conditions naturelles que l'on peut rencontrer. De plus, les résultats obtenus en laboratoire ou les mesures effectuées en zones côtières ne sont pas forcément valables pour le plein océan.

Les propriétés directionnelles de la réflectance de l'écume ont été très rarement étudiées. Tous les auteurs s'accordent pour considérer sa réflexion comme isotrope. De récentes campagnes de mesures aéroportées ont été réalisées (voir Schwindling, 1995) qui n'auraient pas mis en évidence d'effets directionnels.

Selon Monahan et O'Muircheartaigh (1981) la vitesse de vent minimale nécessaire à l'apparition de l'écume est d'environ 3 à 4 m.s<sup>-1</sup>. La dépendance de la fraction de surface couverte par l'écume en fonction de la vitesse du vent a été exprimée par de nombreux auteurs (Monahan, 1971 ; Toba et Chaen, 1973 ; Ross et Cardone, 1974 ; Monahan et O'Muircheartaigh, 1980, 1986 ; Wu, 1979, 1982 ; Toba et Koga, 1986 ; Kraan *et al.*, 1995).

La méthode employée consiste en l'analyse de photographies aériennes ou, plus récemment, d'enregistrements vidéo dont l'exploitation garde un caractère très subjectif. Des résultats obtenus par différents auteurs à partir de mêmes jeux de données peuvent présenter une certaine dispersion en fonction de la méthode statistique d'analyse utilisée (Monahan et O'Muircheartaigh, 1980, 1982 ; Wu, 1982). Une expression couramment utilisée par la communauté scientifique, établie par Monahan et O'Muircheartaigh (1980) donne la fraction de surface couverte par l'écume, sous la forme :

$$W = 2,95 \cdot 10^{-6} \cdot U^{3,52} \quad (4.10)$$

où  $U$  ( $\text{m.s}^{-1}$ ) est la vitesse du vent mesurée à 10 mètres au dessus de la surface. Cette expression a été obtenue par régression linéaire sur un jeu de mesures combinées prises dans l'océan Atlantique par Monahan (1971) pendant la campagne BOMEX (Barbados Oceanographic and Meteorological Experiment) et par Toba et Chaen (1973) dans l'océan Pacifique. Ce modèle est valide pour une eau à une température  $T$  supérieure à  $14^{\circ}\text{C}$ .

La vitesse du vent n'est pas le seul paramètre déterminant la fraction de surface couverte par l'écume. En effet, d'autres paramètres météorologiques et océanographiques peuvent influencer sur l'apparition et la durée de vie de l'écume comme la température de l'eau, sa salinité, la stabilité atmosphérique (caractérisée par la différence de température entre l'air et l'eau), la vitesse de friction du vent et le fetch (Monahan et O'Muircheartaigh, 1986 ; Wu, 1979, 1988 ; Toba et Koga, 1986 ; Kraan *et al.*, 1995). Donner une expression précise de la fraction de la surface couverte par l'écume en fonction de ces différents paramètres météorologiques et océaniques n'est pas simple dans l'état actuel des connaissances car ces dépendances sont encore souvent mal connues et les expérimentations *in situ* sont très lourdes et délicates à mener.

Koepke (1984) a défini et déterminé la réflectance efficace de l'écume en prenant en compte les variations de la surface des taches d'écume et de la réflectance de chacune de ces taches en fonction de l'âge de l'écume. Plus l'écume vieillit, plus la tache s'étend et plus sa réflectance décroît. Ce phénomène n'étant pas pris en compte par les autres auteurs dans la mesure de l'albédo de l'écume, il semble que l'ensemble des valeurs d'albédo trouvées soient

trop élevées par rapport à la réalité. Koepke obtient alors en utilisant la réflectance maximale de 0,55 mesurée par Whitlock *et al.* (1982), affectée d'un facteur d'efficacité prenant en compte le vieillissement de l'écume, une réflectance efficace  $\rho_{ef}$  de  $22 \% \pm 11\%$ . On notera ici la très grande incertitude sur la valeur de l'albédo fournie par Koepke. La réflectance de l'écume est alors le produit de la réflectance efficace de l'écume par la fraction de surface couverte par celle-ci calculée par Monahan et O'Muircheartaigh (1980):

$$\rho_f(\lambda) = 2,95 \cdot 10^{-6} \cdot U^{3,52} \cdot (0,22 \pm 0,11) \quad (4.11)$$

C'est ce modèle qui est utilisé dans la suite, notamment pour sa facilité de couplage avec le modèle de réflexion spéculaire puisqu'il prend lui aussi comme unique paramètre d'entrée la vitesse du vent à la surface.

### 4.3 - DEFINITIONS DES INCERTITUDES LIEES AU CALCUL DE LA REFLECTANCE SPECULAIRE ET DE LA REFLECTANCE DE L'ECUME

#### 4.3.1 - INCERTITUDES LIEES AU CALCUL DE LA REFLECTANCE SPECULAIRE

La réflectance spéculaire est estimée à l'aide du modèle de Cox et Munk décrit dans le paragraphe précédent. Les incertitudes du modèle de Cox et Munk ont été représentées par les deux auteurs comme une erreur sur la variance de la distribution de probabilité des pentes d'amplitude  $\Delta\sigma^2 = \pm 0,004$ .

Ces incertitudes ont donc été prises en compte dans les simulations sous la forme :

$$\text{- d'une variance maximum : } \sigma_{\text{MAX}}^2 = 0,003 + 5,12 \cdot 10^{-3} U + 0,004 \quad (4.12)$$

$$\text{- d'une variance minimum : } \sigma_{\text{MIN}}^2 = 0,003 + 5,12 \cdot 10^{-3} U - 0,004 \quad (4.13)$$

L'expression de la variance moyenne donnée par Cox et Munk en fonction de la vitesse du vent  $U$  est alors utilisée comme notre référence :

$$\sigma_{\text{MOY}}^2 = 0,003 + 5,12 \cdot 10^{-3} U \quad (4.14)$$

Pour une vitesse de vent donnée, l'écart maximum sur la réflectance spéculaire, noté  $\epsilon_{\text{COX}}$ , dû aux incertitudes du modèle de Cox et Munk s'écrit :

$$\epsilon_{\text{COX}} = (\rho_g)_{\sigma^2\text{MIN}} - (\rho_g)_{\sigma^2\text{MAX}} \quad (4.15)$$

Nous avons choisi de définir l'incertitude sur la réflectance spéculaire, notée  $(\Delta\rho_g)_{\text{COX}}$ , par :

$$(\Delta\rho_g)_{\text{COX}} = (1/2) |\epsilon_{\text{COX}}| \quad (4.16)$$

D'autres définitions auraient pu être choisies comme par exemple :

$$(\Delta\rho_g)_{\text{COX}} = \text{Max} ( |(\rho_g)_{\sigma^2\text{MIN}} - (\rho_g)_{\sigma^2\text{MOY}}| , |(\rho_g)_{\sigma^2\text{MAX}} - (\rho_g)_{\sigma^2\text{MOY}}| ) \quad (4.17)$$

Si les résultats dépendent légèrement de la définition de l'incertitude choisie, les conclusions quant à elles restent inchangées.

La variation de la réflectance spéculaire, résultant d'une variation de la vitesse du vent, peut également être interprétée comme une incertitude, notée  $(\Delta\rho_g)_{\text{vent}}$ , qui correspondrait à une méconnaissance de la vitesse du vent. Ainsi pour une vitesse de vent donnée  $U$  que l'on



connaît avec une incertitude  $\Delta U$  ( $2 \text{ m.s}^{-1}$ ), l'écart maximum sur la réflectance spéculaire,  $\epsilon_{\text{vent}}$ , vaut :

$$\epsilon_{\text{vent}} = \rho_g(U - \Delta U) - \rho_g(U + \Delta U) \quad (4.18)$$

Nous avons défini l'incertitude sur la réflectance spéculaire, notée  $(\Delta\rho_g)_{\text{vent}}$ , par :

$$(\Delta\rho_g)_{\text{vent}} = (1/2) |\epsilon_{\text{vent}}| \quad (4.19)$$

L'incertitude totale sur la réflectance spéculaire prend en compte l'incertitude liée à la modélisation de Cox et Munk à laquelle s'ajoute l'incertitude liée à la méconnaissance de la vitesse du vent. Ces deux sources d'incertitude n'étant pas liées, nous exprimons l'incertitude résultante, notée  $(\Delta\rho_g)_{\text{total}}$ , comme la somme quadratique des deux incertitudes :

$$(\Delta\rho_g)_{\text{total}} = \sqrt{(\Delta\rho_g)_{\text{COX}}^2 + (\Delta\rho_g)_{\text{vent}}^2} \quad (4.20)$$

#### 4.3.2 - INCERTITUDE LIEE AU CALCUL DE LA REFLECTANCE DE L'ECUME

La réflectance de l'écume est considérée comme lambertienne, elle ne dépend donc pas des conditions géométriques de visée du capteur MERIS. La variation spatiale de cette incertitude dans l'image MERIS ne dépend que de la valeur de la vitesse du vent à chaque pixel. Nous avons aussi supposé que la réflectance ne dépendait pas de la longueur d'onde. Puisque la réflectance s'exprime comme le produit de la fraction de la surface de l'océan couverte par l'écume,  $W$ , et de la réflectance efficace de l'écume  $\rho_{\text{ef}}$  (cf. §4.2.2), l'incertitude sur la réflectance dépend donc de l'incertitude sur  $W$  et de l'incertitude sur  $\rho_{\text{ef}}$ .

Nous avons adopté pour notre étude le modèle de Koepke (1984) (cf. §4.2.2). L'incertitude relative associée à l'albédo de l'écume est très forte puisqu'elle a été estimée à  $\pm 50 \%$ , soit  $\pm 0,11$  en réflectance.

L'incertitude sur la fraction de la surface de l'océan couverte par l'écume est inhérente au modèle de couverture choisi. Le modèle le plus couramment utilisé (cf. §4.2.2) est le modèle de Monahan et O'Muircheartaigh (1980). L'expression donnant la fraction de surface couverte a été établie par régression linéaire sur un jeu de mesures combinées obtenues au

cours de deux campagnes effectuées par Monahan (1971) dans l'Atlantique et Toba et Chaen (1973) dans le Pacifique. La figure 4.3-1, d'après Wu (1979), présente les mesures de  $W$  obtenues en fonction de la vitesse du vent  $U$  lors de ces deux campagnes.

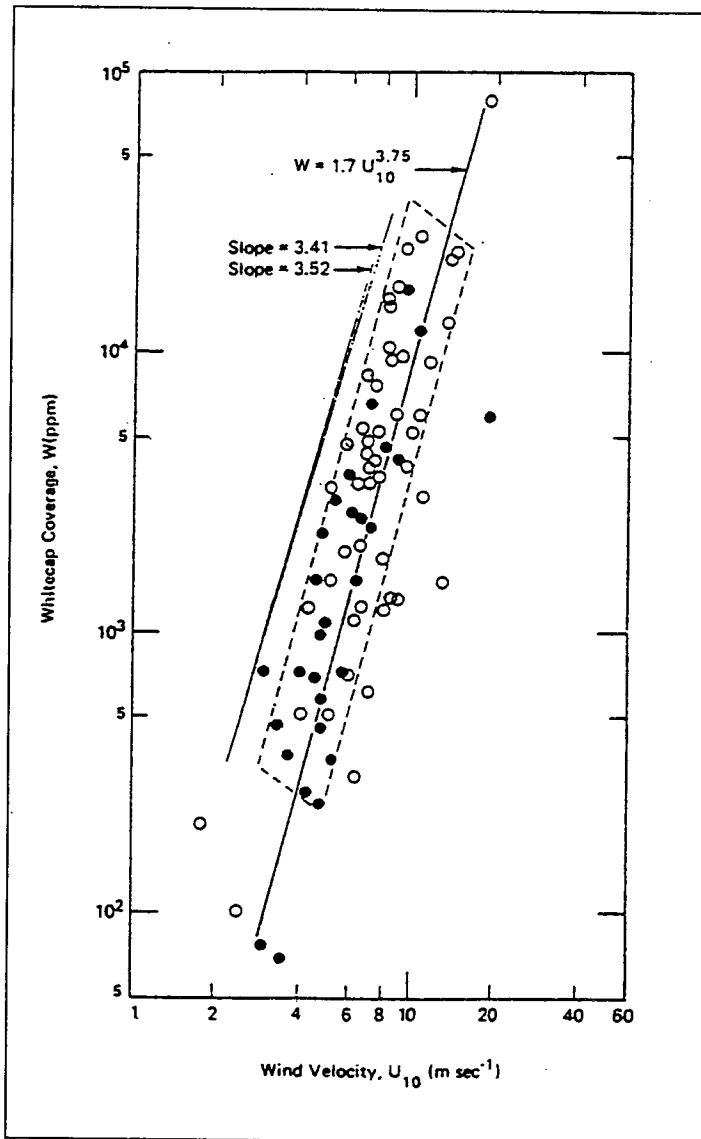


Figure 4.3-1 (d'après Wu, 1979): Couverture de l'écume en fonction de la vitesse du vent. Les résultats de Monahan (1981) sont représentés par les cercles blancs. Les résultats de Toba et Chaen (1973) sont représentés par les cercles noirs.

Sur ce graphique, les valeurs minimales et maximales observées pour la couverture  $W$  ont été lues pour chacune des vitesses de vent simulées (5, 7 et 9 m.s<sup>-1</sup>). Les résultats sont présentés dans la table 4.3-2. Les écarts minimum et maximum relatifs aux valeurs de  $W$  données par la droite de régression ont aussi été mesurés. La dispersion des mesures est très forte puisque certaines observations sont surestimées de 70 % et d'autres sous-estimées jusqu'à presque 300 % pour 5 m.s<sup>-1</sup> et 200 % pour 7 m.s<sup>-1</sup>.

$U(m.s^{-1})$	$W = 2,9510^{-6} U^{3,52}$	$W_{min}$	$W_{MAX}$	Ecart relatif (%) $(W_{min}-W)/W$	Ecart relatif (%) $(W_{MAX}-W)/W$
5	$8,5.10^{-4}$	$2,5.10^{-4}$	$3,3.10^{-3}$	-70,6 %	288,2 %
7	$2,8.10^{-3}$	$6.10^{-4}$	$8,4.10^{-3}$	-78,6 %	200,0 %
9	$6,7.10^{-3}$	$1,7.10^{-3}$	$1,3.10^{-2}$	-74,6 %	94 %

Table 4.3-2 : Valeurs de la fraction de surface couverte par l'écume pour 5, 7 et 9 m.s<sup>-1</sup> et écarts relatifs minimum et maximum entre les observations et la valeur donnée par la droite de régression.

D'autres relations donnant la fraction de surface de l'océan couverte par l'écume en fonction de la vitesse du vent ont été établies à partir des mêmes données en utilisant différentes méthodes de régression. Ainsi, Wu (1979) trouve  $W = 1,7.10^{-6} U^{3,75}$ , alors que Monahan et O'Muircheartaigh (1980) trouvent  $W = 2,95.10^{-6} U^{3,52}$  par la méthode des moindres carrés et  $W = 3,84.10^{-6} U^{3,41}$  par la méthode dite de 'robust biweight fitting'. Ces trois expressions sont comparées, les résultats obtenus étant présentés dans la table 4.3-3. Les écarts relatifs entre ces expressions sont assez faibles et surtout très inférieurs aux écarts caractérisant les dispersions sur les mesures (cf. table 4.3-3). Le choix arbitraire de l'expression de Monahan et O'Muircheartaigh ( $W = 2,95.10^{-6} U^{3,52}$ ) parmi les autres expressions est donc justifié puisque toutes ces expressions sont équivalentes.

$U(m.s^{-1})$	$W = 1,7.10^{-6} U^{3,75}$	$W = 3,84.10^{-6} U^{3,41}$	$(W_{2,95}-W_{1,7})/W_{2,95}$	$(W_{2,95}-W_{3,84})/W_{2,95}$
5	$7,1.10^{-4}$	$9,3.10^{-4}$	16,5%	-9,4%
7	$2,5.10^{-3}$	$2,9.10^{-3}$	10,7%	-3,6%
9	$6,4.10^{-3}$	$7.10^{-3}$	4,5%	-4,5%

Table 4.3-3 : Comparaison des différentes expressions calculant  $W$  et écarts relatifs à l'expression  $W = 2,95.10^{-6} U^{3,52}$ .

L'incertitude sur la réflectance de l'écume est calculée en considérant les valeurs extrêmes de la réflectance efficace et de la fraction de surface couverte. Cette incertitude, notée  $(\Delta\rho_f)_{Koepke}$ , est définie par :

$$(\Delta\rho_f)_{Koepke} = (1/2) | \min(\rho_f) - \max(\rho_f) | \quad (4.21)$$

L'incertitude liée à la méconnaissance du vent est définie par :

$$(\Delta\rho_f)_{vent} = (1/2) | \rho_f(U - \Delta U) - \rho_f(U + \Delta U) | \quad (4.22)$$

L'incertitude résultante,  $(\Delta\rho_f)_{total}$ , liée au calcul de la réflectance de l'écume, est définie comme la somme quadratique de l'incertitude inhérente au modèle d'écume choisi et de l'incertitude liée à la méconnaissance de la vitesse du vent.

#### 4.4 - LES CONDITIONS DE SIMULATION

Les modèles de réflectance spéculaire de Cox et Munk, et de réflectance de l'écume ont été implémentés dans la chaîne de simulation de la mission spatiale MERIS (cf. chapitre 3). Grâce aux cartes de réflectance produites par le simulateur nous avons pris en compte des conditions géométriques d'éclairage et de visée réalistes correspondant à celle de la mission MERIS. Les paramètres de simulation utilisés pour réaliser cette étude sont :

- **les conditions d'éclairement**

Le jour de simulation a été fixé au 21 mars (jour 80) afin d'obtenir des conditions d'éclairement solaire moyennes. Le choix d'autres conditions d'éclairement entrainerait simplement un déplacement en latitude de la zone imagée par MERIS (cf. chapitre 1).

- **les conditions spectrales**

Les canaux centrés à 445 et 560 nanomètres ont été simulés. Ce sont les deux canaux utilisés pour la mesure de la concentration en chlorophylle.

- **les conditions atmosphériques**

Une atmosphère standard de type 'mid-latitude summer' a été simulée (Mc Clatchey *et al.*, 1971). Pour ce type d'atmosphère le contenu intégré en ozone est de 0,35 cm.atm et le contenu intégré en vapeur d'eau est de 1,4 g.cm<sup>-2</sup>. Des aérosols de type marin ont été simulés en considérant une visibilité horizontale de 23 kilomètres. Bien entendu, d'autres conditions atmosphériques entraineraient des résultats numériques différents mais les conclusions resteraient inchangées.

- **les conditions de vent à la surface**

Afin de couvrir toute la gamme des vitesses de vent que l'on peut rencontrer à la surface de l'océan, nous avons simulé des vitesses de vent  $U = 3, 5, 7, 9$  et  $14 \text{ m.s}^{-1}$ . Les vitesses de vent moyennes varient sur une année entre  $5$  et  $9 \text{ m.s}^{-1}$  (Hsiung, 1986). L'intervalle de  $2 \text{ m.s}^{-1}$  choisi correspond à l'incertitude  $\Delta U$  dont on dispose en général sur la mesure de la vitesse du vent à la surface. Cette incertitude correspond à 2 fois l'écart-type de la mesure (cf. chapitre 2, § 2.3).

La vitesse de  $14 \text{ m.s}^{-1}$  correspond au vent maximum pour lequel le modèle de Cox et Munk est valide.

Les résultats de simulation ne montrent pratiquement que les deux cas  $5$  et  $7 \text{ m.s}^{-1}$  qui présentent un intérêt particulier. Une vitesse de vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$  correspond à une valeur fréquemment rencontrée à la surface des océans du globe. Une vitesse de vent de  $7 \text{ m.s}^{-1}$  représente une valeur déjà assez élevée pour laquelle les images satellitales sont encore

acquises par ciel clair (sauf par exemple en Méditerranée où des vents beaucoup plus forts peuvent souffler sans qu'il y ait pour autant une couverture nuageuse importante).

A l'aide du simulateur de la mission spatiale MERIS, nous avons calculé la réflectance spéculaire à la surface de l'océan dans la trace du capteur le long d'une demie orbite. Nous avons étudié les variations de la réflectance spéculaire en fonction des conditions géométriques d'illumination et de visée pour différentes vitesses de vent à la surface.

Les figures 4.4-1 et 4.4-2 présentent respectivement la contribution de la réflexion spéculaire dans la trace du capteur MERIS pour  $5 \text{ m.s}^{-1}$  et  $14 \text{ m.s}^{-1}$  lorsqu'aucune source d'incertitude n'est prise en compte. Pour une vitesse de vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$ , la réflectance maximale trouvée dans la trace du capteur MERIS est d'environ 0,24 et correspond à la position géométrique définie par le triplet d'angles ( $\theta_s = 26,4^\circ$ ,  $\theta_v = 28,3^\circ$  et  $\Delta\phi = 180^\circ$ ). Pour une vitesse de vent de  $14 \text{ m.s}^{-1}$ , la tache de réflexion spéculaire s'étend et la réflectance maximale trouvée dans la trace du capteur MERIS est beaucoup plus faible que pour  $5 \text{ m.s}^{-1}$ , et vaut environ 0,09. Le point de réflectance maximale (point spéculaire) se trouve déplacé vers l'horizon du capteur et correspond à la position géométrique définie par le triplet ( $\theta_s = 26^\circ$ ,  $\theta_v = 31,8^\circ$  et  $\Delta\phi = 178^\circ$ ).

Ces deux exemples ont permis de vérifier la bonne implémentation du modèle de réflectance spéculaire dans la chaîne de simulation puisque l'on retrouve les conclusions établies précédemment par différents auteurs (Cox et Munk, 1954a, 1954b, 1955 ; Plass *et al.*, 1975 ; Wald et Monget, 1983). Pour une vitesse de vent donnée, lorsque l'on s'éloigne du point de réflexion spéculaire ( $\theta_s = \theta_v$ ,  $\Delta\phi = 180^\circ$ ), la probabilité de trouver une facette de vagues satisfaisant les conditions de réflexion vers le capteur diminue (en effet, plus on s'éloigne du point de réflexion spéculaire, plus la pente capable de renvoyer la lumière incidente vers le capteur doit être forte). En conséquence, la réflectance décroît du centre de la tache de réflexion spéculaire vers les bords.

Plus la vitesse de vent augmente, plus la probabilité de trouver des pentes de vagues fortes augmente. Il existe donc moins de facettes capables de renvoyer spéculairement le rayonnement solaire incident dans la direction du capteur. La réflexion devient plus diffuse. La réflectance maximum observée diminue. Le maximum de réflectance n'est plus localisé au point spéculaire (défini par une mer plate) mais se trouve déplacé vers l'horizon du capteur. De plus, lorsque l'état d'agitation de la mer augmente, la tache de réflexion spéculaire s'étend car il est plus probable de trouver de fortes pentes loin du point de réflexion spéculaire. La décroissance de la réflectance à partir du point spéculaire est d'autant plus rapide que les vitesses de vent sont faibles.

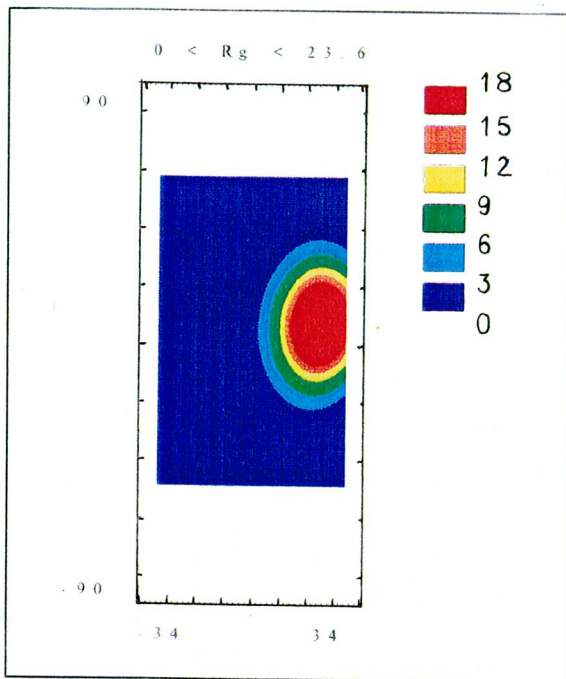


Figure 4.4-1 : Réflectance spéculaire (en %) pour une demi-orbite du capteur MERIS pour le jour 80 et pour une vitesse de vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$ .

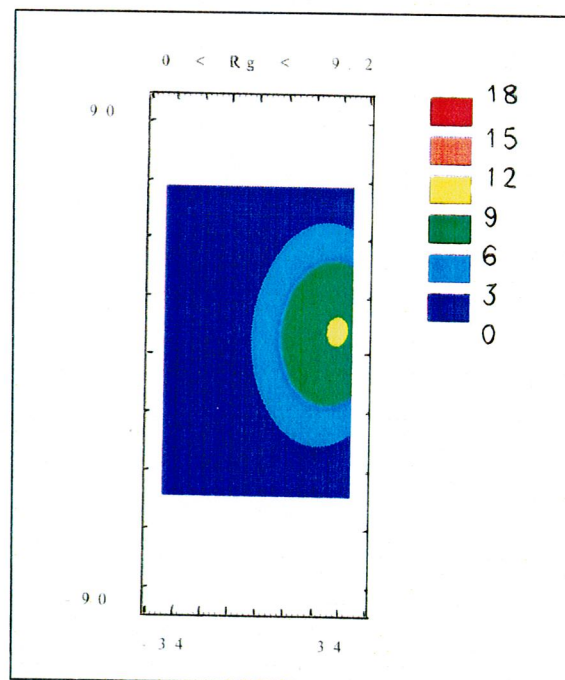


Figure 4.4-2 : Réflectance spéculaire (en %) pour une demi-orbite du capteur MERIS pour le jour 80 et pour un vent de  $14 \text{ m.s}^{-1}$ .



**ETUDE DE L'INFLUENCE DES INCERTITUDES DE  
MODELISATION DE L'ETAT DE SURFACE**

*Partie 2 : analyse des simulations*

## 5.1 - INTRODUCTION

L'objectif de ce chapitre est d'estimer l'influence des incertitudes de modélisation des effets de réflexion à la surface de l'océan sur le signal mesuré au sommet de l'atmosphère en entrée du capteur et d'établir l'impact de ces incertitudes sur la correction de ces effets de surface dans le segment-sol. Nous avons tout d'abord étudié l'influence de ces incertitudes sur l'estimation de la réflectance spéculaire (§ 5.2), puis sur le masquage des pixels ainsi que sur la correction des pixels non masqués et corrélativement sur l'estimation de la réflectance marine. Ensuite, nous avons estimé l'influence de ces incertitudes sur l'estimation de la réflectance de l'écume (§ 5.3). Enfin, nous avons étudié l'influence de ces incertitudes sur la qualité de la mesure de la concentration en pigments chlorophylliens (§ 5.4). Le paragraphe 5.5 reprend les principaux résultats des paragraphes précédents.

## 5.2 - ETUDE DE L'INFLUENCE DES INCERTITUDES LIEES AU CALCUL DE LA REFLECTANCE SPECULAIRE

### 5.2.1- INFLUENCE DES INCERTITUDES SUR LE SIGNAL EN ENTRÉE DU CAPTEUR

La réflectance spéculaire a été calculée dans la trace du capteur pour une vitesse de vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$  (figure 5.2-1) et de  $7 \text{ m.s}^{-1}$  (figure 5.2-2) en prenant en compte les incertitudes inhérentes au modèle de Cox et Munk. Les résultats présentés sont la réflectance  $(\rho_g)_{\sigma^2\text{MOY}}$  qui constitue notre référence,  $(\rho_g)_{\sigma^2\text{MIN}}$  et  $(\rho_g)_{\sigma^2\text{MAX}}$  qui prennent en compte les incertitudes de modélisation, ainsi que la différence entre les deux réflectances  $(\rho_g)_{\sigma^2\text{MIN}}$  et  $(\rho_g)_{\sigma^2\text{MAX}}$ .

On remarque que la réflectance maximum pour un vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$  est de 0,24 pour le cas de référence (figure 5.2-1b) et qu'elle atteint 0,28 lorsque l'on prend en compte la variance minimum  $\sigma^2_{\text{MIN}}$  (figure 5.2-1c), soit une augmentation relative de 16 %. Cette réflectance maximum n'est plus que d'environ 0,21 (figure 5.2-1a) lorsque l'on prend en compte la variance maximum  $\sigma^2_{\text{MAX}}$ , soit une diminution relative de 12 %.

Pour un vent de  $7 \text{ m.s}^{-1}$ , la réflectance maximum pour le cas de référence est d'environ 0,175 (figure 5.2-2b). La réflectance  $(\rho_g)_{\sigma^2\text{MIN}}$  atteint un maximum de 0,19 (figure 5.2-2c) soit une augmentation d'environ 11 % par rapport au cas de référence alors que la réflectance  $(\rho_g)_{\sigma^2\text{MAX}}$  n'excède pas 0,16 (figure 5.2-2a), soit une diminution d'environ 9 % par rapport au cas de référence.

Les variations de la réflectance spéculaire dues aux incertitudes du modèle de Cox et Munk sont analogues aux variations de la réflectance spéculaire induites par une variation de la vitesse du vent. On retrouve les mêmes phénomènes (élargissement de la tache de réflexion spéculaire, abaissement du maximum de réflectance, déplacement de ce maximum vers l'horizon du capteur) lorsque l'on calcule la réflectance spéculaire en prenant en compte une variance plus élevée que lorsque la vitesse du vent augmente. L'incertitude  $\Delta\sigma^2$  sur la variance du modèle de Cox et Munk est équivalente à une variation de la vitesse du vent de  $0,8 \text{ m.s}^{-1}$ .

Les figures 5.2-1d et 5.2-2d présentent respectivement les écarts  $\epsilon_{\text{COX}}$  dans la trace du capteur MERIS pour un vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$  et un vent de  $7 \text{ m.s}^{-1}$ . Pour un vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$ ,  $\epsilon_{\text{COX}}$  est compris entre -0,01 à l'extérieur de la tache de réflexion spéculaire et atteint un maximum de 0,07 au centre de la tache. Pour un vent de  $7 \text{ m.s}^{-1}$ ,  $\epsilon_{\text{COX}}$  est plus faible que pour  $5 \text{ m.s}^{-1}$  car la décroissance en réflectance du centre de la tache vers les bords est moins rapide lorsque la vitesse du vent est plus élevée. L'écart est compris entre  $-8.10^{-3}$  à l'extérieur de la tache et une valeur maximale de 0,04 au centre de la tache.

L'écart maximum sur la réflectance spéculaire, dû à la méconnaissance de la vitesse du vent à la surface de l'océan, est représenté pour un vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$  (figure 5.2-3) et pour un vent de  $7 \text{ m.s}^{-1}$  (figure 5.2-4). Il est compris entre - 0,04 et 0,2 pour un vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$ . Il est moins important pour un vent de  $7 \text{ m.s}^{-1}$  mais reste compris entre - 0,02 à l'extérieur de la zone de réflexion spéculaire et 0,1 au centre de la tache.

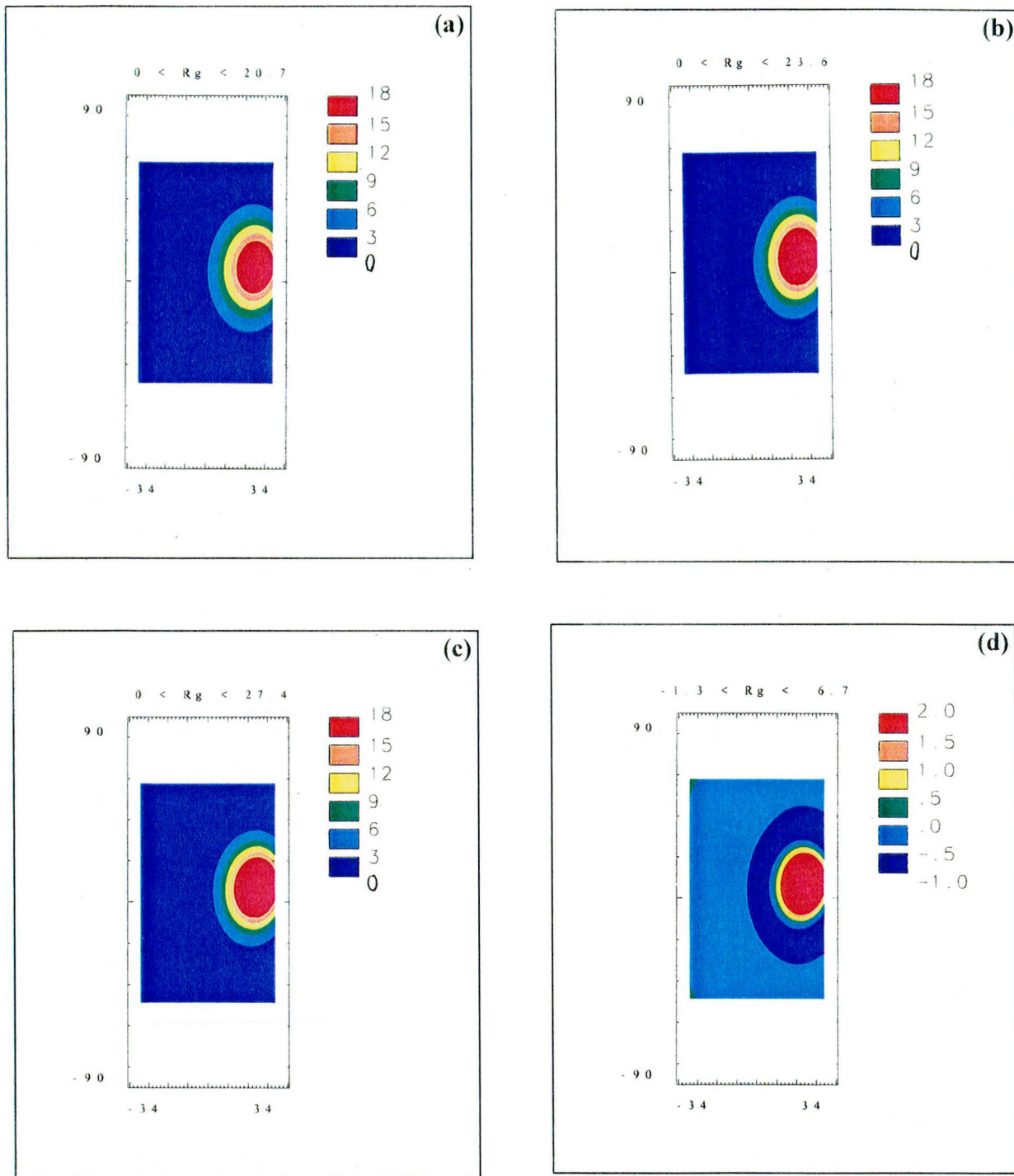


Figure 5.2-1 : Réflectance spéculaire (en %) pour une demi-orbite du capteur MERIS pour le jour 80 et une vitesse de vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$ . On a simulé comme variance du modèle de Cox et Munk (a) une variance maximum, (b) une variance moyenne, (c) une variance minimum. On a représenté en (d) la différence de réflectance entre les cas à variance maximum (a) et minimum (c).

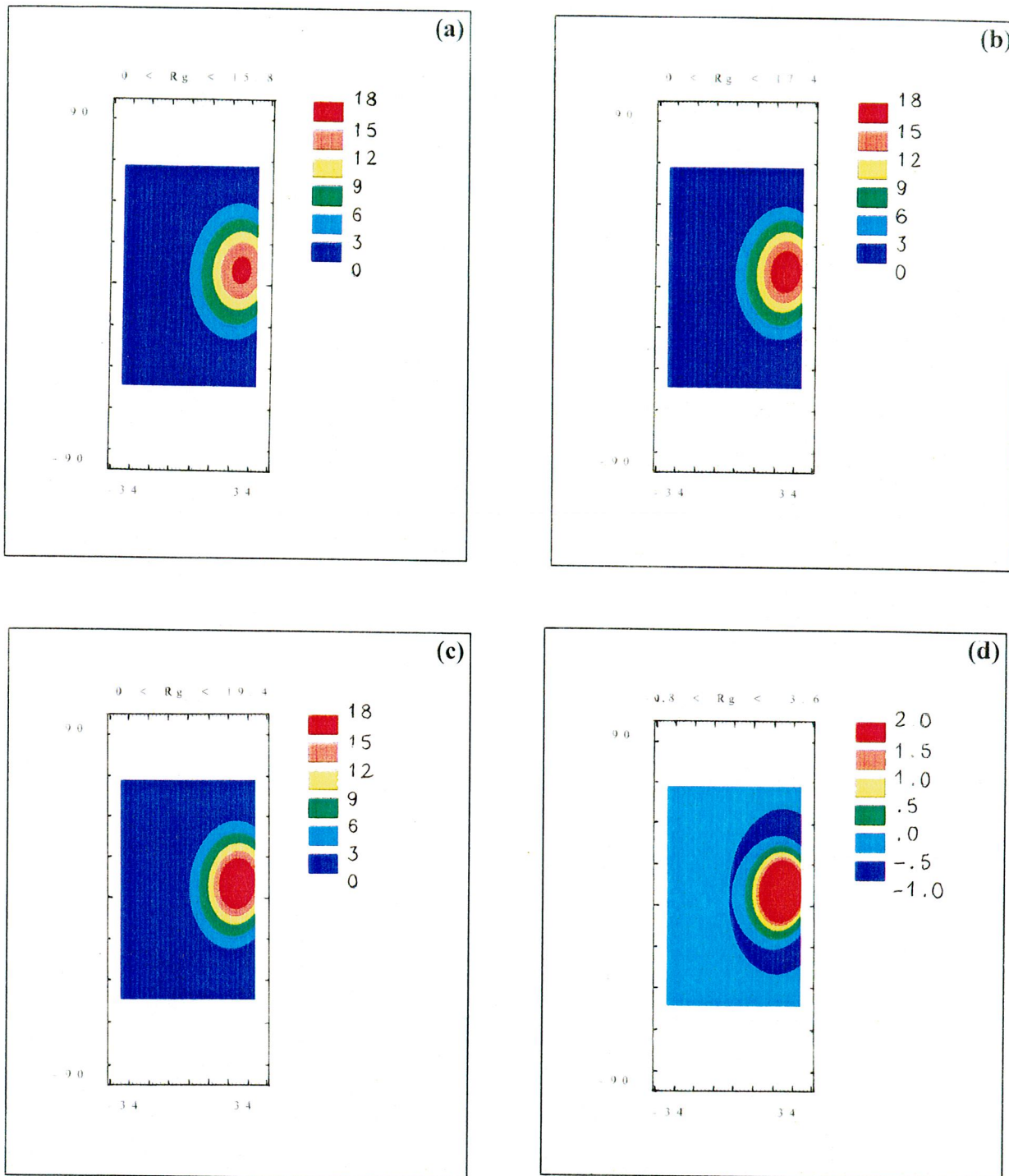


Figure 5.2-2 : Réflectance spéculaire (en %) pour une demi-orbite du capteur MERIS pour le jour 80 et une vitesse de vent de  $7 \text{ m.s}^{-1}$ . On a simulé comme variance du modèle de Cox et Munk (a) une variance maximum, (b) une variance moyenne, (c) une variance minimum. On a représenté en (d) la différence de réflectance entre les cas à variance maximum (a) et minimum (c).

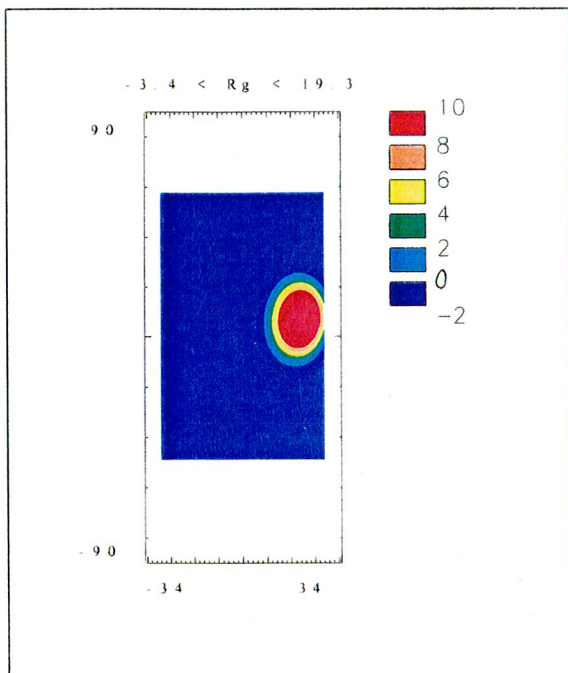
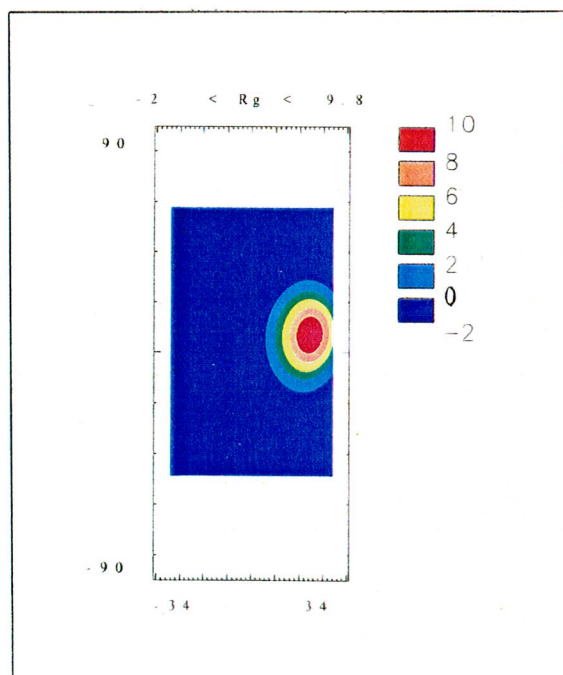


Figure 5.2-3 : Ecart maximum sur la réflectance spéculaire (en %) pour une vitesse de vent de 5  $m.s^{-1}$  lorsque l'on prend en compte une incertitude de la vitesse du vent de 2  $m.s^{-1}$ .

Figure 5.2-4 : Ecart maximum sur la réflectance spéculaire (en %) pour une vitesse de vent de 7  $m.s^{-1}$  lorsque l'on prend en compte une incertitude de la vitesse du vent de 2  $m.s^{-1}$ .



L'incertitude sur la réflectance spéculaire à la surface  $(\Delta\rho_g)_{\text{total}}$  produit au sommet de l'atmosphère une incertitude  $\Delta\rho_g^*$ , que l'on suppose être la seule source d'incertitude sur le signal  $\rho^*_{\text{TOA}}$  en entrée du capteur. L'incertitude résultante  $\Delta\rho^*_{\text{TOA}}$  s'exprime alors sous la forme :

$$\Delta\rho^*_{\text{TOA}} = \Delta\rho_g^* = \Delta[T \rho_g] \quad (5.1)$$

soit

$$\Delta\rho^*_{\text{TOA}} = T (\Delta\rho_g)_{\text{total}} \quad (5.2)$$

L'incertitude produite sur le signal en entrée du capteur est plus faible que l'incertitude sur la réflectance spéculaire à la surface qui a été atténuée par l'atmosphère par l'intermédiaire du facteur de transmission directe T (cf. § 4.1, éq. (4.2)).

Pour que les incertitudes sur la réflectance spéculaire à la surface aient un impact sur la mesure du signal en entrée du capteur, il faut que  $\Delta\rho^*_{\text{TOA}}$  soit au moins égal à la résolution radiométrique du capteur  $Ne\Delta\rho^*$ . Pour le capteur MERIS,  $Ne\Delta\rho^*$  vaut environ  $2.10^{-4}$  à 445 nanomètres.

Les figures 5.2-5 et 5.2-6 présentent respectivement l'incertitude  $(\Delta\rho_g)_{\text{total}}$  dans la trace du capteur MERIS pour un vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$  et  $7 \text{ m.s}^{-1}$ .

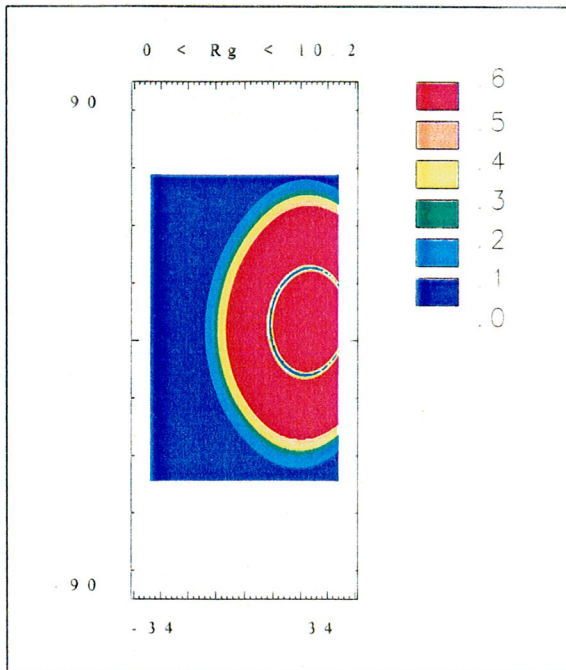
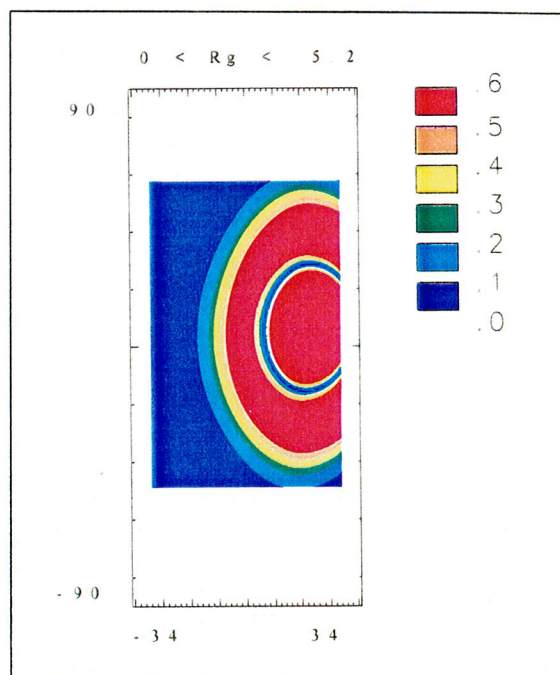


Figure 5.2-5 : Incertitude totale  $(\Delta\rho_g)_{\text{total}}$  sur la réflectance spéculaire (en %) pour une vitesse de vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$ .

Figure 5.2-6 : Incertitude totale  $(\Delta\rho_g)_{\text{total}}$  sur la réflectance spéculaire (en %) pour une vitesse de vent de  $7 \text{ m.s}^{-1}$ .





L'incertitude  $(\Delta\rho_g)_{\text{total}}$  croît avec la réflectance spéculaire  $\rho_g$ . Dans la zone de réflexion spéculaire (à droite de l'image MERIS), l'incertitude  $(\Delta\rho_g)_{\text{total}}$  à la surface est très importante et peut atteindre un maximum de 0,1 pour un vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$ , ce qui représente une incertitude relative de 42 % par rapport au cas de référence. Loin du point spéculaire, l'incertitude reste encore importante puisqu'elle prend des valeurs comprises entre 0,006 et 0,001 même si les incertitudes relatives sont faibles (entre respectivement 2,5 % et 0,4 %).

Pour un vent de  $7 \text{ m.s}^{-1}$ , l'incertitude maximale est de 0,05 ce qui correspond à une incertitude relative de 29 %. Lorsque l'on s'éloigne du point spéculaire, l'incertitude reste importante et varie entre 0,006 et 0,001 (correspondant respectivement à une incertitude relative de 3,5 % et 0,6 %).

A l'aide du simulateur de mission spatiale, l'atténuation atmosphérique sur les trajets soleil-surface et surface-capteur a été estimée dans la trace du capteur MERIS. Le calcul a été réalisé pour des conditions atmosphériques standards (pression à la surface de 1013,25 hPa et contenu en ozone de 0,35 cm.atm) pour le canal spectral à 445 nm. Cette atténuation varie entre 0,7 et 0,8 dans l'ensemble de la trace.

On en déduit que même une faible incertitude  $(\Delta\rho_g)_{\text{total}}$  à la surface de l'ordre de 0,001 produit une incertitude  $\Delta\rho_{\text{TOA}}^*$  en entrée du capteur de l'ordre de  $7.10^{-4}$  qui reste supérieure à la résolution radiométrique du capteur. Les incertitudes maximales pour des vents de  $5 \text{ m.s}^{-1}$  et  $7 \text{ m.s}^{-1}$  représentent respectivement environ 350 et 175 fois la résolution radiométrique du capteur. Ces incertitudes sur la réflectance spéculaire sont très importantes et doivent donc être prises en compte dans le calcul de la réflectance spéculaire. Seule la partie extrême gauche de l'image MERIS présente des valeurs d'incertitudes plus faibles qui sont du même ordre ou plus petites que la résolution radiométrique du capteur. C'est dans cette zone que l'influence des incertitudes sur la réflectance spéculaire sur le signal en entrée du capteur sera la plus faible.

### 5.2.2 - INFLUENCE DES INCERTITUDES SUR LE MASQUAGE DES PIXELS

Lors du traitement des données au sol, la zone de l'image contaminée par la réflexion spéculaire doit être identifiée afin de ne pas utiliser les pixels de cette zone pour estimer le signal marin. A l'aide du modèle de Cox et Munk il est possible de calculer la réflectance spéculaire et d'éliminer les pixels dont la réflectance excède un certain seuil.

Pour la mission SeaWiFS par exemple, ce seuil de masquage est fixé par la valeur de la réflectance spéculaire à 865 nm. Les pixels seront masqués lorsque leur luminance  $L_g(865 \text{ nm})$  sera supérieure à  $0,005 E_s(865 \text{ nm})$  où  $E_s$  est l'éclairement solaire hors atmosphère (Mc Clain *et al.*, 1994), ce qui équivaut approximativement à un seuil de réflectance de 0,016. Pour la mission MERIS, aucune valeur n'a encore été fixée pour le seuil de masquage des pixels contaminés par la réflexion spéculaire.

Pour une vitesse de vent donnée, nous avons estimé le nombre de pixels de l'image MERIS qui seraient masqués pour deux seuils de réflectance choisis arbitrairement à 0,03 puis à 0,05. Dans un premier temps, aucune source d'incertitude n'a été prise en compte dans le calcul de la réflectance spéculaire. La table 5.2-7 présente les résultats obtenus pour des vents de 3, 5, 7 et 9  $\text{m.s}^{-1}$ . Le nombre de pixels masqués (exprimé en pourcentage de pixels de l'image) augmente avec la vitesse du vent puisque la tache de réflexion spéculaire s'étend. Plus le seuil de réflectance augmente, plus le nombre de pixels masqués diminue. Pour un vent de 7  $\text{m.s}^{-1}$ , le pourcentage de pixels masqués atteint 25 % pour un seuil de réflectance de 0,03. Il n'est plus que de 19 % pour un seuil de réflectance de 0,05.

	Masquage pour $\rho_g > 0,03$	Masquage pour $\rho_g > 0,05$
3 $\text{m.s}^{-1}$	17	14
5 $\text{m.s}^{-1}$	22	17
7 $\text{m.s}^{-1}$	25	19
9 $\text{m.s}^{-1}$	27	20

Table 5.2-7 : Pourcentage de pixels de l'image MERIS masqués pour deux seuils ( $\rho_g > 0,03$  et  $\rho_g > 0,05$ ) pour 3, 5, 7 et 9  $\text{m.s}^{-1}$ . Aucune source d'incertitude n'est prise en compte dans le calcul de la réflectance spéculaire.

Ensuite, nous avons pris en compte dans notre calcul de la réflectance spéculaire les incertitudes de modélisation inhérentes au modèle de Cox et Munk puis nous avons estimé à nouveau le nombre de pixels susceptibles d'être masqués. La table 5.2-8 présente les résultats obtenus pour des vents de  $5 \text{ m.s}^{-1}$  et  $7 \text{ m.s}^{-1}$  pour les deux seuils de réflectances précédents. Comme nous pouvons le voir, les variations du nombre de pixels masqués induites par la prise en compte des erreurs de modélisation sont assez faibles. Pour un vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$ , la variation du pourcentage de pixels masqués due aux incertitudes de modélisation est de l'ordre de  $\pm 1,5 \%$  (pour un seuil de masquage de 0,03) et de l'ordre de  $\pm 1 \%$  (pour un seuil de masquage de 0,05) soit une variation relative au nombre de pixels masqués de l'ordre de  $\pm 7 \%$  (pour un seuil de masquage de 0,03) et de l'ordre de  $\pm 6 \%$  (pour un seuil de masquage de 0,05). Pour un vent de  $7 \text{ m.s}^{-1}$ , le pourcentage de pixels masqués est plus élevé que pour  $5 \text{ m.s}^{-1}$  mais les variations relatives au nombre de pixels masqués sont légèrement plus faibles (environ  $\pm 4 \%$  pour un seuil de masquage de 0,03 et de  $\pm 5 \%$  pour un seuil de masquage de 0,05).

		Masquage pour $\rho_g > 0,03$	Masquage pour $\rho_g > 0,05$
$5 \text{ m.s}^{-1}$	$\sigma^2_{\text{MOY}}$	22	17
	$\sigma^2_{\text{MIN}}$	20	16
	$\sigma^2_{\text{MAX}}$	23	18
$7 \text{ m.s}^{-1}$	$\sigma^2_{\text{MOY}}$	25	19
	$\sigma^2_{\text{MIN}}$	24	18
	$\sigma^2_{\text{MAX}}$	26	20

Table 5.2-8 : Pourcentage de pixels de l'image MERIS masqués pour deux seuils ( $\rho_g > 0,03$  et  $\rho_g > 0,05$ ) pour  $5 \text{ m.s}^{-1}$  et  $7 \text{ m.s}^{-1}$  lorsque l'on prend en compte les incertitudes du modèle de Cox et Munk.

L'influence de la prise en compte de la méconnaissance de la vitesse du vent sur le nombre de pixels susceptibles d'être masqués peut être déduite des résultats contenus dans la table 5.2-7. Si la vitesse du vent est sous-estimée, trop peu de pixels sont masqués par rapport au nombre de pixels qui seraient normalement masqués. Au contraire, si la vitesse du vent est

surestimée, trop de pixels sont masqués par rapport au nombre de pixels qui seraient normalement masqués.

A  $5 \text{ m.s}^{-1}$ , une sous-estimation de  $2 \text{ m.s}^{-1}$  (la vitesse du vent serait en réalité de  $7 \text{ m.s}^{-1}$ ) entraîne une diminution relative du nombre de pixels masqués de près de 9 % pour un seuil de masquage de 0,03 et de 12 % pour un seuil de masquage de 0,05. Une surestimation de  $2 \text{ m.s}^{-1}$  (la vitesse du vent serait en réalité de  $3 \text{ m.s}^{-1}$ ) produit une augmentation relative du nombre de pixels masqués de près de 23 % pour un seuil de masquage de 0,03 et de 18 % pour un seuil de masquage de 0,05.

A  $7 \text{ m.s}^{-1}$ , une sous-estimation de  $2 \text{ m.s}^{-1}$  produit une diminution relative de 8 % du nombre de pixels masqués pour un seuil de masquage de 0,03 et de 5 % pour un seuil de masquage de 0,05. Une surestimation de  $2 \text{ m.s}^{-1}$  produit une augmentation relative de 12 % pour un seuil de masquage de 0,03 et de 11 % pour un seuil de masquage de 0,05.

Lorsque les deux sources d'incertitudes précédentes sont prises en compte simultanément, les variations relatives du nombre de pixels de l'image devant être masqués sont beaucoup plus grandes. La table 5.2-9 présente les résultats obtenus.

		Incertitude $(\Delta\rho_g)_{\text{total}}$	
		Masquage pour $\rho_g > 0,03$	Masquage pour $\rho_g > 0,05$
$5 \text{ m.s}^{-1}$	$\rho_g - (\Delta\rho_g)_{\text{total}}$	27	22
	$\rho_g$	22	17
	$\rho_g + (\Delta\rho_g)_{\text{total}}$	18	15
$7 \text{ m.s}^{-1}$	$\rho_g - (\Delta\rho_g)_{\text{total}}$	28	21
	$\rho_g$	25	19
	$\rho_g + (\Delta\rho_g)_{\text{total}}$	22	18

Table 5.2-9 : Pourcentage de pixels de l'image MERIS masqués pour deux seuils ( $\rho_g > 0,03$  et  $\rho_g > 0,05$ ) pour  $5 \text{ m.s}^{-1}$  et  $7 \text{ m.s}^{-1}$  lorsque l'on prend en compte à la fois les incertitudes de modélisation et une méconnaissance de la vitesse du vent de  $2 \text{ m.s}^{-1}$ .

A  $5 \text{ m.s}^{-1}$ , pour un seuil de masquage de 0,03, une surestimation de la réflectance spéculaire entraîne une diminution du pourcentage de pixels masqués de 27 à 22 %, soit une diminution relative de ce nombre de pixels masqués d'environ 23 %. Pour un seuil de réflectance de 0,05, le pourcentage de pixels masqués passe de 22 à 17 %, soit une diminution relative d'environ 29 %.

Cette surestimation peut être induite :

- dans le centre de la tache spéculaire, par une sous-estimation de la vitesse du vent et/ou de la variance de la distribution des pentes de vagues,
- loin de ce centre, par une surestimation de la vitesse du vent et/ou de la variance de la distribution des pentes de vagues.

Une sous-estimation de la réflectance spéculaire entraîne une augmentation relative du nombre de pixels masqués d'environ 18 % (12 % pour un seuil de masquage de 0,05).

A  $7 \text{ m.s}^{-1}$ , pour un seuil de masquage de 0,03, une surestimation de la réflectance spéculaire entraîne une diminution relative du nombre de pixels masqués d'environ 12 % (11 % pour un seuil de masquage de 0,05). Une sous-estimation de la réflectance spéculaire entraîne une augmentation relative du nombre de pixels masqués d'environ 12 % (5 % pour un seuil de masquage de 0,05).

Le nombre de pixels de l'image MERIS devant être masqués est important : il représente entre un quart et un cinquième du nombre total de pixels contenus dans l'image. Cette proportion dépend évidemment de la vitesse du vent et de la valeur du seuil de masquage choisie. Le nombre de pixels masqués croît lorsque la vitesse du vent augmente et que le seuil de réflectance diminue. Toutefois, pour un seuil fixé, au-delà d'une certaine valeur critique de la vitesse du vent, on rencontre de moins en moins de pixels dont la réflectance est supérieure à ce seuil, et le nombre de pixels masqués évolue peu.

Le pourcentage de pixels masqués dépend aussi de la latitude à cause de la géométrie relative soleil-pixel-capteur. Dans les hautes latitudes (au-delà de  $45^\circ$ ), le nombre de pixels masqués est très faible. Il devient beaucoup plus important dans la zone inter-tropicale. On note également une dissymétrie est-ouest due au passage matinal du satellite.

Les incertitudes sur le nombre de pixels susceptibles d'être masqués au niveau du segment-sol ont été évaluées en prenant en compte les incertitudes de modélisation de Cox et Munk et des incertitudes réalistes sur la connaissance de la vitesse du vent. Ces incertitudes sont importantes puisqu'elles correspondent à des variations relatives du nombre de pixels masqués de 10 à 30 %. Ceci représente une variation du nombre de pixels masqués de 1 à 5 % du nombre total de pixels de l'image. Ce pourcentage peut paraître faible mais il faut tenir compte :

- de la régionalisation du masquage (cette incertitude sera beaucoup plus grande dans la zone inter-tropicale-est de l'image),
- de la couverture nuageuse qui rend inexploitable un certain nombre de pixels de l'image. Cette couverture nuageuse est la plus importante dans la zone inter-tropicale et aux hautes latitudes.

Ces incertitudes sur le nombre de pixels diminuent lorsque le seuil de masquage croît : la variation du pourcentage de pixels masqués dans l'image est de l'ordre de 4 à 5 % pour un seuil de réflectance de 0,03 et de 1 à 3 % pour un seuil de réflectance de 0,05. Lorsque le seuil décroît, on observe que, d'une part, le nombre de pixels masqués est plus important (le nombre de pixels exploitables est alors plus faible) et que, d'autre part, l'incertitude sur le nombre de pixels masqués est plus grande. Ceci signifie qu'il y a plus de chance de se tromper dans l'étiquetage des pixels. Au contraire, pour un seuil de réflectance plus élevé, le nombre de pixels masqués est plus faible et la probabilité d'erreur sur l'étiquetage de ces pixels diminue. Toutefois, l'erreur commise sur l'estimation de la réflectance spéculaire pour les pixels non masqués est plus élevée en particulier en limite de la zone masquée. Cette erreur se retrouve alors dans l'estimation du signal marin  $\rho_w$  puis dans l'estimation des paramètres bio-optiques. Pour le choix d'un seuil de réflectance, un compromis doit être trouvé entre le nombre de pixels exploitables et la qualité des estimations des paramètres bio-optiques.

### 5.2.3 - INFLUENCE SUR LA CORRECTION DES PIXELS ET SUR L'ESTIMATION DE $\rho_w$

Au niveau du segment-sol, la zone de l'image contaminée par la réflexion spéculaire est identifiée (voir paragraphe précédent) et les pixels appartenant à cette zone ne sont pas utilisés dans la suite des traitements dont l'objectif est d'estimer le signal marin puis la concentration en pigments chlorophylliens. En dehors de cette zone, un certain nombre de pixels sont encore contaminés par la réflexion spéculaire mais ils ne sont pas masqués car leur réflectance spéculaire est juste inférieure au seuil de masquage choisi. Pour ces pixels, il est donc nécessaire d'estimer la contribution due à la réflexion spéculaire et de la soustraire du signal mesuré par le capteur avant d'entamer les procédures de corrections atmosphériques qui permettent de retrouver le signal marin.

Cependant, l'estimation de la réflectance spéculaire comporte une incertitude  $(\Delta\rho_g)_{total}$  qui peut induire pour ces pixels en limite de zone masquée une erreur suffisamment grande sur le signal corrigé  $(\rho_t - T\rho_g)$ , et par suite sur la réflectance marine  $t\rho_w$ , pour rendre ces pixels inexploitable pour la suite des traitements.

L'objectif de la mission MERIS est de pouvoir discriminer 30 classes de concentration en pigments chlorophylliens à partir des données du capteur avec une précision relative de l'ordre de  $\pm 20\%$ . Pour satisfaire cet objectif, la précision relative requise sur l'estimation de la réflectance marine est d'environ  $5\%$  (Gordon, 1996). Cette précision relative correspond à une erreur sur  $\rho_w$ , notée  $(\Delta\rho_w)_{mission}$ , comprise entre environ 0,001 et 0,002.

L'incertitude sur l'estimation de la réflectance spéculaire à la surface,  $(\Delta\rho_g)_{total}$ , induit une erreur  $\Delta\rho_w$  sur l'estimation de la réflectance marine  $\rho_w$  que l'on peut calculer simplement en supposant qu'il n'existe aucune autre source d'incertitude à partir de l'équation (4.1) (§ 4.1).

On a :

$$t\Delta\rho_w = - T (\Delta\rho_g)_{total} \quad (5.3)$$

On en déduit l'erreur  $\Delta\rho_w$  par :

$$\Delta\rho_w(\lambda, \theta_s, \theta_v, \Delta\phi) = - T_{atm}(\lambda, \theta_s, \theta_v) (\Delta\rho_g)_{total} \quad (5.4)$$

L'incertitude sur la réflectance spéculaire à la surface,  $(\Delta\rho_g)_{total}$ , ne dépend pas de la longueur d'onde, mais induit une erreur  $\Delta\rho_w$  sur l'estimation de la réflectance marine qui dépend de la longueur d'onde par l'intermédiaire du facteur d'atténuation atmosphérique  $T_{atm}$ . L'erreur  $\Delta\rho_w(\lambda)$  est toujours de sens opposé à l'erreur sur la réflectance spéculaire.

Une application numérique simple permet de donner un ordre de grandeur pour  $\Delta\rho_w$  à 445 nm. Le facteur d'atténuation atmosphérique  $T_{atm}$  vaut en moyenne 0,6 dans l'image MERIS pour les conditions atmosphériques définies en §4.4 et l'incertitude  $(\Delta\rho_g)_{total}$  vaut environ 0,6 en limite de zone masquée pour un seuil de masquage de 0,03. Il en résulte un  $\Delta\rho_w$  de l'ordre de 0,36, juste en dehors de la zone masquée, ce qui représente plus de 100 fois la précision requise pour la mission. Par conséquent, réaliser l'objectif  $\Delta\rho_w < (\Delta\rho_w)_{mission}$  semble difficile lorsque l'on prend en compte la forte incertitude sur la réflectance spéculaire dans l'image MERIS. Le nombre de pixels exploitables dépendra donc essentiellement de la réalisation de cette contrainte mission et dépendra relativement peu du seuil de masquage choisi.

Les figures 5.2-10 et 5.2-11 représentent la valeur absolue de l'erreur  $\Delta\rho_w$  induite par une erreur d'estimation de la réflectance spéculaire  $(\Delta\rho_g)_{total}$  pour des vents de 5 et 7 m.s<sup>-1</sup> pour 445 nm. Pour un vent de 5 m.s<sup>-1</sup>, l'erreur maximale est située au centre de la tache de réflexion spéculaire et représente environ 0,07 %. Cette erreur décroît lorsque l'on s'éloigne du centre de la tache et prend des valeurs sensiblement plus faibles comprises entre 0,006 et 0,001. Dans la partie gauche de l'image, en dehors de la zone de réflexion spéculaire, l'erreur  $\Delta\rho_w$  est inférieure à 0,001. Pour un vent de 7 m.s<sup>-1</sup>, l'erreur maximale est plus faible que pour 5 m.s<sup>-1</sup> car l'incertitude sur la réflectance spéculaire est moins élevée au centre de la tache pour 7 m. s<sup>-1</sup> que pour 5 m.s<sup>-1</sup> (cf. § 5.2.1). Elle atteint 0,035 au centre de la tache et décroît plus lentement que pour 5 m.s<sup>-1</sup> lorsque l'on s'éloigne du centre de la tache.

L'erreur sur la réflectance marine induite par l'incertitude sur la réflectance spéculaire peut être très importante, en particulier au centre de la tache de réflexion spéculaire où elle est très supérieure à la précision  $(\Delta\rho_w)_{mission}$  requise pour satisfaire les objectifs de la mission. Seule la partie de l'image située très en dehors de la zone de réflexion spéculaire présente des valeurs de l'erreur  $\Delta\rho_w$  de l'ordre de  $(\Delta\rho_w)_{mission}$  ou inférieures à  $(\Delta\rho_w)_{mission}$ .



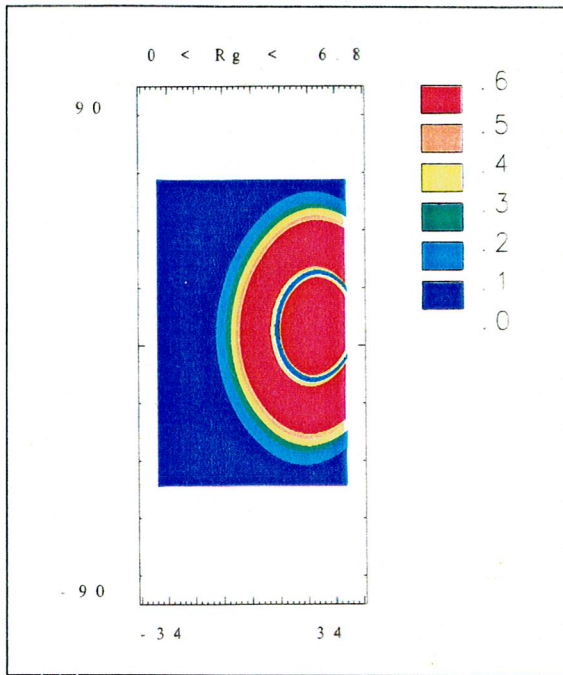
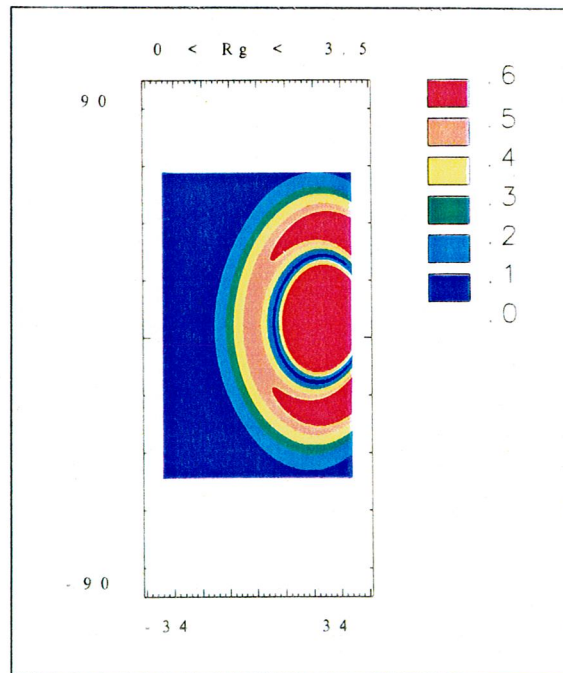


Figure 5.2-10 : Valeur absolue de l'erreur  $\Delta\rho_w$  (%) sur la réflectance marine à 445 nm induite par une incertitude  $(\Delta\rho_g)_{total}$  pour une demi-orbite du capteur MERIS pour le jour 80 et pour une vitesse de vent de  $5\text{ m.s}^{-1}$ .

Figure 5.2-11 : Valeur absolue de l'erreur  $\Delta\rho_w$  (%) sur la réflectance marine à 445 nm induite par une incertitude  $(\Delta\rho_g)_{total}$  pour une demi-orbite du capteur MERIS pour le jour 80 et pour une vitesse de vent de  $7\text{ m.s}^{-1}$ .



Dans la bande spectrale à 560 nm, l'absorption du rayonnement par l'ozone est importante, ce qui va entraîner une forte diminution de la valeur du facteur atmosphérique  $T_{atm}$ . En conséquence, l'erreur sur la réflectance marine induite par l'incertitude sur la réflectance spéculaire sera plus faible.

La table 5.2-12 présente les pourcentages de pixels de l'image MERIS pour lesquels l'erreur  $\Delta\rho_w$  sur la réflectance marine induite par l'incertitude sur la réflectance spéculaire  $(\Delta\rho_g)_{total}$  est inférieure à la précision requise par la mission. Les résultats sont présentés pour des vents de 5 et 7  $m.s^{-1}$  et pour deux valeurs de  $(\Delta\rho_w)_{mission}$  de 0,001 et 0,002.

	$\Delta\rho_w < 0,001$	$\Delta\rho_w < 0,002$
5 $m.s^{-1}$	52	59
7 $m.s^{-1}$	45	56

Table 5.2-12 : Pourcentages de pixels de l'image tels que  $\Delta\rho_w < 0,001$  et  $\Delta\rho_w < 0,002$  pour 5 et 7  $m.s^{-1}$  lorsque l'erreur  $\Delta\rho_w$  est induite par l'incertitude sur la réflectance spéculaire  $(\Delta\rho_g)_{total}$ .

Environ 52 % des pixels de l'image présentent un  $\Delta\rho_w$  inférieur à 0,001 pour un vent de 5  $m.s^{-1}$ , alors que seulement 45 % des pixels satisfont cette contrainte pour un vent de 7  $m.s^{-1}$ . Lorsque la précision sur  $\rho_w$  requise par la mission diminue ( $(\Delta\rho_w)_{mission} = 0,002$ ), le pourcentage de pixels disposant d'un  $\Delta\rho_w$  inférieur à cet objectif augmente pour atteindre 59 % à 5  $m.s^{-1}$  et 56 % à 7  $m.s^{-1}$ .

Si l'on suppose que la vitesse du vent est parfaitement connue, l'erreur  $\Delta\rho_w$  est induite uniquement par l'incertitude sur la modélisation de Cox et Munk. La table 5.2-13 présente les pourcentages de pixels pour lesquels l'erreur  $\Delta\rho_w$  est inférieure aux valeurs de  $(\Delta\rho_w)_{mission}$ . Puisque l'incertitude sur la modélisation de Cox et Munk est très inférieure à l'incertitude  $(\Delta\rho_g)_{total}$ , l'erreur  $\Delta\rho_w$  induite sur la réflectance marine est beaucoup plus faible que précédemment. En conséquence, les pixels présentant une erreur  $\Delta\rho_w$  inférieure à la précision requise par la mission sont beaucoup plus nombreux. Près de 63 % des pixels ont un  $\Delta\rho_w < 0,001$  à 5  $m.s^{-1}$  (62 % à 7  $m.s^{-1}$ ). Lorsque la précision requise sur  $\rho_w$  diminue,

(( $\Delta\rho_w$ )<sub>mission</sub> = 0,002), 73 % des pixels satisfont la contrainte de précision à 5 m.s<sup>-1</sup> et 86% des pixels à 7 m.s<sup>-1</sup>.

	$\Delta\rho_w < 0,001$	$\Delta\rho_w < 0,002$
5 m.s <sup>-1</sup>	63	73
7 m.s <sup>-1</sup>	62	86

Table 5.2-13 : Pourcentages de pixels de l'image tels que  $\Delta\rho_w < 0,001$  et  $\Delta\rho_w < 0,002$  pour 5 et 7 m.s<sup>-1</sup> lorsque l'erreur  $\Delta\rho_w$  est induite par l'incertitude sur le modèle de Cox et Munk ( $\Delta\rho_g$ )<sub>Cox</sub>

Les pixels exploitables pour la suite des traitements sont donc les pixels non masqués pour lesquels l'erreur  $\Delta\rho_w$ , induite sur la réflectance marine par l'incertitude sur l'estimation de la réflectance spéculaire est inférieure à la précision requise par la mission. Le pourcentage de pixels de l'image MERIS exploitables a été estimé pour deux vitesses de vent 5 et 7 m.s<sup>-1</sup> et pour plusieurs seuils de masquage ( $\rho_g > 0,02$ ;  $\rho_g > 0,03$  et  $\rho_g > 0,05$ ) lorsque l'on prend en compte l'incertitude totale, puis seulement l'incertitude sur le modèle de Cox et Munk.

Lorsque l'on prend en compte l'incertitude totale pour un vent de 5 m.s<sup>-1</sup>, le pourcentage de pixels exploitables tels que l'erreur sur la réflectance marine  $\Delta\rho_w$  est inférieure à 0,001 est d'environ 51 % quelque soit le seuil de masquage. Pour un vent de 7 m.s<sup>-1</sup>, le pourcentage de pixels exploitables n'est plus que d'environ 43 %.

Lorsque la précision requise sur la réflectance marine est de 0,002, le pourcentage de pixels exploitables atteint environ 58 % pour un vent de 5 m.s<sup>-1</sup>, et environ 53 % pour un vent de 7 m.s<sup>-1</sup>. Là encore la valeur du seuil de masquage ne modifie pas le nombre de pixels exploitables car les pixels satisfaisant l'objectif-mission sont situés dans la partie gauche de l'image bien en dehors des zones pouvant être masquées.

Lorsque l'on ne prend en compte que l'incertitude de Cox et Munk (la vitesse du vent est supposée parfaitement connue), l'erreur  $\Delta\rho_w$  résultante est alors plus faible que dans le cas précédent et le pourcentage de pixels exploitables dans l'image est sensiblement plus élevé. Pour un objectif-mission de 0,001, le pourcentage de pixels exploitables est d'environ 61 % à 5 m.s<sup>-1</sup> (contre seulement 51 % lorsque l'on prend en compte l'incertitude totale) et de 57 % à

7 m.s<sup>-1</sup> (contre 43 %) quelque soit le seuil de masquage appliqué (0,02, 0,03, ou 0,05) (cf. table 5.2-14).

	Masquage pour $\rho_g > 0,02$		Masquage pour $\rho_g > 0,03$		Masquage pour $\rho_g > 0,05$	
5 m.s <sup>-1</sup>	61	69	61	69	61	69
7 m.s <sup>-1</sup>	57	70	57	73	57	78

Table 5.2-14 : Pourcentage de pixels de l'image non-masqués pour lesquels l'erreur  $\Delta\rho_w$  induite par l'incertitude sur le modèle de Cox et Munk ( $\Delta\rho_g$ )<sub>Cox</sub> est inférieure à un objectif-mission ( $\Delta\rho_w$ )<sub>mission</sub> de 0,001 (1<sup>ère</sup> colonne) et à un objectif-mission de 0,002 (2<sup>ème</sup> colonne) pour des vents de 5 et 7 m.s<sup>-1</sup> et les différents seuils de masquage ( $\rho_g > 0,02$ ,  $\rho_g > 0,03$  et  $\rho_g > 0,05$ ).

Pour un objectif-mission de 0,002, le pourcentage de pixels exploitables est sensiblement plus élevé. Pour un vent de 5 m.s<sup>-1</sup>, 69 % des pixels satisfaisant l'objectif-mission sont exploitables quelque soit le seuil de masquage appliqué. Comme précédemment la zone de pixels satisfaisant l'objectif-mission se trouve très en dehors des zones éliminées par le masquage sauf pour un faible pourcentage de pixels (petite couronne à l'intérieur de la zone affectée par la réflexion spéculaire). Pour un vent de 7 m.s<sup>-1</sup>, seulement 70 % des pixels sont exploitables lorsque les pixels sont masqués au delà d'un seuil de 0,02, 73 % des pixels sont exploitables lorsque le seuil appliqué est de 0,03 et 78 % lorsque le seuil appliqué est de 0,05. Les pourcentages de pixels exploitables obtenus sont plus faibles que le pourcentage de pixels satisfaisant l'objectif-mission (86 %, cf. table 5.2-13) ce qui implique que trop de pixels susceptibles d'être exploités ont été masqués. L'erreur ( $\Delta\rho_g$ )<sub>Cox</sub> est faible jusque pour des valeurs élevées de  $\rho_g$  (valeurs supérieures à 0,05) et l'erreur  $\Delta\rho_w$  induite est inférieure à l'objectif-mission. Il faudrait donc appliquer un seuil de masquage plus élevé pour lequel seuls les pixels tels que  $\Delta\rho_w > (\Delta\rho_w)_{\text{mission}}$  seraient masqués. En déterminant graphiquement la limite de la zone  $\Delta\rho_w = (\Delta\rho_w)_{\text{mission}}$  sur la figure 5.2-16 et en se reportant à la figure 5.2-2(b) présentant les variations de la réflectance spéculaire dans l'image MERIS on voit que la valeur du seuil de masquage à appliquer serait approximativement de 0,09.

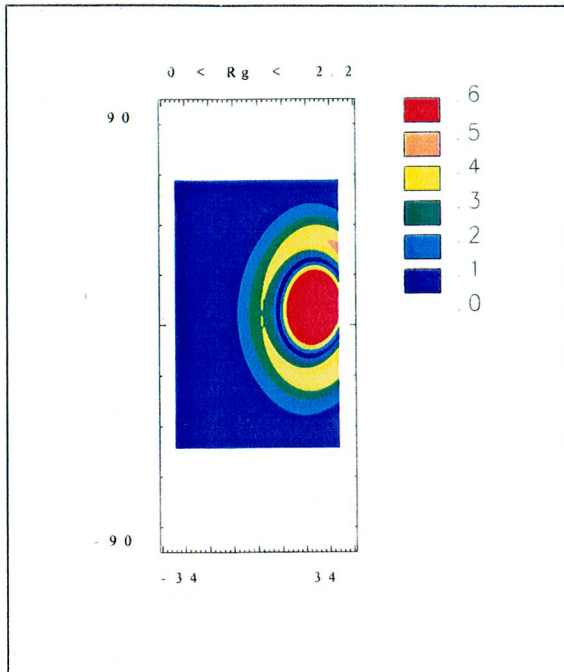
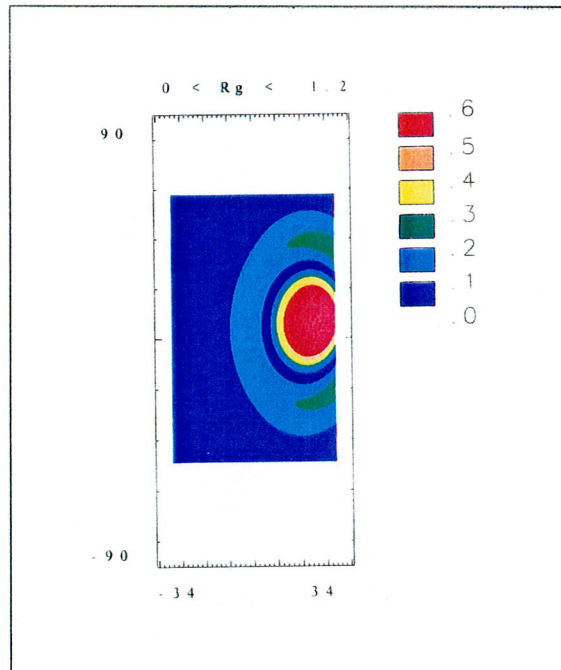


Figure 5.2-15 : Valeur absolue de l'erreur  $\Delta\rho_w$  (%) sur la réflectance marine à 445 nm induite par l'incertitude  $(\Delta\rho_g)_{COX}$  sur le modèle de Cox et Munk pour une demi-orbite du capteur MERIS pour le jour 80 et pour une vitesse de vent de 5  $m.s^{-1}$ . La vitesse du vent est supposée parfaitement connue.

Figure 5.2-16 : Valeur absolue de l'erreur  $\Delta\rho_w$  (%) sur la réflectance marine à 445 nm induite par l'incertitude  $(\Delta\rho_g)_{COX}$  pour une demi-orbite du capteur MERIS pour le jour 80 et pour une vitesse de vent de 7  $m.s^{-1}$ . La vitesse du vent est supposée parfaitement connue.



### 5.3 - ETUDE DE L'INFLUENCE DES INCERTITUDES LIEES AU CALCUL DE LA RÉFLECTANCE DE L'ÉCUME

Nous avons poursuivi ici la même démarche que pour l'étude de l'impact des incertitudes liées au calcul de la réflectance spéculaire. Nous avons étudié les variations de la réflectance de l'écume en prenant en compte d'une part, les incertitudes propres au modèle de réflectance et, d'autre part, l'incertitude liée à la méconnaissance de la vitesse du vent. Nous avons ainsi pu évaluer l'influence de ces incertitudes sur le signal en entrée du capteur et étudier leur impact sur la correction de la réflectance de l'écume qui doit être effectuée au niveau du segment-sol afin d'estimer le signal marin.

#### 5.3.1 - INFLUENCE DES INCERTITUDES SUR LE SIGNAL EN ENTREE DU CAPTEUR

##### 5.3.1.1 - Incertitudes propres au modèle de réflectance

La table 5.3-1 présente les valeurs de la réflectance de l'écume obtenues pour les trois vitesses de vent simulées ainsi que les valeurs correspondantes de l'incertitude. La réflectance de l'écume à la surface produit en entrée du capteur une réflectance  $t \cdot \rho_f$ , où l'atténuation atmosphérique diffuse  $t$  varie entre 0,7 et 0,8 sur l'ensemble de l'image MERIS (à 445 nm dans des conditions atmosphériques identiques à celles décrites en § 4.4).

Pour un vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$ , l'incertitude produite en entrée du capteur,  $t(\Delta\rho_f)_{\text{Koepke}}$ , est de l'ordre de 2 fois la résolution radiométrique du capteur. Pour des vents plus forts, les valeurs de la réflectance de l'écume sont sensiblement plus élevées. Les incertitudes correspondantes représentent environ 4 fois la résolution radiométrique du capteur pour un vent de  $7 \text{ m.s}^{-1}$  et 6 fois la résolution radiométrique du capteur pour un vent de  $9 \text{ m.s}^{-1}$ .

$U(\text{m.s}^{-1})$	$\rho_f$	$\min(\rho_f)$	$\max(\rho_f)$	$(\Delta\rho_f)_{\text{Koepke}}$
5	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$5,4 \cdot 10^{-4}$
7	$6 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$
9	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$7,4 \cdot 10^{-4}$	$4,3 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$

Table 5.3-1 : Réflectance de l'écume à la surface calculée à l'aide du modèle de Koepke (1984) (1<sup>ère</sup> colonne), réflectances minimum et maximum (2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> colonne), et incertitude correspondante (4<sup>ème</sup> colonne) pour 5, 7, et 9  $\text{m.s}^{-1}$ .

### 5.3.1.2- Incertitude liée à la méconnaissance de la vitesse du vent

Rappelons que l'incertitude liée à la méconnaissance de la vitesse du vent est définie par :

$$(\Delta\rho_f)_{\text{vent}} = (1/2) | \rho_f(U + \Delta U) - \rho_f(U - \Delta U) | \quad (5.5)$$

où  $\Delta U$  est l'incertitude sur la connaissance de la vitesse du vent ( $\Delta U = 2 \text{ m.s}^{-1}$ ).

Cette incertitude, notée  $(\Delta\rho_f)_{\text{vent}}$ , a été calculée pour les trois vitesses de vents simulées. Les résultats obtenus sont présentés dans la table 5.3-2. Pour un vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$ , l'incertitude produite en entrée du capteur,  $t(\Delta\rho_f)_{\text{vent}}$ , est inférieure à la résolution radiométrique du capteur et est donc trop faible pour être mesurable par celui-ci. Pour un vent de  $7 \text{ m.s}^{-1}$ , l'incertitude liée à la méconnaissance de la vitesse du vent représente environ 2,5 fois la résolution du capteur. Pour un vent de  $9 \text{ m.s}^{-1}$ , l'incertitude est beaucoup plus forte puisqu'elle représente environ 24 fois la résolution radiométrique du capteur.

$U(\text{m.s}^{-1})$	$(\Delta\rho_f)_{\text{Koeperke}}$	$(\Delta\rho_f)_{\text{vent}}$	$(\Delta\rho_f)_{\text{total}}$
5	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$
7	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$
9	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$

Table 5.3-2 : Incertitude liée à la modélisation de la réflectance de l'écume (1<sup>ère</sup> colonne), à la méconnaissance du vent (2<sup>ème</sup> colonne) et incertitude totale, pour 5, 7 et  $9 \text{ m.s}^{-1}$ .

### 5.3.1.3- Incertitude totale liée à l'estimation de la réflectance de l'écume

L'incertitude totale liée au calcul de la réflectance de l'écume,  $(\Delta\rho_f)_{\text{total}}$ , produit en entrée du capteur une incertitude supérieure à la résolution radiométrique du capteur même pour un vent faible de  $5 \text{ m.s}^{-1}$  pour lequel la fraction de surface couverte par l'écume est inférieure à 0,1 % (voir table 5.3-2). Pour des vents de 5 et  $7 \text{ m.s}^{-1}$  l'incertitude liée au modèle de réflectance est environ deux fois supérieure à celle produite par l'incertitude sur la vitesse du vent. Lorsque le vent forçit, l'incertitude est beaucoup plus forte puisqu'elle représente environ 26 fois la résolution du capteur, ceci étant principalement dû à la forte incertitude résultant de la méconnaissance du vent.

### 5.3.2- INFLUENCE DES INCERTITUDES SUR LA CORRECTION DES PIXELS ET SUR L'ESTIMATION DE $\rho_w$

La précision relative  $(\Delta\rho_w)_{\text{mission}}$  sur l'estimation du signal marin requise pour satisfaire les objectifs de la mission est comprise entre environ 0,001 et 0,002 (cf. § 5.2.3). La présence d'écume à la surface produit d'après le modèle de Koepke une réflectance de 0,001 pour un vent d'environ  $8 \text{ m.s}^{-1}$  et 0,002 pour un vent d'environ  $10 \text{ m.s}^{-1}$ . Lors du traitement des données au sol, les pixels pour lesquels la vitesse du vent est supérieure à un certain seuil (par exemple  $8 \text{ m.s}^{-1}$  si la précision  $(\Delta\rho_w)_{\text{mission}}$  est fixée à 0,001) sont identifiés et étiquetés comme étant contaminés par l'écume. Pour ces pixels, la réflectance produite par l'écume est estimée à l'aide de modèles tels que ceux décrits précédemment et soustraite du signal mesuré par le capteur avant d'entamer les corrections atmosphériques.

Les incertitudes liées à l'estimation de la réflectance de l'écume doivent être prises en compte lors de la correction des pixels contaminés car elles peuvent induire au delà d'une certaine vitesse de vent une erreur sur le signal marin supérieure à l'objectif de précision requis par la mission. Cette erreur, notée  $\Delta\rho_w$ , peut être calculée simplement, en supposant qu'il n'existe pas d'autre source d'incertitude, à partir de l'équation (4.1) (§ 4.1) sous la forme :

$$\Delta\rho_w = - (\Delta\rho_f)_{\text{total}} \quad (5.6)$$

Les résultats de la table 5.3-2 montrent que, pour un vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$ , l'erreur induite sur l'estimation du signal marin par l'incertitude liée au calcul de la réflectance de l'écume est inférieure à  $(\Delta\rho_w)_{\text{mission}}$ . Par contre, pour un vent de  $7 \text{ m.s}^{-1}$ , l'erreur induite sur l'estimation du signal marin devient supérieure à 0,001. Pour satisfaire un objectif-mission  $(\Delta\rho_w)_{\text{mission}}$  de 0,001, il semble qu'il ne suffise pas d'identifier et de corriger les pixels pour lesquels la vitesse du vent est supérieure à  $8 \text{ m.s}^{-1}$ . Il faudrait déterminer la valeur de la vitesse du vent (a priori légèrement inférieure à  $7 \text{ m.s}^{-1}$ ) pour laquelle l'incertitude sur l'estimation de l'écume produit une erreur  $\Delta\rho_w$  juste inférieure à  $(\Delta\rho_w)_{\text{mission}}$  et corriger tous les pixels pour lesquels la vitesse du vent est supérieure à ce nouveau seuil. De même, lorsque l'objectif-mission est moins sévère ( $(\Delta\rho_w)_{\text{mission}} = 0,002$ ) et lorsque les incertitudes sur l'estimation de l'écume sont prises en compte, le seuil de vitesse de vent fixé à environ  $10 \text{ m.s}^{-1}$  par la contrainte sur la valeur de  $(\Delta\rho_w)_{\text{mission}}$  doit être abaissé car l'erreur induite sur le signal marin atteint déjà 0,007



pour un vent de  $9 \text{ m.s}^{-1}$  (cf. table 5.3-2). Là encore, il faudrait déterminer la valeur de seuil de la vitesse du vent pour laquelle l'erreur  $\Delta\rho_w$  induite par les incertitudes sur l'écume serait juste inférieure à 0,002.

#### 5.4 - ETUDE DE L'INFLUENCE DES INCERTITUDES SUR LA QUALITE DE LA MESURE DE LA CONCENTRATION EN CHLOROPHYLLE

La concentration en pigments chlorophylliens est l'un des produits délivrés par le segment-sol de la mission MERIS. Cette concentration en chlorophylle, Chl, est estimée à partir du signal marin  $\rho_w$  par inversion d'un modèle de réflectance (reliant  $\rho_w$  à Chl) ou d'un modèle bio-optique (reliant  $(b_b/a)$  à Chl, permettant ainsi de s'affranchir des variations du facteur  $f$  avec la longueur d'onde) (cf. chapitre 2). A l'aide d'un tel modèle inverse, nous avons évalué l'erreur sur l'estimation de la concentration en chlorophylle produite par l'erreur sur le signal marin, induite par l'incertitude liée aux effets de surface. Pour notre étude, nous avons supposé le facteur  $f$  constant et nous avons donc adopté un modèle inverse de la forme :

$$\log_{10}[\text{Chl}] = \sum_{k=0}^N A_k \left[ \log_{10} \left( \frac{\rho_w(442,5)}{\rho_w(560)} \right) \right]^k \quad (5.7)$$

Les valeurs des coefficients  $A_k$  du polynôme ont été obtenues par régression linéaire sur les valeurs produites par le modèle de réflectance de Morel (1988).

D'après l'équation (5.7), on peut exprimer l'erreur relative sur l'estimation de la concentration en pigments chlorophylliens,  $\Delta\text{Chl}/\text{Chl}$  sous la forme :

$$\frac{\Delta[\text{Chl}]}{[\text{Chl}]} = \sum_{k=1}^N k A_k \left[ \log_{10} \left( \frac{\rho_w(442,5)}{\rho_w(560)} \right) \right]^{k-1} \left( \frac{\Delta\rho_w(442,5)}{\rho_w(442,5)} - \frac{\Delta\rho_w(560)}{\rho_w(560)} \right) \quad (5.8)$$

L'incertitude liée aux effets de réflexion à la surface, notée  $\Delta\rho$ , a été prise en compte comme la somme quadratique de l'incertitude sur l'estimation de la réflectance spéculaire,  $(\Delta\rho_g)_{\text{tot}}$ , et de l'incertitude sur l'estimation de la réflectance de l'écume,  $(\Delta\rho_f)_{\text{tot}}$  :

$$\Delta\rho = \sqrt{(\Delta\rho_g)^2 + (\Delta\rho_f)^2} \quad (5.9)$$

Cette incertitude ne dépend pas de la longueur d'onde puisque l'on a supposé (§ 4.3.2) que l'incertitude sur l'écume  $(\Delta\rho_f)_{\text{tot}}$  et celle sur la réflectance spéculaire  $(\Delta\rho_g)_{\text{tot}}$  ne dépendent pas de la longueur d'onde.

En exprimant dans l'équation (5.8) l'erreur sur le signal marin  $\Delta\rho_w$  en fonction de l'incertitude  $\Delta\rho$  liée aux effets de surface, d'après les équations (5.4), (5.6) et (5.9), on obtient :

$$\frac{\Delta[\text{Chl}]}{[\text{Chl}]} = \sum_{k=1}^N k A_k \left[ \log_{10} \left( \frac{\rho_w(442,5)}{\rho_w(560)} \right) \right]^{k-1} \left( \frac{\alpha(442,5)}{\rho_w(442,5)} - \frac{\alpha(560)}{\rho_w(560)} \right) \Delta\rho \quad (5.10)$$

où  $\alpha(\lambda) = -\frac{T_{\text{atm}}(\lambda)}{\sqrt{1+T_{\text{atm}}^2(\lambda)}}$ , le facteur  $T_{\text{atm}}$  étant le rapport entre la transmission directe et la transmission diffuse (cf. § 5.2.3, éq. (5.4)).

Les figures 5.4-1 et 5.4-2 présentent l'erreur  $\Delta\text{Chl}/\text{Chl}$  (en %), relative à une concentration Chl de  $0,3 \text{ mg.m}^{-3}$ , induite par l'incertitude  $\Delta\rho$  pour un vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$  et pour un vent de  $7 \text{ m.s}^{-1}$ . Sur ces figures, nous avons limité l'incertitude  $\Delta\rho$  à une valeur de 0,006.

Les variations de l'erreur  $\Delta\text{Chl}/\text{Chl}$  dans la trace du capteur sont directement liées aux variations de l'incertitude  $\Delta\rho$ , qui, elle-même, suit les variations de l'incertitude sur la réflectance spéculaire (cf. § 5.2). L'incertitude sur la réflectance de l'écume ne constitue qu'une erreur systématique ajoutée à chaque pixel, puisqu'elle ne dépend pas de la géométrie mais seulement de la vitesse du vent. Ainsi, l'erreur obtenue est plus forte dans la zone de réflexion spéculaire pour  $5 \text{ m.s}^{-1}$  que pour  $7 \text{ m.s}^{-1}$  ; elle est par contre plus faible loin de cette zone.

Dans la zone de réflexion spéculaire, elle dépasse largement la valeur de  $\pm 20 \%$  requise par la mission. Loin de cette zone, l'erreur diminue et présente des valeurs de l'ordre de la précision requise par la mission. La table 5.4-3 donne les pourcentages de pixels de l'image MERIS pour lesquels l'erreur  $\Delta\text{Chl}/\text{Chl}$ , prise en valeur absolue, est inférieure à 20 % et 30 % pour une concentration en pigments valant respectivement 0,03, 0,3 et  $3 \text{ mg.m}^{-3}$  pour des vents de 5 et  $7 \text{ m.s}^{-1}$ .

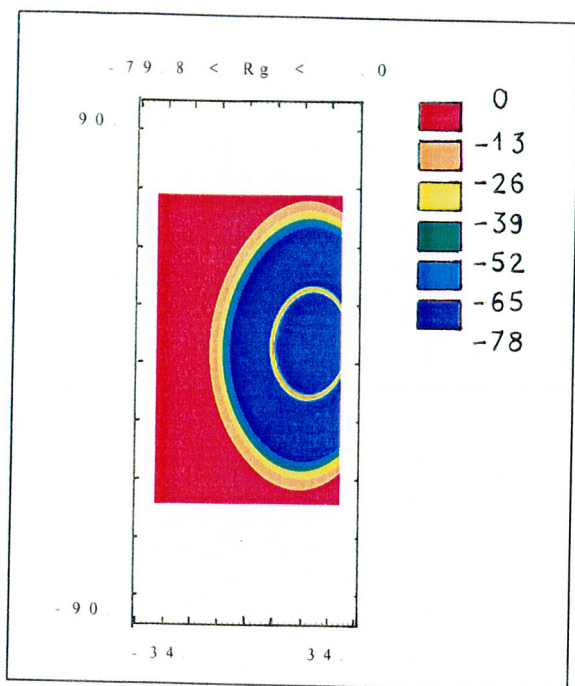
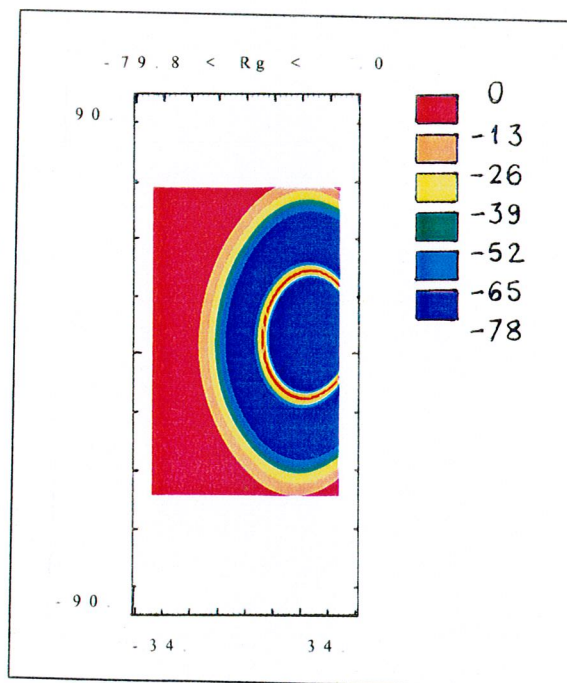


Figure 5.4-1 : Valeur de l'erreur relative  $\Delta\text{Chl}/\text{Chl}$  (en %) sur l'estimation de la concentration en chlorophylle induite par l'incertitude ( $\Delta\rho$ ) pour une demi-orbite du capteur MERIS pour le jour 80 et pour une vitesse de vent de  $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ .

Figure 5.4-2 : Valeur de l'erreur relative  $\Delta\text{Chl}/\text{Chl}$  (en %) sur l'estimation de la concentration en chlorophylle induite par l'incertitude ( $\Delta\rho$ ) pour une demi-orbite du capteur MERIS pour le jour 80 et pour une vitesse de vent de  $7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ .



U(m.s <sup>-1</sup> )	Chl = 0,03 mg.m <sup>-3</sup>		Chl = 0,3 mg.m <sup>-3</sup>		Chl = 3 mg.m <sup>-3</sup>	
	ΔChl/Chl < 20 %	ΔChl/Chl < 30 %	ΔChl/Chl < 20 %	ΔChl/Chl < 30 %	ΔChl/Chl < 20 %	ΔChl/Chl < 30 %
5	42	46	51	56	62	68
7	34	38	45	51	61	71

Table 5.4-3 : Pourcentages de pixels de l'image MERIS pour lesquels l'erreur ΔChl/Chl, prise en valeur absolue est inférieure à 20 % et 30 % pour 0,03, 0,3 et 3 mg.m<sup>-3</sup> pour un vent de 5 et 7 m.s<sup>-1</sup>.

Pour un vent de 5 m.s<sup>-1</sup>, seulement 42 % des pixels présentent une erreur ΔChl/Chl (en valeur absolue) inférieure à 20 % pour une concentration de 0,03 mg.m<sup>-3</sup>. Ce pourcentage est encore plus faible pour un vent de 7 m.s<sup>-1</sup> puisque seulement 34 % des pixels satisfont cette condition. Pour des concentrations en pigments plus élevées, le pourcentage de pixels, satisfaisant l'objectif de précision de la mission augmente. A 5 m.s<sup>-1</sup>, il atteint 51 % pour une concentration de 0,3 mg.m<sup>-3</sup> (contre seulement 45 % à 7 m.s<sup>-1</sup>) et 62 % pour une concentration de 3 mg.m<sup>-3</sup> (contre 61 % à 7 m.s<sup>-1</sup>).

Le nombre de pixels tels que l'erreur obtenue est inférieure à ± 30 % est sensiblement plus important que précédemment. Il représente 56 % des pixels à 5 m.s<sup>-1</sup> et 51 % à 7 m.s<sup>-1</sup> pour une concentration de 0,3 mg.m<sup>-3</sup>. Même pour un objectif-mission moins sévère, le nombre de pixels de l'image MERIS satisfaisant cet objectif reste encore faible. A cela vient s'ajouter la forte couverture nuageuse dans la zone inter-tropicale et aux hautes latitudes qui rend inexploitable de nombreux pixels. Un compromis doit être trouvé entre le seuil de réflectance spéculaire à appliquer lors du masquage des pixels contaminés par la réflexion spéculaire et la qualité désirée pour l'estimation de la concentration en pigments, qui sera délivrée par le segment-sol.

En pratique, on peut noter que ces chiffres reflètent une estimation pessimiste. En effet, la réflectance spéculaire et la réflectance de l'écume sont relativement neutres spectralement. L'expérience montre que les algorithmes de corrections atmosphériques basés sur le contraste 775 nm/865 nm tendent à interpréter ces deux signaux comme une charge supplémentaire d'aérosols, et donc l'erreur sur la réflectance due aux effets de surface se trouve transférée sur les propriétés optiques des aérosols et sur les facteurs de transmission atmosphériques. Des analyses de sensibilité permettront d'évaluer le comportement des algorithmes MERIS.

## 5.5 - CONCLUSIONS

Le simulateur de mission spatiale a servi à montrer l'influence des incertitudes liées à la modélisation des effets de réflexion à la surface de l'océan sur le signal mesuré en entrée du capteur et sur la correction de ces effets de surface dans le segment-sol. Nous avons étudié l'influence des incertitudes liées à l'estimation de la réflectance spéculaire ainsi que celles liées à l'estimation de la réflectance de l'écume. Cette étude a montré une forte influence des incertitudes liées à la réflexion spéculaire sur le signal en entrée du capteur et une influence beaucoup plus faible de celles liées à l'écume.

Nous avons montré que l'incertitude sur la réflectance spéculaire  $\Delta\rho_g$  croît avec la réflectance spéculaire. Très en dehors de la zone de réflexion spéculaire, la variation relative induite par cette incertitude est de 1 à 3,5 %. Par contre, dans la zone de réflexion spéculaire, cette incertitude est très importante puisqu'elle atteint 30 à 40 % pour des vents de 5 à 7 m.s<sup>-1</sup>. A titre d'exemple, les incertitudes maximales représentent environ 350 fois la résolution radiométrique du capteur pour un vent de 5 m.s<sup>-1</sup>. Ces incertitudes sont très importantes et doivent être prises en compte dans le calcul de la réflectance spéculaire, d'autant plus que la zone de réflexion spéculaire couvre une part importante de l'image.

Les incertitudes sur le nombre de pixels susceptibles d'être masqués, pour cause de forte réflectance spéculaire, au niveau du segment-sol ont été évaluées. Ces incertitudes sont importantes puisqu'elles correspondent à des variations relatives du nombre de pixels masqués de 10 à 30 %. Ceci représente une variation du nombre de pixels masqués de 1 à 5 % du nombre total de pixels de l'image. Ce pourcentage peut paraître faible mais il faut tenir compte :

- de la régionalisation du masquage (cette incertitude sera beaucoup plus grande dans la zone inter-tropicale-est de l'image),
- de la couverture nuageuse qui rend inexploitables un certain nombre de pixels de l'image. Cette couverture nuageuse est la plus importante dans la zone inter-tropicale et aux hautes latitudes.

Ces incertitudes sur le nombre de pixels diminuent lorsque le seuil de masquage croît. Lorsque le seuil décroît, on observe que d'une part, le nombre de pixels masqués est plus important (le nombre de pixels exploitables est alors plus faible) et que, d'autre part, l'incertitude sur le nombre de pixels masqués est plus grande. Ceci signifie qu'il y a plus de chance de se tromper dans l'étiquetage des pixels. Au contraire, pour un seuil de réflectance plus élevé, le nombre de pixels masqués est plus faible et la probabilité d'erreur sur l'étiquetage de ces pixels diminue. Toutefois, l'erreur commise sur l'estimation de la réflectance spéculaire pour les pixels non masqués est plus élevée en particulier en limite de la zone masquée.

L'erreur sur la réflectance marine induite par l'incertitude sur l'estimation de la réflectance spéculaire peut être très importante, en particulier au centre de la tache de réflexion spéculaire où elle est très supérieure à la précision requise pour satisfaire les objectifs de la mission. Seule la partie de l'image située très en dehors de la zone de réflexion spéculaire présente des valeurs de l'erreur sur le signal marin de l'ordre ou inférieures à la précision requise par la mission.

Les incertitudes liées à l'estimation de la réflectance de l'écume sont beaucoup plus faibles que celles liées à l'estimation de la réflectance spéculaire, puisqu'elles représentent seulement 3 fois la résolution radiométrique du capteur pour un vent de  $5 \text{ m.s}^{-1}$  et 7 fois pour un vent de  $7 \text{ m.s}^{-1}$ . Cependant, ces incertitudes doivent être prises en compte lors du traitement des données au sol car elles peuvent induire au delà d'une certaine vitesse de vent une erreur sur le signal marin supérieure à l'objectif de précision requis par la mission.

Ensuite, nous avons pris en compte la somme des incertitudes liées à l'estimation de la réflectance spéculaire et à l'estimation de la réflectance de l'écume et nous avons montré la forte influence de ces incertitudes sur la mesure de la concentration en pigments chlorophylliens.

L'influence des incertitudes de modélisation de l'état de surface pourrait être diminuée en disposant d'une meilleure estimation de la vitesse du vent et de modèles plus précis. L'incertitude sur la vitesse du vent ( $2 \text{ m.s}^{-1}$ ) induit des erreurs plus fortes que les erreurs de modélisation. Afin d'effectuer, lors du traitement des données au sol, une correction plus précise des pixels contaminés par les effets de surface, il est indispensable de disposer avant tout d'une connaissance plus précise de la vitesse du vent. Cet objectif reste difficilement réalisable compte tenu de la forte variabilité spatiale et temporelle du vent et des résolutions assez faibles des mesures de la vitesse du vent actuellement disponibles dans le segment-sol.

On pourrait aussi améliorer la modélisation de l'état d'agitation de la surface. Pour cela, effectuer de nouvelles expérimentations *in situ* permettrait de mieux estimer les contributions dues à la réflexion spéculaire par les vagues et à la réflexion diffuse par l'écume. Il faudrait en particulier connaître plus précisément la dépendance spectrale de la réflectance de l'écume ainsi que les paramètres caractérisant le pourcentage de surface couverte par celle-ci.

---

## **CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES**



Nous avons présenté dans cette thèse un outil logiciel qui permet de simuler une mission spatiale dans son intégralité. Ceci constitue une approche nouvelle en télédétection. Une large part du travail de thèse a été consacrée au développement et à la validation du simulateur de la mission du spectroradiomètre MERIS, qui fera partie de la mission spatiale Envisat de l'Agence Spatiale Européenne. Une abondante documentation se rapportant au simulateur a été rédigée (description des modèles implémentés, description de l'architecture du logiciel, rapports de tests de validation, manuel de l'utilisateur, manuel des tests de recette) à l'usage de l'Agence et des industriels réalisant la mission.

Nous avons montré le grand intérêt de disposer d'un simulateur de mission spatiale. Cet outil apporte en premier lieu une aide précieuse dans le cadre du dimensionnement et de l'analyse d'une mission. Notre simulateur ne permet de modéliser qu'un seul type de capteur (ici MERIS), dont l'architecture est fixée, et un seul type de schéma pour le segment-sol, mais il prend en compte l'ensemble des composantes de la mission et permet d'en avoir une vision globale. Il nous a permis de vérifier si les spécifications établies pour cette mission répondaient aux besoins des utilisateurs principaux de la mission. Nous avons traduit ces besoins en terme de performance instrumentale et de résolution radiométrique du capteur. Nous avons aussi déterminé les niveaux typiques des luminances en entrée de l'instrument en faisant varier systématiquement les conditions géométriques, spectrales et géophysiques. Ces résultats, directement exploitables par les ingénieurs chargés de la conception de l'instrument, leur ont permis de mieux définir et analyser la mission du capteur MERIS. Ce simulateur a aussi été largement utilisé dans le cadre de l'aide au développement et à la validation des algorithmes de traitements des données.

Un tel simulateur offre, comme nous l'avons vu, des possibilités très intéressantes, qui entraînent une grande complexité de conception et de réalisation. Cette complexité est liée tout d'abord à la représentation d'une mission spatiale, elle-même complexe. L'instrument présente une haute résolution radiométrique qui lui permet de détecter des phénomènes physiques jusqu'alors non pris en compte, ce qui rend les algorithmes de traitement des données eux aussi très complexes.

La complexité de conception et de réalisation du simulateur est aussi liée à toutes les contraintes de développement d'un logiciel dans un cadre industriel : le codage, les tests de validation et la rédaction de documentations ont été effectués selon certaines spécifications. Enfin, le simulateur doit pouvoir refléter d'éventuels changements dans la conception de l'instrument ou bien encore d'éventuels progrès scientifiques dans le développement des modèles de transferts radiatifs ou d'algorithmes de traitement des données. Il a donc fallu prendre en compte ces changements possibles dans la conception du simulateur et en faire un outil évolutif, permettant de remplacer simplement tel ou tel modèle.

Nous avons étudié à l'aide du simulateur l'influence des incertitudes liées à l'estimation des effets de réflexion à la surface de l'océan sur le signal en entrée du capteur et sur la qualité de la mesure de la concentration en pigments chlorophylliens issue du traitement des données. Nous avons montré que ces incertitudes, liées à une modélisation trop imprécise des effets de surface et surtout à une méconnaissance de la vitesse du vent, induisent des erreurs lors de l'estimation du signal marin. Ces erreurs peuvent être supérieures à la précision attendue pour satisfaire les objectifs de la mission. Il faudrait donc prendre ces incertitudes en compte dans le segment-sol en développant des algorithmes de corrections spécifiques.

Nous concluons que connaître plus précisément le vecteur vent à la surface de l'océan constitue un enjeu majeur dans l'amélioration du traitement des données des capteurs mesurant la couleur de l'eau, et qu'un effort important doit être fait dans ce sens pour les missions spatiales futures. Le vent présente une forte variabilité spatiale et temporelle en intensité et en direction. De plus, les rides capillaires, responsables de la réflexion spéculaire, sont extrêmement sensibles au vent local. Afin de faire coïncider au mieux les mesures de vent avec les instants de prise de vue du capteur et les zones géographiques qu'il observe, il est donc nécessaire d'améliorer les résolutions spatiales et temporelles assez faibles des produits météorologiques actuellement disponibles. Il faudrait aussi pouvoir disposer d'une estimation du vent à une précision meilleure que  $2 \text{ m.s}^{-1}$  et atteindre une précision de mesure de l'ordre de  $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ . On pourrait utiliser, par exemple, des modèles numériques avec assimilation de données (provenant de bouées ou de capteurs spatiaux) sur une grille plus fine de résolution spatiale de l'ordre de 1 à 10 kilomètres.

Nous avons présenté le simulateur de la mission du capteur MERIS. D'ores et déjà, la même architecture logicielle a été utilisée pour simuler d'autres missions spatiales : celle du capteur SeaWiFS, dédiée à la mesure de la couleur de l'océan, pour le compte de la Commission Européenne, et celle du capteur GOMOS (Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars), dédiée à la mesure des constituants atmosphériques, pour le compte de l'Agence Spatiale Européenne. Comme MERIS, ce capteur sera embarqué sur la plateforme Envisat.

---

## **REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

- Billat V., Wald L., 1995. Use of a simulator for the study of the sensitivity of the signal sensed by the MERIS spectrometer. *In Proc. of International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Firenze, Italy, 10-14 July, 1995.
- Bliven L.F., Billat V., Sobieski P. W., Guissard A. C, Branger H., Giovanangeli J-P, 1995. An assessment of veering wind effects on scatterometry from the sea surface, *International Journal of Remote Sensing*, **16**, 5, 891-903.
- Bricaud A., Morel A., 1987. Atmospheric corrections and interpretation of marine radiances in CZCS imagery: use of a reflectance model. *Oceanologica Acta*, 33-49.
- Cox C., Munk M., 1954a. Statistics of the sea surface derived from sun-glitter. *Journal of Marine Research*, **13**, 198-227.
- Cox C., Munk M., 1954b. Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter. *Journal of Optical Society of America*, **44**, 838-850.
- Cox C., Munk M., 1955. Some problems in optical oceanography. *Journal of Marine Research*, **14**, 63-78.
- De Lefte A., 1979. *Les instruments spatiaux à détection photoélectrique et à balayage*. Cours de Technologie Spatiale, Cartographie spatiale de la Terre, CNES éditeur.
- Deschamps P. Y., Bréon F.-M., Leroy M., Podaire A., Bricaud A., Buriez J.-C, Sèze G., 1994. The POLDER mission : instrument characteristics and scientific objectives. *I.E.E.E. Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **32**, 3, 598-615.
- Deschamps P. Y., Herman M., Tanré D., 1983. Modeling of the atmospheric effects and its application to the remote sensing of ocean color. *Applied Optics*, **22**, 3751-3758.

- Doerffer R., 1981. Factor analysis in ocean color interpretation. *In Oceanography from space*, edited by J. R. Gower, Plenum Press, New York.
- Dornier, 1993. MEdium Resolution Imaging Spectrometer requirements specification, rapport technique PO-RS-DOR-ME-0001.
- Egan W. G., 1985. *Photometry and Polarization in Remote Sensing*, 503 p. Elsevier, Amsterdam.
- Fischer J., Doerffer R., Grassl H., 1986. Factor analysis of multispectral radiances over coastal and open ocean based on radiative transfer calculations. *Applied Optics*, **25**, 448-456.
- Frouin R., Schwindling M., Deschamps P. Y., 1994. Spectral reflectance of sea foam in the visible and near-infrared : In-situ measurements and implications for remote sensing of ocean color and aerosols. *Submitted to Journal of Geophysical Research*.
- Gordon H. R., 1978. Removal of atmospheric effects from satellite imagery over the oceans. *Applied Optics*, **17**, 1631.
- Gordon, H. R., Castaño D. J., 1987. Coastal Zone Color Scanner atmospheric correction algorithm : multiple scattering effects. *Applied Optics*, **26**, 2111-2122.
- Gordon, H. R., Castaño D. J., 1989. Aerosol analysis with the Coastal Zone Color Scanner : a simple method for including multiple scattering effects. *Applied Optics*, **28**, 7, 1320-1326.
- Gordon H. R., Clark D. K., 1980. Atmospheric effects in the remote sensing of phytoplankton pigments. *Boundary Layer Meteorol.*, **18**, 299.

- Gordon H. R., Jacobs M. M., 1977. Albedo of the ocean-atmosphere system: influence of sea-foam. *Applied Optics*, **16**, 2257-2260.
- Gordon, H. R., Morel A. Y., 1983. Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery. A review. *Lecture notes on coastal and estuarine studies*, Springer-Verlag, New-York, 114 p.
- Gordon, H. R., Wang M., 1992a. Surface-roughness considerations for atmospheric correction of ocean color sensors. I: the Rayleigh-scattering component. *Applied Optics*, **31**, 4247-4260.
- Gordon H. R., Wang M., 1992b. Surface roughness considerations for atmospheric correction of ocean-color sensors : II. Error in the retrieved water-leaving radiance. *Applied Optics*, **31**, 4261-4267.
- Gordon H.R., Wang M., 1994. Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm. *Applied Optics*, **33**, 443-452.
- Gordon H. R., 1996. Atmospheric correction of ocean color imagery in the Earth observing system era, submitted to *Journal of Geophysical Research*.
- Gregg W. W., Patt F. S., Woodward R. H., 1994. The simulated SeaWiFS data set, Version 2. *NASA Tech. Memo.* 104566, vol. 15, S.B. Hooker and E.R. Firestone, Eds., NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland.
- Hooker S. B., Esaias W. E., Feldman G. C., Gregg W. W., Mc Clain C. R., 1992. An overview of SeaWiFS and ocean color. *NASA Tech. Memo.* 104566, vol. 1, S.B. Hooker and E.R. Firestone, Eds., NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland.

- Hsiung J., 1986. Mean surface energy fluxes over the global ocean. *Journal of Geophysical Research*, **91**, 10585-10606.
- Kraan C., Oost W. A., Janssen P. A. E. M., 1995. Wave energy dissipation by whitecaps. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **13**, 262-267.
- Kerekes, J. P., Landgrebe D. A., 1989. Simulation of optical remote sensing systems. *I.E.E.E. Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **27**, 762-771.
- Kneysis F. X., Shettle E. P., Abreu L. W., Anderson G. P., Chetwind J. H., Gallery W. O., Selby J. E. A., Clough S. A., 1989. Atmospheric transmittance / Radiance: the LOWTRAN 7 model. Air Force Geophysics Laboratory, Bedford, Massachusetts.
- Kinsman B., 1984. *Wind waves*. Edited by Dover Inc., New York, 676 p. First edited in 1965.
- Koepke P., 1984. Effective reflectance of oceanic whitecaps. *Applied Optics*, **23**, 1816-1824.
- Liou K-N., 1980. *An introduction to atmospheric radiation*. Edited by Academic Press, Inc., San Diego, California, U.S.A., 392 p.
- Maul G. A., Gordon H. R., 1975. On the use of Landsat-1 in optical oceanography, *Remote Sensing of Environment*, **4**, 95-128.
- Mc Clain C. R., Fraser R. S., Mc Lean J. T., Darzi M., Firestone J. K., Patt F. S., Schieber B. D., Woodward R. H., Yeh E-n, Mattoo S., Biggar S. F., Slater P. N., Thome K. J., Holmes A.W., Barnes R. A., Voss K. J., 1994. Case studies for SeaWiFS calibration and validation, Part 2. *NASA Tech. Memo.* 104566, vol. 19, S.B Hooker, E.R. Firestone and J.G. Acker, Eds. NASA Goddard Space FlightCenter, Greenbelt, Maryland, 73 pp.



- Mc Clatchey R. A., Fenn R. N., Selby J. E. A., Volz F. E., Garing J. S. , 1971. Optical properties of the atmosphere, AFCRL-TR-71-0279. *Environment Research papers*, 354, L.G. Hancock Field Bedford, Mass. U.S.A.
- Monahan E. C., 1971. Oceanic whitecaps, *Journal of Physical Oceanography*, **1**, 139-144.
- Monahan E. C., O'Muircheartaigh I., 1981. Improved statement of the relationship between surface wind speed and oceanic whitecap coverage as required for the interpretation of satellite data. *In Oceanography from space*, edited by J. R. Gower, Plenum Press, New York.
- Monahan E. C., O'Muircheartaigh I., 1980. Optimal power-law description of oceanic whitecap coverage dependence on wind-speed. *Journal of Physical Oceanography*, **10**, 2094-2099. Comments by Wu J., 1982, and reply. *Journal of Physical Oceanography*, **12**, 750-752.
- Monahan E. C., O'Muircheartaigh I., 1986. Whitecaps and the passive remote-sensing of the ocean surface. *International Journal of Remote Sensing*, **7**, 627-642.
- Montagner F., 1994. End-to-end simulations of the MERIS instrument, *In Proc. of Oceanology International*, Brighton, U.K., 8-11 March 1994.
- Morel A., 1988. Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case 1 waters). *Journal of Geophysical Research*, **93**, 10749-10769.
- Morel A., Gentili B., 1991. Diffuse reflectance of oceanic waters : its dependence on sun angles as influenced by the molecular scattering contribution. *Applied Optics*, **30**, 4427-4438.
- Morel A., Gentili B., 1993. Diffuse reflectance of oceanic waters. II. Bidirectional aspects. *Applied Optics*, **32**, 6864-6879.

- Morel A., Prieur L., 1977. Analysis of variations in ocean color. *Limnol. Oceanogr.*, **22**, 709-722.
- Morel M., Bézy J-L, Montagner F., Morel A., Fischer J., 1993. Envisat's Medium Resolution Imaging spectrometer : MERIS. In *ESA bulletin*, **76**, 40-46. Publié par l'Agence Spatiale Européenne (Pays-Bas).
- Neckel H., Labs D., 1984. The solar radiation between 3300 and 12500 Å. *Solar Physics* **90**, p. 205-258.
- Pfeiffer B., Gardini B., Cendral J., 1993. Envisat and the polar platform : the concept and its history. In *ESA bulletin*, **76**, 8-14. Publié par l'Agence Spatiale Européenne (Pays-Bas).
- Plass G. N., Kattawar G. W., Guinn J. A., 1975. Radiative transfer in the earth's atmosphere-ocean system : influence of ocean waves. *Applied Optics*, **14**, 1924-1936.
- Quenzel H., Kaestner M., 1980. Optical properties of the atmosphere : calculated variability and application to satellite remote sensing of phytoplankton. *Applied Optics*, **19**, 1338-1344.
- Readings C. J., Dubock P. A., 1993. Envisat-1 : Europe's major contribution to earth observation for the late nineties. In *ESA bulletin*, **76**, 15-29. Publié par l'Agence Spatiale Européenne (Pays-Bas).
- Robinson I.S., 1985. *Satellite oceanography - An introduction for oceanographers and remote-sensing scientists*. Ellis Horwood series in marine science. Edited by Ellis Horwood Limited, U.K. 455 p.

- Ross D. B., Cardone V., 1974. Observations of oceanic whitecaps and their relation to remote measurements of surface wind speed. *Journal of Geophysical Research*, **79**, 444-452.
- Salomonson V. V., Barnes W. L., Maymon P. W., Montgomery H. E., Ostrow H., 1989. MODIS: Advanced facility instrument for studies of the earth as a system. *I.E.E.E. Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **27**, 145-153.
- Sathe P. V., Vaithyanathan R., 1994. Total reflectance of wind-roughened sea surfaces: directional properties. *Computers and Geosciences*, **20**, 1447-1453.
- Sathyendranath S., Hoge F. E., Platt T., Swift R. N., 1994. Detection of phytoplankton pigments from ocean color : improved algorithms. *Applied Optics*, **33**, 1081-1089.
- Sobieski P., Guissard A., Baufays C., 1991. Synergic inversion technique for active and passive microwave remote sensing of the ocean. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **29(3)**, 391-406.
- Schwindling M., 1995. Modèles et mesures pour l'observation spatiale de la couleur de l'océan : diffusion atmosphérique par les aérosols et réflexion de surface par l'écume. Thèse de doctorat. Université de Lille.
- Tanré, D., Deroo C., Duhaut P., Herman M., Morcrette J .J., Perbos J., Deschamp P. Y., 1990. Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum : the 5S code. *International Journal of Remote Sensing*, **11**, 659-668.
- Tassan S., 1994. Local algorithms using SeaWiFS data for the retrieval of phytoplankton, pigments, suspended sediment, and yellow substance in coastal waters. *Applied Optics*, **33**, 2369-2378.
- Toba Y., Chaen M., 1973. Quantitative expression of the breaking of wind waves on the sea surface. *Rec. Oceanogr. Works Japan*, **12**, 1-11.

- Toba Y., Koba M., 1986. A parameter describing overall conditions of wave breaking, whitecapping, sea-spray production and wind stress. *In Oceanic Whitecaps and their role in air-sea exchange processes*, 37-47, E. C. Monahan and G. MacNiocaill Eds, Reidel, 294 pp.
- Vermote E., Tanré D., Deuzé J.L., Herman M., Morcrette J.J., 1994. Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum (6S). Laboratoire d'optique atmosphérique. 183 pages.
- Viollier M., Tanré D., Deschamps P.Y., 1980. An algorithm for remote sensing of water-color from space. *Boundary Layer Meteorol.*, **18**, 247.
- Wald L., Monget J. M., 1983. Remote sensing of the sea-state using the 0.8-1.1  $\mu\text{m}$  spectral band. *International Journal of Remote Sensing*, **4**, 433-446.
- Wald L. 1985. Apport de la télédétection spatiale en infrarouge proche et moyen à la connaissance du milieu marin : relations entre le champ de température et le champ de courant, observations de l'état de surface et mesures de la vitesse du vent, la dynamique de la couche superficielle en mer Ligure. Thèse de doctorat d'état. Université de Toulon et du Var.
- Wald L., Monget J.M., Albuissou M., Byrne H. M., 1984. A large scale monitoring of the hydrocarbons pollution from the Landsat satellite. In *Remote Sensing for the Control of Marine Pollution*, 347-358, J.M. Massin Ed., Plenum Press.
- Wall S. D., Ledbetter K. W., 1991. *Design of mission operations systems for scientific remote sensing*. Taylor & Francis, 223 p.
- Wang M., Gordon H. R., 1994. A simple, moderately accurate, atmospheric correction algorithm for SeaWiFS. *Remote Sensing of Environment*, **50**, 231-239.

Whitlock C. H., Bartlett D. S., Gurganus E. A., 1982. Sea-foam reflectance and influence on optimum wavelength for remote-sensing of ocean aerosols. *Geophysical Research Letters*, **9**, 719-722.

Wu J., 1979. Oceanic whitecaps and sea-state. *Journal of Physical Oceanography*, **9**, 1064-1068.

Wu, J., 1988. Variations of whitecaps coverage with wind stress and water temperature. *Journal of Geophysical Research*, **18**, 1448-1453.

## ANNEXES

**ANNEXE A :** *ETUDE DE LA DYNAMIQUE DU SIGNAL AU SOMMET DE L'ATMOSPHERE*

Billat V., Wald L., 1995. Use of a simulator for the study of the sensitivity of the signal sensed by the MERIS spectrometer. *In Proc. of International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Firenze, Italy, 10-14 July, 1995.

**ANNEXE B :** *SENSIBILITE DU SIGNAL MESURE PAR LE CAPTEUR A DE PETITES VARIATIONS EN ATTITUDE DE LA PLATE-FORME*

**ANNEXE C :** *INFLUENCE D'UNE HOULE OBLIQUE SUR LA TELEDETECTION DU VENT A LA SURFACE DE L'OCEAN*

Bliven L.F., Billat V., Sobieski P. W., Guissard A. C, Branger H., Giovanangeli J-P, 1995. An assessment of veering wind effects on scatterometry from the sea surface, *International Journal of Remote Sensing*, **16**, 5, 891-903.

---

## ANNEXE A

### *Etude de la dynamique du signal au sommet de l'atmosphère*

Billat V., Wald L., 1995. Use of a simulator for the study of the sensitivity of the signal sensed by the MERIS spectrometer. *In Proc. of International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Firenze, Italy, 10-14 July, 1995.

USE OF A SIMULATOR FOR THE STUDY OF THE SENSITIVITY  
OF THE SIGNAL SENSED BY THE MERIS SPECTROMETER

V. BILLAT<sup>1,2</sup> and L. WALD<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ACRI, BP 234, 06904 Sophia Antipolis Cedex (France)

Tel: 33-92-96-75-00 Fax: 33-93-95-80-98 E-mail: vb@acri.cica.fr

<sup>2</sup>Remote Sensing Group, Ecole des Mines de Paris

BP 207, 06904 Sophia Antipolis Cedex (France)

**Abstract**--The MEdium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS) is part of the Envisat-1 polar mission prepared by the European Space Agency. Its objectives are the measurement and the global monitoring of the geophysical parameters related to open oceans and coastal waters, land vegetation and atmosphere. The aim of this paper is firstly to describe the simulation of the entire MERIS system. Secondly its interest is illustrated: the MERIS mission simulator takes full advantage of the power of numerical computations and thus allows to test systematically the sensitivity of the system performance to any particular parameter well before the launch of the satellite platform. It can also be used to verify or refine the specifications of the instrument and can help in its design with respect to its mission objectives.

### INTRODUCTION

The MEdium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS) is part of the Envisat-1 polar mission currently under development by the European Space Agency [1]. The MERIS mission main objective is the global monitoring of the biophysical parameters related to open oceans and coastal waters : estimation of chlorophyll and other pigments concentrations in the ocean surface layer [5]. MERIS will also be able to provide information on land surface properties (large scale vegetation monitoring) and atmosphere (aerosol types and contents, cloud properties and water-vapour integrated contents). MERIS is a pushbroom instrument that measures the sunlight backscattered by the earth-atmosphere system in fifteen bands in the visible to near-infrared spectral range. MERIS operates at ground resolutions of 300 meters for coastal waters and land observations and at 1200 meters in reduced resolution mode for open oceans observations. Table I gives some of the sensor performance parameters.

MERIS belongs to the new generation of ocean-color sensors and will have an improved radiometric sensitivity. Its data processing will have to be very accurate to take benefit from this increased radiometric resolution. In order to ensure the quality of this complex processing, end-to-end simulations have been developed. They help to evaluate the contribution of each stage: satellite, instrument, on-ground processing, to the overall system performance [2].

In this paper we first describe the simulation of the entire remote-sensing process and present briefly the various computational models used. Then results of simulations are shown in order to study the signal sensitivity to parameters variations related to geometric, spectral or geophysical conditions. The typical levels of radiance at the entrance of the instrument are also computed.

### OVERVIEW OF THE MERIS MISSION SIMULATOR

A software has been developed that simulates the MERIS mission. It covers the entire remote-sensing process and is based on accurate computational models. Each of the implemented models represents a part of the overall remote-sensing chain. The MERIS mission simulator comprises a simulation of the radiative transfer within the atmosphere, a simulation of the optical properties of the surface observed by the sensor, a simulation of the instrument including a satellite orbit model and a sensor model and at last a simulation of the data processing of the ground segment [3]. Fig. 1 shows the end-to-end simulation block diagram.

In order to make MERIS-like images at sensor level radiative transfer computations have been performed for each pixel of the MERIS swath and several orbit positions. For a chosen day in the year the orbit model is run in order to determine the sensor position on its orbit as well as the solar geometry and the viewing geometry for each pixel of the image. The geometrical conditions are characterised for each pixel under consideration by three angles: the sun zenithal angle  $\theta_s$  which is the angle between the local normal at the viewed point and the sun direction, the sensor viewing angle  $\theta_v$  which is the angle between the local normal at the viewed point and the sensor direction, and the azimuth angle  $\Delta\phi$  which is the angle between the planes containing respectively the sun direction and the sensor direction.

The illumination and observation conditions for the pixel under consideration are then input to the radiative transfer model in order to compute the radiance at the sensor level. The 5S radiative transfer code is used to simulate the propagation of the incident solar radiation through the atmosphere towards the sensor after its interaction with the

Table I: Meris performance parameters

Spectral range	400 to 1050 nm
Total field of view	68.5 deg
Total swath width	1100 km
Spatial resolution	300 and/or 1200 m
Spectral sampling interval	1.25 nm
Number of transmitted bands	15

surface [5]. It takes into account absorption and single scattering of photons by molecules and aerosols. Inputs to this model are atmospheric conditions such as integrated ozone and water-vapour contents, aerosol loading, surface pressure as well as atmospheric profiles. The reflective targets are assumed lambertian. They are defined at ground level and can



be of various types such as land or ocean. This communication focuses on the radiance emanating from the ocean which carries the useful information on the water-body. This water-leaving radiance is computed by the means of the spectral model of Morel [4] for clear ocean waters. This model links the optical behaviour of the water-body to the chlorophyll concentration. The marine signal represents only about 10 % of the total signal. The remaining signal is due to the atmospheric scattering. This latter acts as a noise in ocean colour problems. The atmospheric contributions are difficult to separate from the total signal because of a large number of unknown parameters. This renders the retrieval of the marine parameters very complicated.

STUDY OF THE MEASURED SIGNAL

The most demanding requirements for the MERIS sensor come from the ocean observation. To fulfill this mission at best requirements have to be precisely identified. Therefore it is mandatory to study the sensitivity of the signal measured by the sensor to variations of geometrical, spectral and biophysical parameters. In all the simulations performed here the ocean surface is considered as homogeneous with a constant chlorophyll concentration. Variations in atmosphere turbidity are modelled by variations in aerosol visibility. Aerosols are of maritime type.

The total radiance at sensor level,  $L_t$ , has been computed for "standard conditions" (visibility 23 km, chlorophyll concentration  $0.3 \text{ mg.m}^{-3}$ ) along the orbit and across the

sensor field of view for the 445 nm, 10 nm wide channel. The resulting radiance image is shown in fig. 2.a. The relative contribution of the marine radiance  $L_w$  to the total signal  $L_w/L_t$  expressed in percent is shown in fig. 2.b. These quantities are drawn for half an orbit of MERIS and for day 80 (March 21). The x-axis represents the viewing angle  $\theta_v$  (West is negative), the y-axis represents the latitude (South is negative). The total radiances vary from about 40 to  $100 \text{ W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}$ . The maximum values are found on the western part of the image because a large amount of photons backscattered by aerosols in the sensor direction contribute to the measured signal. The marine contribution does not exceed 14 %.

In fig. 2.c and 2.d the same quantities are presented but for a visibility of 7 km. The total radiance is increased by about 20 % due to an increase of aerosol scattering. This appears clearly when comparing fig. 2.a and fig. 2.c especially in the region where maximum radiances are found. Because less photons reach the ocean as the aerosol scattering increases the marine contribution decreases. Its maximum value is only 11 %. Thus one can understand the importance of correcting for aerosol scattering to estimate the weak useful signal exiting the ocean in order to achieve the most accurate ocean colour detection. This is a difficult task because aerosols are highly variable in space and time and their optical properties are not very well known.

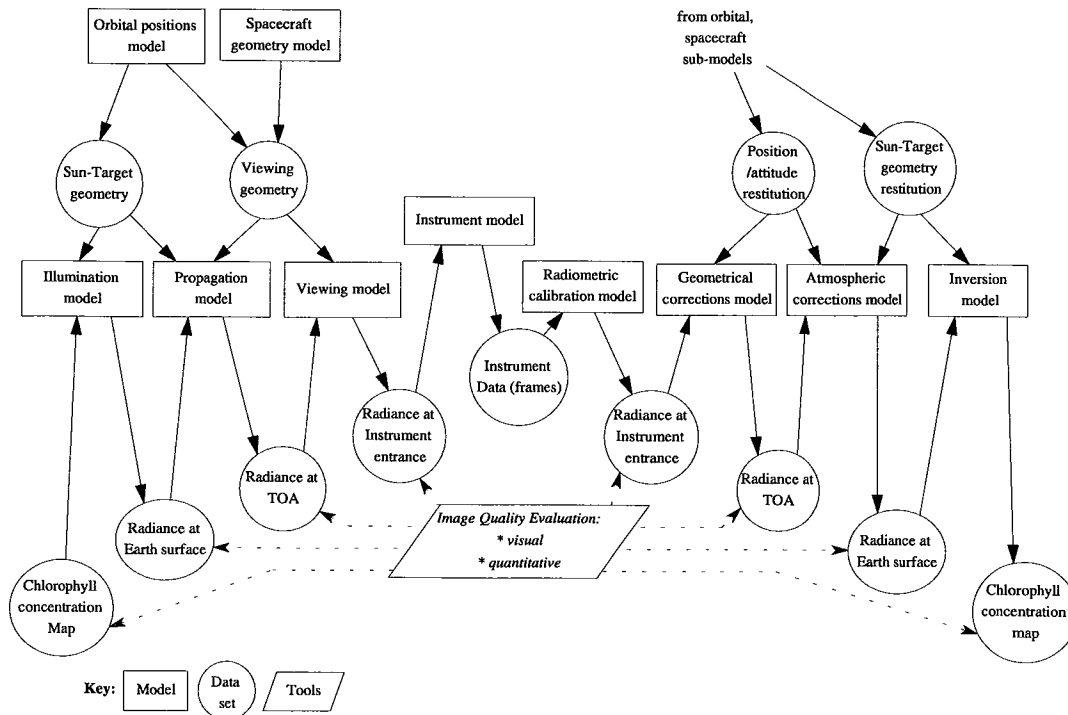


Figure 1 : End-to-end simulation block diagram (courtesy of Montagner, 1994)

The typical levels of radiance to be measured by MERIS have been computed for the spectral bands used for chlorophyll detection (445, 490, 520, 565 and 665 nm, with a width of 10 nm) for day 80 and a visibility of 23 km (see Table II). Minimum and maximum radiance values found along the orbit and across the sensor field of view as well as the corresponding water-leaving radiance contributions to the total signal are presented for 3 chlorophyll concentrations (0.03, 0.3 and 3 mg.m<sup>-3</sup>) which are representative of mean natural conditions observed in the world open oceans. Total signals at 445 and 490 nm mostly originate from molecular and aerosol scattering. The marine contribution is only a small part of the total radiance. Thus total signals slightly decrease with increasing pigment concentration C. On the contrary the marine contribution is dramatically affected because of large absorption of chlorophyll in the blue spectrum. At 445 nm and for the area corresponding to the minimum signal measured by MERIS the marine contribution decreases from 14 % for C = 0.03 mg.m<sup>-3</sup> to 4 % for C = 3 mg.m<sup>-3</sup>. At 520 nm and 565 nm chlorophyll absorption is weaker. It reaches its minimum at 565 nm which leads to an increase in marine contribution with increasing concentration. The total radiance spans over about 15 W.m<sup>-2</sup>.sr<sup>-1</sup>.μm to 40 W.m<sup>-2</sup>.sr<sup>-1</sup>.μm for the three concentrations. It is only weakly affected by the increase in chlorophyll concentration. This is why this channel is used as a reference channel in bio-optical inversion algorithms. In the near-infrared spectral range the water absorbs most of the incident radiation. The marine signal at 665 nm is very small.

The results of such simulations are used to assess the sensor radiometric performances needed by scientists to be able to distinguish the required number of classes of chlorophyll pigments concentrations.

### CONCLUSIONS AND PERSPECTIVES

In this study the MERIS system simulator has been used to derive the radiance at the sensor entrance and test the signal sensitivity to parameters variations. Many other potential applications can be made of the end-to-end MERIS system simulator. It can be used to support specification and verification of a space system before its launch. It can help in its design with respect to its mission objectives in terms of ground coverage capabilities, optimal observation conditions, spectral bands selection and sensor performances. It can also be used to develop and validate ground processing algorithms well before actual MERIS data are available.

### ACKNOWLEDGEMENTS

This study was performed under contract to ESA (ESTEC).

### REFERENCES

[1] ESA bulletin, **76**, pp. 7-58, November 1993.

[2] Kerekes J.P., Landgrebe D.A., Simulation of optical remote sensing systems. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **27**, pp. 762-771, 1989

[3] Montagner F., End-to-end simulations of the MERIS instrument, *In Proc. of Oceanology International*, Brighton, U.K., 8-11 March 1994.

[4] Morel A., Optical modelling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case 1 waters). *J. Geophys. Res.*, **93**, 10747-10768, 1988.

[5] Tanré D. *et al.*, Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum : the 5S code. *Int. J. Remote Sensing*, **11**, 4, pp. 659-668, 1990.

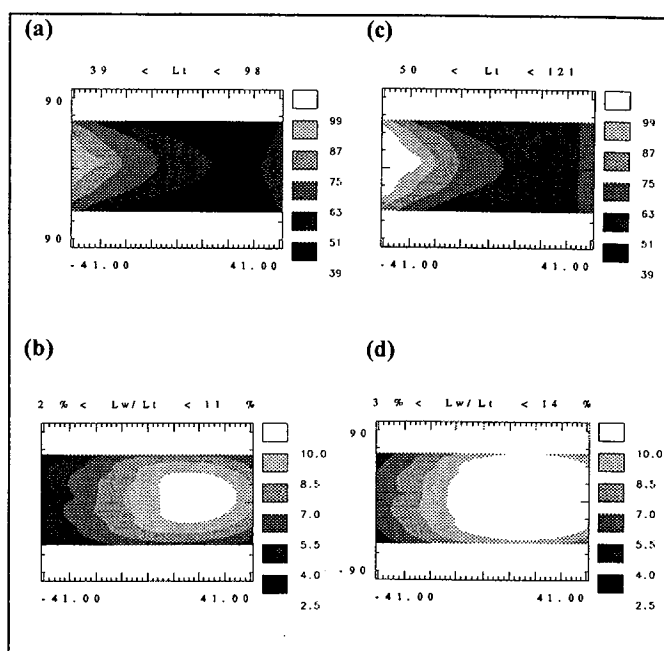


Figure 2 : Total radiance (W.m<sup>-2</sup>.sr<sup>-1</sup>.μm<sup>-1</sup>) and marine contribution (%) at λ = 445 nm for day 80, chlorophyll concentration 0.3 mg.m<sup>-3</sup>, visibility 23 km for (a) and (b), visibility 7 km for (c) and (d).

Table II : Typical minimum and maximum radiances (W.m<sup>-2</sup>.sr<sup>-1</sup>.μm<sup>-1</sup>) (first column) and corresponding marine contributions (%) (second column) for 3 chlorophyll concentrations. Visibility is 23 km for day 80.

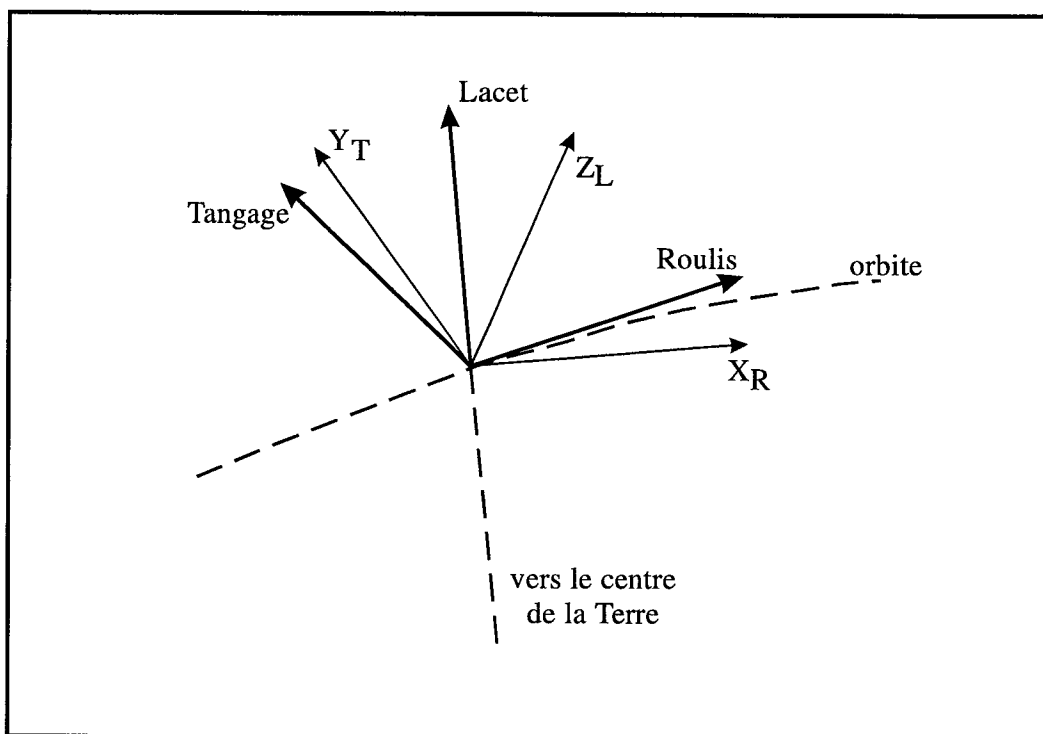
nm	C=0.03 mg.m <sup>-3</sup>		C=0.3 mg.m <sup>-3</sup>		C=3 mg.m <sup>-3</sup>	
	min	max	min	max	min	max
445	41	14 %	40	9 %	37	4 %
	105	9 %	98	6 %	98	3 %
490	29	13 %	29	12 %	27	7 %
	76	9 %	73	8 %	73	5 %
520	20	7 %	22	10 %	21	9 %
	56	5 %	55	6 %	57	6 %
565	15	5 %	16	8 %	15	11 %
	41	3 %	41	5 %	43	7 %
665	8	1 %	8	2 %	8	5 %
	25	1 %	24	1 %	25	3 %

---

## **ANNEXE B**

*Sensibilité du signal mesuré par le capteur à de petites variations  
en attitude de la plate-forme*

La plate-forme portant le capteur est pilotée en permanence de manière à ce que ses trois axes propres restent orientés dans des directions fixées par rapport à la Terre. L'attitude de la plate-forme, qui est le mouvement de la plate-forme autour de son centre de gravité, est corrigée et contrôlée régulièrement par un système actif embarqué. Cependant, les lois de pilotage qui sont appliquées ne permettent pas de compenser totalement les erreurs résiduelles qui perturbent l'attitude de la plate-forme et donc la visée des différents capteurs à bord de la plate-forme. Ces erreurs résiduelles peuvent être dues par exemple à de petits déplacements de certains mécanismes embarqués au moment de la prise de vue. La précision de pointage est mesurée par rapport au trièdre de référence (**Roulis**, **Lacet**, **Tangage**) (figure B-1) et quantifiée par des rotations autour de ces trois axes. Le contrôle nominal d'attitude consiste en une rotation autour de l'axe de lacet (contrôle de l'angle de tangage) pour viser la direction du centre de la Terre, ou bien la normale locale à la surface, et en une rotation autour de l'axe de tangage (contrôle de l'angle de lacet) pour contraindre l'axe de roulis à se trouver dans le plan orbital (afin que le vecteur vitesse projeté au sol soit perpendiculaire à la fauchée du capteur).



*Figure B-1 : Trièdres de référence pour le contrôle d'attitude*

Nous avons évalué l'effet de petites variations d'attitude sur le signal en entrée du capteur à l'aide du simulateur de mission spatiale. Nous avons simulé une surface océanique homogène (concentration en chlorophylle constante sur toute l'image) et estimé l'amplitude des variations en luminances dues aux petites variations d'attitude. Le module du simulateur qui calcule la géométrie du système MERIS a été modifié de façon à introduire de petites variations des angles de lacet et de tangage. Les paramètres de simulation ayant servi au calcul du signal mesuré par le capteur au sommet de l'atmosphère sont les suivants :

- conditions d'illumination : jour 80,
- bande spectrale à 445 nanomètres (largeur 10 nanomètres),
- conditions atmosphériques : aérosols marins, visibilité 23 km,
- concentration en chlorophylle :  $0,3 \text{ mg. m}^{-3}$

Plusieurs simulations ont été effectuées introduisant des petites variations d'angle en lacet (0,1 degrés et 0,2 degrés) et en tangage (0,1 degrés et 0,2 degrés). Ces valeurs sont de l'ordre de la précision des mesures d'attitude à bord. Des cartes de différences de luminance ont été obtenues en faisant la différence entre le signal mesuré par le capteur en visée nominale et le signal mesuré par le capteur lorsque la visée est modifiée par la variation d'un des deux angles d'attitude (lacet ou tangage). La table B-1 présente quelques statistiques sur la différence de luminance obtenue dans la trace du capteur MERIS pour une demi-orbite et pour les différents cas simulés. Les valeurs de luminance sont en  $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$ . Les différences de luminance sont présentées dans la trace du capteur sur les figures B-3 à B-6.

	<i>Erreur en lacet de 0,1 degrés</i>	<i>Erreur en lacet de 0,2 degrés</i>	<i>Erreur en tangage de 0,1 degrés</i>	<i>Erreur en tangage de 0,2 degrés</i>
$\Delta L$ maximum	0,12	0,24	0,24	0,5
$\Delta L$ minimum	0	0	0	$7.10^{-5}$
$\Delta L$ moyen	$1,1.10^{-2}$	$2,3.10^{-2}$	$2,8.10^{-2}$	$5,5.10^{-2}$
Ecart-type	$0,9.10^{-2}$	$1,8.10^{-2}$	$1,5.10^{-2}$	$3,0.10^{-2}$

*Table B-2 : Différence de luminance ( $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$ ) induite par une variation en lacet et en tangage.*

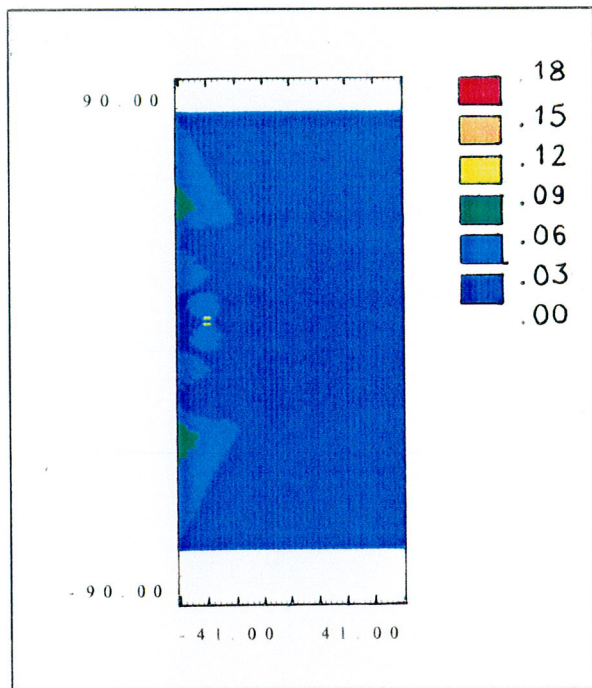


Figure B-3 : Différence de luminance induite par une variation en lacet de 0,1 degrés en ( $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$ ).

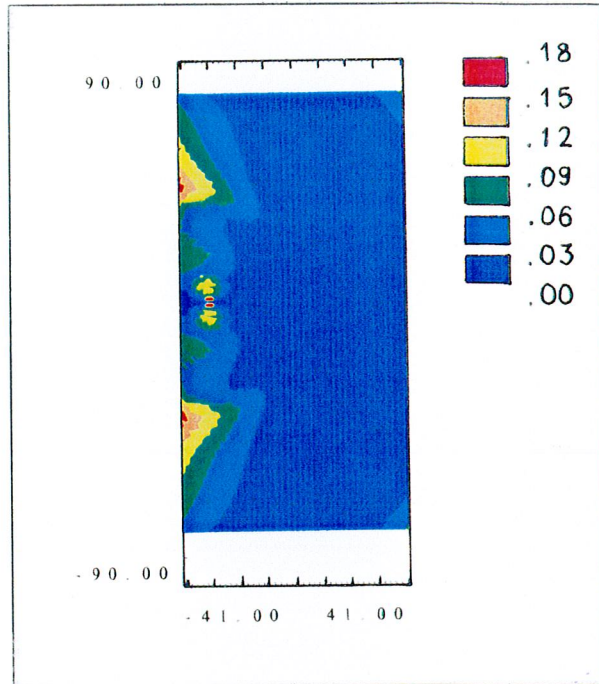


Figure B-4 : Différence de luminance induite par une variation en lacet de 0,2 degrés ( $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$ ).

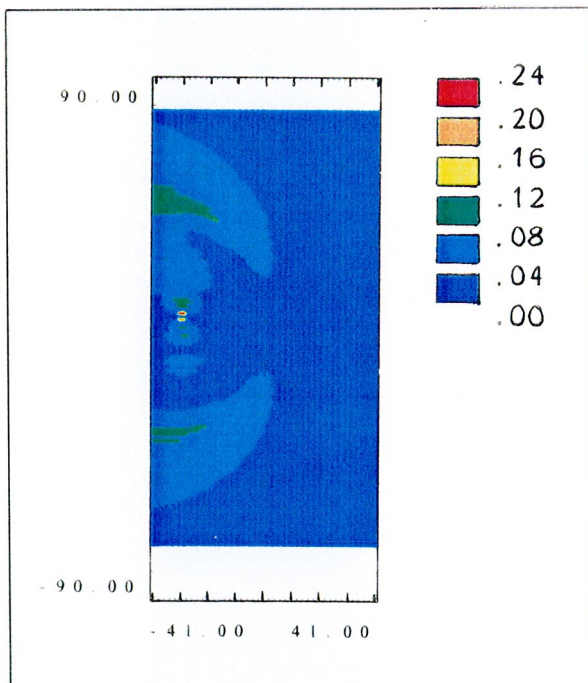


Figure B-5 : Différence de luminance induite par une variation en tangage de 0,1 degrés ( $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$ ).

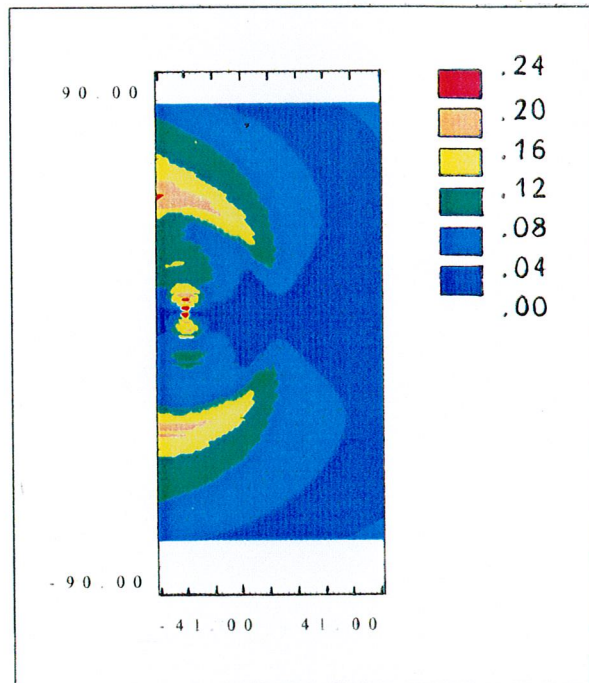


Figure B-6 : Différence de luminance induite par une variation en tangage de 0,2 degrés ( $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$ ).

La résolution radiométrique du capteur MERIS vaut environ  $0,055 \text{ W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$  à 445 nm (d'après les spécifications de performance requises pour MERIS, Dornier, 1993). Cette résolution radiométrique définit la différence de luminance que le capteur sera capable de mesurer. Les variations maximales de la luminance en entrée du capteur sont dans tous les cas présentés, très supérieures à la résolution radiométrique du capteur. Elles représentent entre 2 fois la résolution radiométrique du capteur (pour une erreur en lacet de 0,1 degrés) et jusqu'à 10 fois la résolution radiométrique du capteur (pour une erreur en tangage de 0,2 degrés). Les différences maximales observées sont situées dans la partie gauche de l'image MERIS. C'est dans cette zone que l'on observe les luminances maximales dans les longueurs d'ondes visibles (lorsque l'on ne prend pas en compte la tache de réflexion spéculaire). Ces maxima de luminance sont dus à la rétrodiffusion des photons par les molécules et par les particules aérosols de l'atmosphère (cf. chapitre 2). Ce phénomène de rétrodiffusion est très sensible aux variations de la géométrie relative soleil-surface-capteur, qui se trouve modifiée par ces petites erreurs d'attitude de la plate-forme.

Dans le cas où l'on simule une erreur en tangage de 0,2 degrés, toute l'image MERIS présente une variation en luminance supérieure à la résolution radiométrique du capteur.

Nous avons donc montré que les variations de luminance dues aux petites variations d'attitude de la plate-forme sont mesurables par le capteur et peuvent induire, à l'issue du traitement des données au sol, une erreur sur l'estimation de la concentration en pigment chlorophylliens. Par ailleurs, cette étude illustre l'intérêt que l'on peut avoir à disposer d'un simulateur de mission spatiale dans le cadre du suivi d'une mission, une fois le capteur en orbite. On pourra en effet grâce à un tel outil tester l'impact d'éventuelles défauts du capteur (mauvais alignement de l'optique, erreur d'attitude, ...) sur la qualité des produits de la mission. On pourra également valider des algorithmes de correction permettant de pallier au mieux ces défauts.

---

## ANNEXE C

### *Influence d'une houle oblique sur la télédétection du vent à la surface de l'océan*

Bliven L.F., Billat V., Sobieski P. W., Guissard A. C, Branger H., Giovanangeli J-P, 1995. An assessment of veering wind effects on scatterometry from the sea surface, *International Journal of Remote Sensing*, **16**, 5, 891-903.



A l'occasion d'un séjour de trois mois à la NASA, Goddard Space Flight Center, Laboratory for Hydrospheric Processes, Wallops Island, Virginie, USA, j'ai travaillé sur l'influence d'une houle oblique sur la télédétection du vent à la surface de l'océan. Cette étude a donné lieu à la publication d'un article intitulé 'An assessment of veering winds effects on scatterometry from the sea surface', qui est présenté dans cette annexe.

Au cours de cette étude, des simulations numériques ont été réalisées pour observer les effets d'une houle longue oblique superposée à des vagues de vent courtes sur la réponse en azimut d'un radar diffusiomètre. Cette réponse a été simulée numériquement de 0 degré à 360 degrés en azimut pour plusieurs états de mer en fonction de la vitesse du vent et de l'angle d'incidence de la houle par rapport à la direction de propagation des vagues de vent. Les résultats montrent que la présence d'une houle oblique modifie significativement la réponse rétrodiffusée. On constate une augmentation de la section efficace radar  $\sigma_0$ , un décalage en direction de ses maxima et une diminution, voire une inversion de l'asymétrie upwind-downwind. Ces effets sont d'autant plus importants que l'angle d'incidence de la houle par rapport au vent est grand. Ceci pourrait donc conduire à des erreurs significatives sur la restitution du vecteur vent par diffusiométrie si des algorithmes classiques sont utilisés, notamment près des fronts météorologiques et pour des conditions de vents tournants où ces états de mer sont fréquemment rencontrés.

INT. J. REMOTE SENSING, 1995, VOL. 16, NO. 5, 891-903

## An assessment of veering wind effects on scatterometry from the sea surface

L. F. BLIVEN

NASA/Goddard Space Flight Center, Laboratory for Hydrospheric Processes,  
Wallops Island, VA 23337 U.S.A.

V. BILLAT

Universities Space Research Association, Goddard Space Flight Center,  
Greenbelt, MD 20771 U.S.A.

P. W. SOBIESKI, A. C. GUISSARD

Université Catholique de Louvain, Département d'Electricité,  
B-1348 Louvain-la-Neuve, Belgium

H. BRANGER and J-P. GIOVANANGELI

Institut de Mécanique Statistique de la Turbulence, 12 Av Général Leclerc,  
Marseille, France

(Received 14 January 1994; in final form 23 September 1994)

**Abstract.** To characterize scatterometer returns from the sea surface near meteorological fronts, we investigated microwave scattering from seas in which long waves are at oblique angles to short waves. We simulate the effects of veering winds on C- and  $K_u$ -band scatterometers by using models in which the short waves align with the wind friction velocity  $u_*$ , but the long waves are at oblique angles to the  $u_*$  direction. The analysis reveals two main effects due to the rotation of the long wave slope probability density distribution. Azimuthally averaged normalized radar cross-section  $a_0$  decreases as the oblique angle increases. Additionally, two regimes exist. In the small angle regime, azimuthal scans of normalized radar cross-section  $\sigma^\circ$  exhibit features similar to the classic double-maxima pattern for non-veering wind conditions, but the axis of  $\sigma^\circ$  maxima is rotated toward the long-wave axis. In the large angle regime, more than two maxima are apparent in azimuthal scans. Therefore it may be inappropriate to use standard three term Fourier cosine models for some veering wind conditions.

### 1. Introduction

Scatterometer backscattered power data are typically useful to infer wind vectors by analysis of normalized radar-cross-section scans  $\sigma^\circ(\mathbf{v}, \phi, \theta)$ , where  $\mathbf{v}$  is the wind vector, and  $\phi$  and  $\theta$  are the radar azimuthal and incidence angles. For suitable steady conditions, wind-wave distributions of the sea surface are symmetric with respect to the average wind direction, so azimuthal scans of  $\sigma^\circ$  are well described by three-term Fourier cosine models (Ulaby *et al.* 1982). Steady winds, however, do not persist indefinitely because weather conditions are non-stationary, with notable gradients near meteorological fronts and major cyclones. Short waves rapidly adjust to the local wind conditions but the relaxation time for long waves is prolonged;

consequently, wave distributions are not always symmetric with respect to the local wind direction. Thus for veering winds, the energy-containing long waves are not aligned with the wind vector and unfortunately there is a dearth of field measurements to characterize  $\sigma^\circ$ . If operational scatterometer algorithms do not account for these circumstances, there is a possibility of increased errors in wind vector estimates in regions where the weather is changing rapidly. Fronts are of considerable meteorological and oceanic interest, so it is important to understand and to monitor air-sea interaction processes in these areas. The objective of this paper is to present results of numerical simulations that we conducted to assess the likely effects of veering winds.

Wave models depicting seas generated by homogeneous steady winds will be used as the basis for comparison. The elevation spectra that we used each have a single peak and all the spectral components are symmetrically distributed with respect to the wind vector. Many numerical models characterize the development of surface waves using a net source function, which is composed of input  $S_{in}$ , nonlinear transfer due to resonant wave-wave interactions  $S_{nl}$ , and dissipation  $S_{ds}$ .  $S_{in}$  is dominated by air-sea momentum fluxes that rapidly generate short waves, which reach an equilibrium size that is dependent upon the local wind forcing, small-scale wave breaking and wave-wave interactions.  $S_{nl}$  redistributes energy from small waves to large waves. Whitecapping limits the size of long waves and it is the dominant component of  $S_{ds}$ . For fetch or duration limited conditions, spectral evolution proceeds with a gradual development of longer wave components, such that the total wave energy increases as the spectral peak shifts to longer waves. This continues until conditions reach the fully developed state, for which wind input is locally balanced by dissipation and the spectral shape is only dependent upon the local wind.

Now consider the effects of veering winds. From an examination of data and numerical models (Hasselmann *et al.* 1980, Günther *et al.* 1981, Allender *et al.* 1983, Holthuijsen *et al.* 1987, Young *et al.* 1987, Van Vledder and Holthuijsen 1993, Quandoo and Komen 1993), we find that a congruous description emerges. Assume that homogeneous steady winds are the existing conditions, when suddenly the wind shifts, without changing speed, to a different direction. High frequency waves are closely coupled to the air boundary layer and they adjust quickly, order of minutes, to new conditions; however the relaxation time for low frequency waves is in the order of hours. So by 'veering' or 'rapidly turning' winds, we mean that the wind direction changes by a significant amount in an interval that is short compared to that required for complete angular relaxation of the entire wave-field. Two regimes are observed: a small shift regime and a large shift regime. In the large shift regime, the wind direction rotates by more than about 60 to 90° and a new independent wave system is generated following classical trends, while the preexisting wave system dissipates. This study considers just the small shift regime, in which the wind rotates by less than about 60 to 90° and the existing long-wave spectrum slowly rotates to the new wind direction. High-frequency waves quickly align with the effective wind stress; nonlinear interactions siphon energy away from the new wave system (therefore retarding development of a secondary peak) and transfer energy to the preexisting long wave system; and long waves lose energy through whitecapping. Due to the asymmetric energy gains by radiative effects and energy losses due to dissipation, the long-wave system slowly rotates toward the new wind direction. The rotational relaxation time is approximately equal to the development time for fully

developed seas at comparable wind speed; the rotational relaxation-time, however, is sensitive to wave-age (shorter for fresher seas). Therefore in small shift cases spectral evolution due to veering winds results in rapid adjustment of short waves to the new wind direction and subsequent turning of long waves.

To study how these factors affect remote sensing measurements, we conducted a numerical experiment with C- and  $K_u$ -band scatterometers. The sea-surface models and scattering computations are reviewed and the findings are presented. This analysis reveals that long waves at oblique angles to short wind-generated waves would contribute to considerable errors in wind vectors inferred from scatterometer data.

## 2. Methods

The UCL simulator was used in this study to compute backscattered microwave power values for C- and  $K_u$ -band scatterometers. This software was developed to aid in altimeter and scatterometer investigations and it is thoroughly documented by Sobieski *et al.* (1986); concisely reviewed by Guissard *et al.* (1994) and Sobieski *et al.* (1994); and particular features reported by Baufays *et al.* (1988), Guissard *et al.* (1986, 1989), Guissard and Sobieski (1987), Sobieski *et al.* (1991, 1993). Maxwell's equations are the fundamental equations of electromagnetic theory, which is the basis for these estimates of backscattered microwave power from wind-generated surface waves. As is usually done, the UCL simulator uses composite surface theory, which was developed to deal with the large surface displacements found in ocean waves. A thorough review of this approach is presented by Plant (1990). Although various approximations are required, an important one is that for incidence angles between about 20 and 70°, the primary effect of the large-scale surface is simply to tilt the small-scale structure which backscatters according to first-order Bragg theory. Guissard (1993) clarified differences between sea surface models used for wave propagation studies and models used for scattering studies. Because there is no sea surface model that is universally accepted as the standard for naturally occurring winds and seas, we will summarize the ones that we selected. This modelling assumes a spatially homogeneous wave field over a scatterometer footprint.

Diverse sea surface models can be used in the UCL simulator, as long as we can represent the two-dimensional wavenumber amplitude spectrum  $\psi$  as

$$\psi(k, \phi_k) = \chi(k)F(k, \phi_k), \quad (1)$$

where  $\chi(k)$  is a radial spectrum and  $F(k, \phi_k)$  is an angular factor.

To represent a broad range of sea states from a minimum of input parameters, we employed two radial spectral models: for fully arisen seas, the Bjerkaas and Riedel (1979) spectrum  $\chi^{BR}(k)$ ; and for nonfully developed seas, the Wallops-Toba-Cox spectrum  $\chi^{WTC}(k)$  of Guissard *et al.* (1994). These models are composed of distinct segments. Long waves (the dominant component of the surface displacement) are dependent upon wind conditions in the  $\chi^{BR}$  model; that portion of the spectrum is independent of wind conditions in the  $\chi^{WTC}$  model. On the other hand, the short waves which are strongly coupled to the wind have the same representation in  $\chi^{BR}$  and  $\chi^{WTC}$ , i.e., the Toba (1973) model for short gravity waves and the Cox (1958) model for gravity-capillary waves. For each spectrum, the transitional wavenumbers between sections match spectral densities between sections. Consequently, transitional wavelengths vary with the physical conditions; however, transition from long waves to the Toba region occurs at wavelengths between about

one-fourth and one-twentieth of the peak wavenumber. Thus there is no convergence problem in computations of the Bragg scattering component for veering cases because the spectral region is sufficiently broad around the resonant wavelengths of the C- and K<sub>u</sub>-band scatterometers. Like previous models of veering wind seas, this simulation relates small-scale sea-surface features to wind stress by using scaling relationships derived for non-veering conditions. The validity of this assumption (as well the dependence of the surface stress on the wind field) should be examined (Ly 1993), but these issues are beyond the scope of this study. Together the  $\chi^{BR}$  and  $\chi^{WTC}$  models are useful for analysis of a wide range of sea states and thus we adopted them for this veering wind study by altering the angular factor.

The angular factor that we use is

$$F(k, \phi_k) = \frac{1}{2\pi} \left[ 1 + d_1 \cos(2\phi - \Omega(k)) \right], \quad (2)$$

where  $d_1$  is determined using along- and cross-wind slope variances as specified by Cox and Munk (1954).  $\phi$  is the direction relative to the wind direction and  $\Omega$  is an offset angle to account for veering effects. This angular factor is consistent with the main features contained in the three-term Fourier cosine formulation. For non-veering conditions, all the wave components are symmetrically distributed about the mean wind axis, so  $\Omega$  is always equal to 0°. On the other hand for veering cases,  $\Omega$  is 0° for the Toba-Cox spectral regions, but for long waves,  $\Omega$  is the oblique angle that corresponds to the wind rotation. The simulation results are dependent upon the angular factor, which needs further investigation for veering conditions. Because long waves tend to retain their size and spreading characteristics from prior to wind shifts, we assume that tilt factors accounted for by the large scale slope probability density distributions  $P_{LS}$  are unchanged by wind shifts, except that each  $P_{LS}$  is rotated by  $\Omega$  with respect to wind direction. We characterize each  $P_{LS}$  by the non-Gaussian model for clean water derived from field data by Cox and Munk (1954).  $P_{LS}$  enters the computation of both the specular and Bragg scattering terms, so to assure precision (convergence to 0.1 per cent), both terms are computed to obtain the total backscattered power; however, the Bragg term is the dominant one contributing to the backscattered power for the range of simulated conditions.

### 3. Results

Baseline conditions for fully developed seas are presented, then we assess (a) the effects of veering winds ensuing fully developed seas, and (b) the sensitivity of the veering wind effects to the size of the long-wave slope. Both 5.3 and 13.5 GHz scatterometers were simulated because they represent systems that continue to be of interest for space applications. Because the trends are similar, only C-band figures are presented.

#### 3.1. Baseline conditions

Fully developed seas depend on just the local wind and consequently models of fully developed seas provide a useful choice for baseline conditions. Azimuthal scans of scatterometer returns from the sea surface are ordinarily well correlated with surface wind vectors, so the wind vector is the principal parameter inferred from scatterometer measurements.

The fully developed state of the sea is often modelled using the Pierson-Stacy radial spectrum (Pierson and Stacy 1973), as modified by Bjerkaas and Riedel (1979). With  $\chi^{BR}$  selected in the UCL simulator, we computed  $\sigma^\circ$  for various wind speeds and viewing angles. The wind speed dependence of azimuthal scans from a 5.3 GHz scatterometer that we call C-SCATT (*VV* polarization) are shown in figure 1 for incidence angles of 30° and 45°. The scans exhibit features in common with *in situ* measurements, i.e., power levels increase as friction velocity increases and the maxima for each scan align with the along wind axis ( $\phi = 0$  and 180°).

The azimuthal variation of  $\sigma^\circ$  is usually described by a three-term cosine series as

$$\sigma^\circ = a_0 + a_1 \cos(\phi) + a_2 \cos(2\phi). \quad (3)$$

Each coefficient depends on wind speed, incidence angle and microwave polarization. If  $\phi$  is chosen to be 0° for the scatterometer pointing upwind and if the scans have positive symmetry about the axis of the average wind direction, then this formulation is effective because the physical interpretation of the coefficients is straight forward.  $a_0$  is the azimuthally averaged cross-section and it is an increasing function of  $u_*$ ;  $a_1$  is a measure of upwind/downwind asymmetry and  $a_2$  is the upwind/crosswind modulation.  $a_1$  values are small compared to  $a_0$  and  $a_2$ , so many operational algorithms neglect it. For wind retrieval from ERS-1 scatterometer data,  $a_1$  is included in an inversion algorithm by Stoffelen and Anderson (1993), however, its magnitude can be comparable to the instrumental noise and therefore it is not always useful. Fortunately, the 180° wind direction ambiguity can be removed through consideration of the large-scale wind field that is provided by forecast winds from weather centres. Several processes that are not well understood contribute to upwind/downwind asymmetry. In this simulation, the dominant component of the small upwind/downwind asymmetry arises from the non-Gaussian long wave slope probability density model  $P_{LS}$ . Hydrodynamic effects and air-sea boundary effects can also contribute to  $a_1$  (Plant 1986). Those processes are not included here. They are left to future refinements when more is known about the partitioning of the asymmetry among the various sources. For baseline conditions,  $u_*$  is inferred from

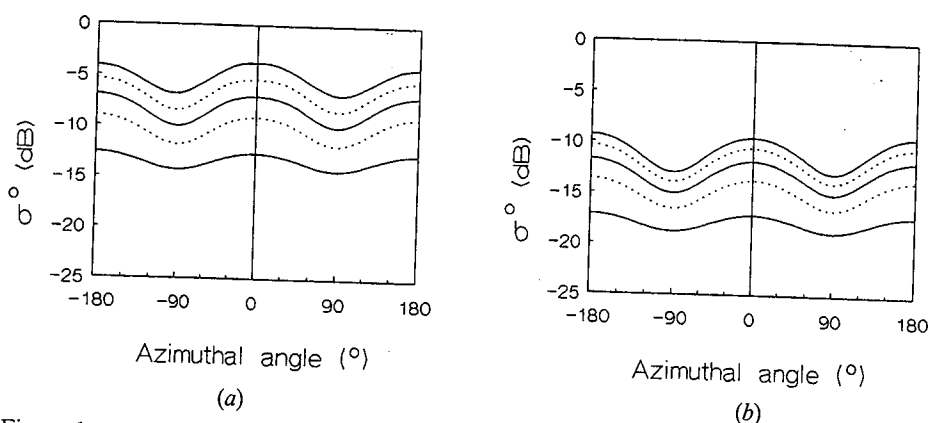


Figure 1. Azimuthal scans from C-SCATT for *fully-developed* seas. Subplots (a) and (b) in figures 1-8 are for incidence angles of 30 and 45°. Here  $u_*$  ranges from 15 to 75  $\text{cm s}^{-1}$  by increments of 15  $\text{cm s}^{-1}$ . Scatterometers are normally useful for inferring wind vectors because (a)  $\sigma^\circ$  increases as  $u_*$  increases, and (b) maxima align in the along wind direction.

the size of  $a_0$  and the wind-stress axis coincides with the axis of the maxima in the azimuthal scans.

To assess veering wind effects that could cause serious errors with respect to baseline conditions, we used data such as that in figure 1 to develop empirical relationships between  $u_*$  and  $a_0$ . The selection of a functional relationship between the variables is subject to investigator preference. Power-law relationships, such as that employed for the  $K_u$ -band scatterometer on Seasat (Schroeder *et al.* 1982), have great appeal because of their relative ease for operational usage. Unfortunately an error analysis by Woiceshyn *et al.* (1986) shows that the single power-law model did not uniformly meet Seasat system specifications and because biases occurred at both low and high winds, they recommended that a two-segment power-law be used. We find that second-order polynomial models fit the entire range of simulated data well and were convenient to use for the error analysis that are presented later. As an example, for baseline conditions with C-SCATT at incidence angle of  $30^\circ$ , the wind-speed dependence is well represented ( $r^2 > 0.999$ ) by

$$u_*(\text{cm s}^{-1}) = -0.614 + 354a_0 - 357a_0^2 \quad (4)$$

where  $a_0$  is a normalized backscattered power (not dB).

### 3.2. Veering wind effects ensuing fully developed seas

Let us appraise situations in which the wind changes direction, with speed unchanged. Due to geometrical symmetry, clockwise and counterclockwise veering winds yield scatterometric scans that are mirror images, so we present only counterclockwise wind-shifts. Starting with each baseline wind speed, we computed azimuthal scans for veering winds with  $\Omega$  ranging from  $0$  to  $55^\circ$ , by  $5^\circ$ . Figure 2 presents a typical example for  $u_* = 30 \text{ cm s}^{-1}$ , corresponding to about  $8 \text{ m s}^{-1}$  surface winds. The scatterometer points upwind for  $\phi = 0^\circ$ , so counterclockwise veering winds appear as clockwise rotations of long waves. The scans show that (a)  $\sigma^\circ$  decreases as the veering angle increases, (b) maxima are rotated away from the wind axis and toward the long-wave axis, and (c) at large veering angles, a regime exists with more than two maxima per scan.

Veering winds reduce power levels in azimuthal scans of C-SCATT, so we assessed the size of wind speed biases that could occur if baseline algorithms for fully developed seas are employed. The relative error of wind speed estimates due to veering winds was computed as

$$\Delta = \frac{u_*(\Omega) - u_*}{u_*}, \quad (5)$$

where  $u_*(\Omega)$  is the friction velocity inferred by using a baseline algorithm with input  $a_0$  from a veering-wind azimuthal scan. We summarize the results in figure 3, which shows the relative error increasing more rapidly for higher winds and for larger incidence angles. Typical operational design specifications call for less than 10 per cent error in wind estimates. So the errors meet design objectives for  $\Omega$  less than about  $20^\circ$ . On the other hand, at larger angles the friction velocity estimates are grossly underestimated. Notice that for some conditions, the reduction of  $a_0$  is so large that a scan might be interpreted as representing calm wind.

The classic three-term Fourier cosine model is not really appropriate when there are more than two maxima per scan. Therefore for each wind speed and incidence

Veering wind effects on scatterometry from the sea surface

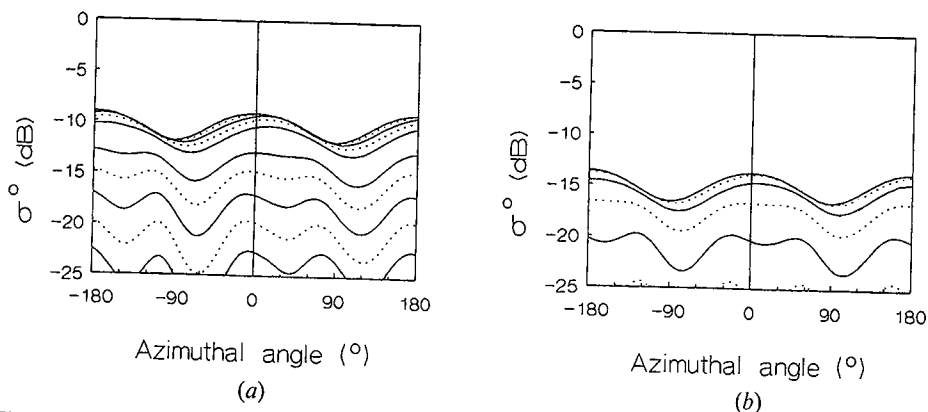


Figure 2. Veering winds ensuing *fully developed* seas cause anomalous effects on C-SCATT scans. This is a moderate wind case with  $u_* = 30 \text{ cm s}^{-1}$ . Starting from the nonveering condition,  $\Omega$  increments by  $5^\circ$  per scan. Two effects emerge as  $\Omega$  increases:  $\sigma^\circ$  decreases, and a regime appears with more than two maxima per scan.

angle, as the veering angle increases, a critical angle exists beyond which the model produces dubious directional information. For the study conditions, figure 4 shows that the critical angle ranges from about  $12$  to  $40^\circ$ . We classify scans into the small angle regime if there are two maxima per scan, otherwise into the large angle regime. For each C-SCATT configuration, the critical angle is well represented as a linear function of  $u_*$ . The transition between regimes occurs at smaller critical angles for (a) lighter winds, and (b) larger incidence angles.

3.3. *Nonfully developed sea*

Nonfully developed seas are associated with rising and falling seas due to fetch and duration limited wind conditions. During rising seas the dominant waves tend to be steeper than those of fully developed seas, whereas the energy-containing waves are more gentle in falling seas. Normally with all waves aligned, the effects of long-wave tilt on backscattered power are such that if a radar footprint is small compared to the dominant wavelength, the variability is large within the data set; but in terms of average values (from time-series or large radar footprints), the effect of long-wave

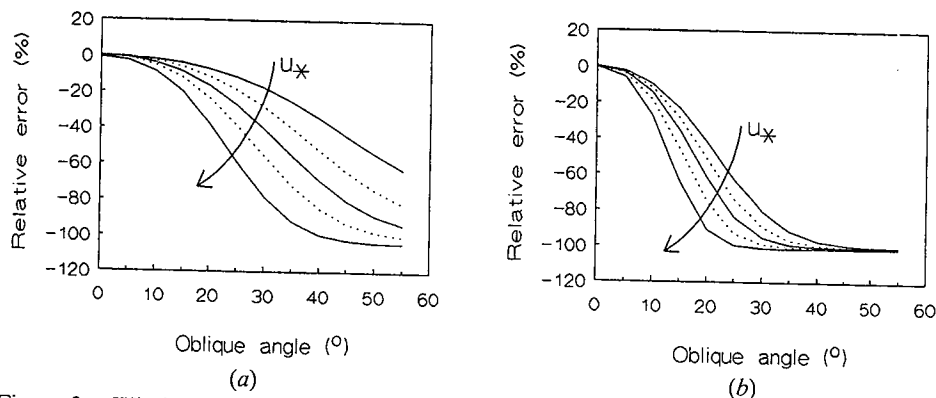


Figure 3. Wind speed errors due to veering winds ensuing *fully developed* seas.  $u_*$  is as in figure 1. Regardless of wind intensity, wind speeds are apt to be underestimated as  $\Omega$  increases.



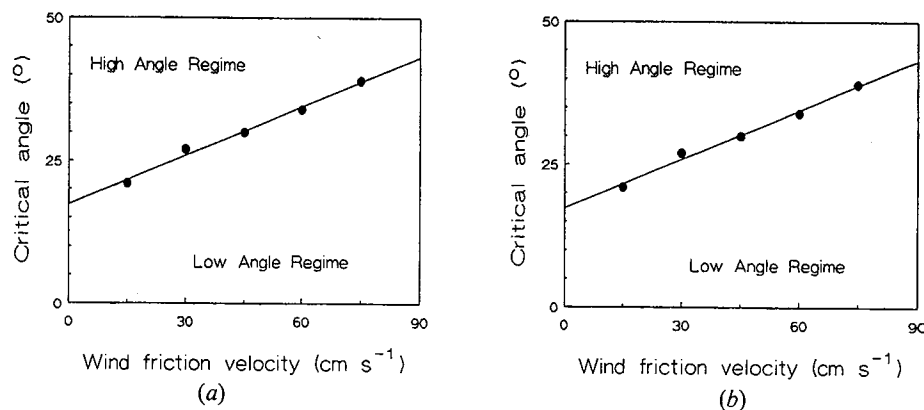


Figure 4. Low and high angle regimes are delineated by a critical angle, which separates azimuthal scans with two maxima per rotation from those with more than two maxima per rotation. Wind directional errors are more likely at lower winds and larger incidence angles.

variability is second order. For steady winds blowing off-shore at  $>7 \text{ m s}^{-1}$  Ross and Jones (1978) obtained data from an aircraft-borne 13.9 GHz scatterometer and conclude that interactions between large and small-scale structure produce relatively small changes in mean values of  $\sigma^\circ$ . A recent analysis by Sobieski *et al.* (1994) shows that the effects of long-wave tilt variability on  $\sigma^\circ$  are more apparent at lighter winds. In this section, the importance of long-wave slope variability is assessed in terms of wind estimates by using C-SCATT for non-veering and veering winds.

In order to study the nonfully developed state of the sea, Guissard *et al.* (1994) developed the Wallops-Toba-Cox model. In  $\chi^{WTC}$ , large-scale waves are represented by the Wallops model of Huang *et al.* (1981), hence the spectral section representing the dominant energy-containing waves is dependent upon two parameters: the significant slope  $\delta$  and the peak wavenumber  $k_p$ .  $\delta$  is defined as

$$\delta = \frac{\zeta_d}{\lambda_p} \quad (6)$$

$\zeta_d$  is the rms value of the vertical displacement.  $\lambda_p$  is that particular wavelength that is related to the peak frequency  $\omega_p$  of the sea-surface frequency spectrum by the wave dispersion relationship for deep-water gravity waves ( $\omega^2 = gk$ ). In this last expression,  $k$  is the wavenumber and  $g$  is the acceleration of gravity.  $\chi^{WTC}$  is a function of three parameters ( $\delta$ ,  $k_p$  and  $u_*$ ), so a complete parametric analysis of all conceivable conditions is beyond the scope of this study. Consequently we will simply demonstrate some trends by choosing (a)  $k_p$  from the  $\chi^{BR}$  formulation, i.e.,  $k_p = g/U_{19.5}^2$  where  $U_{19.5}$  is the wind speed at 19.5 m; and (b) a range of  $\delta$  varying from 0.004 to 0.012. Because  $\delta =$  about 0.0083 for fully developed seas, this analysis includes rising and falling seas.

For non-veering conditions with a moderate wind of  $u_* = 30 \text{ cm s}^{-1}$ , let us examine the importance of long-wave steepness on C-SCATT. Figure 5 shows azimuthal scans and it is apparent that the variability of  $\sigma^\circ$  attributable to  $\delta$  is detectable at an incidence angle of  $30^\circ$ , but it is almost imperceptible at  $45^\circ$ . To gain insight into the importance of this effect, we computed the relative error of friction velocity estimates for a broad range of wind speeds and the results are shown in

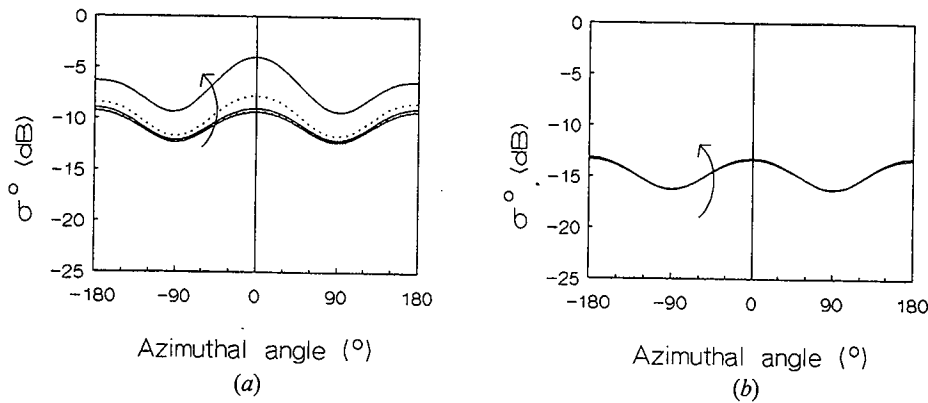


Figure 5. Azimuthal scans for *nonfully developed* seas, i.e.,  $\delta$  ranging from 0.004 to 0.012, by 0.002 increments. This is a moderate wind with  $u_* = 30 \text{ cm s}^{-1}$ . The variability of  $\delta^\circ$  attributable to  $\delta$  is apparent at  $30^\circ$  incidence angle.

figure 6. For this error analysis,  $u_*(\delta)$  is the friction velocity inferred by using a baseline algorithm developed for  $u_*(\delta = 0.0083, k_p \text{ of } \chi^{BR})$ . The uncertainty of  $u_*$  attributable to  $\delta$  variability is barely detectable at an incidence angle of  $30^\circ$  and hardly discernable at  $45^\circ$ . Because all the errors are less than 10 per cent the effects of long wave steepness on C-SCATT are practically inconsequential for these nonveering conditions. This result is consistent with previous assessments, e.g., by Valenzuela (1968) and Durden and Vesecky (1985).

On the other hand, veering wind effects can be very important for both rising and falling seas. See for example the C-SCATT azimuthal scans for falling seas in figure 7. Even for this gentle sea example, the scans illustrate that the effects of veering winds are notable at both incidence angles. In order to see the importance of veering-winds for a broad range of rising and falling seas, we computed the relative error of  $u_*$  estimates for the  $30 \text{ cm s}^{-1}$  case. For this analysis, we developed a baseline wind speed algorithm for each  $\delta$  to isolate the errors to just veering effects. Figure 8 displays the results, which are (a) that errors due to veering winds increase

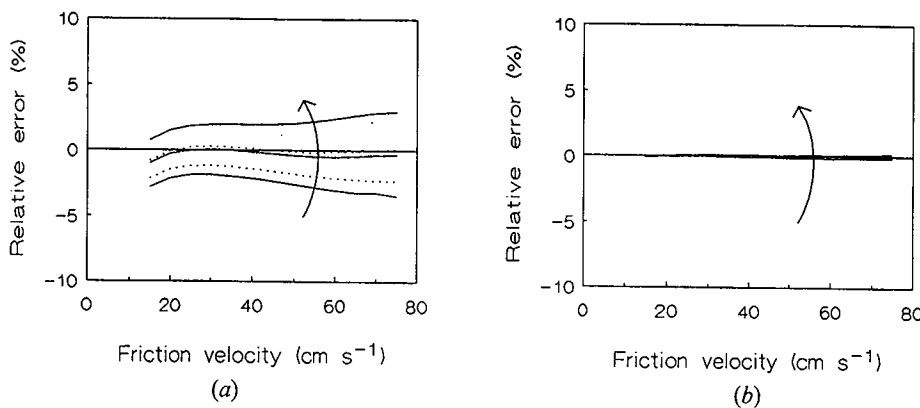


Figure 6. Wind speed errors for *nonfully developed* seas.  $u_*$  and  $\delta$  are as in figure 5. For these conditions, errors due to  $\delta$  variability are always less than  $\pm 10$  per cent, so  $\delta$  effects are small for rising and falling seas with long waves aligned with the wind.

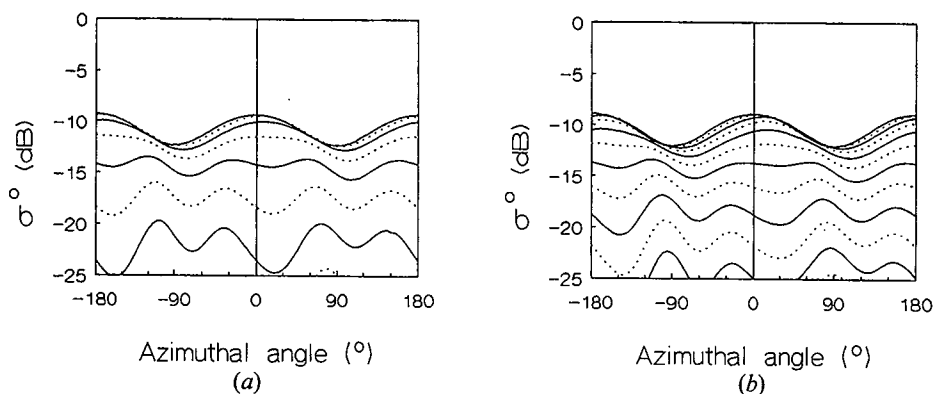


Figure 7. Veering wind effects ensuring *nonfully developed* seas. This falling sea case is for  $u_* = 30 \text{ cm s}^{-1}$ ,  $\delta = 0.004$  and  $\Omega$  increments of  $5^\circ$ . Veering effects can be large, even though the long waves are not very steep.

as  $\delta$  increases, and (b) that regardless of incidence angle and  $\delta$ , considerable errors are encountered as the veering angle increases.

These results for rising and falling seas indicate that long wave alignment needs to be addressed to develop enhanced data inversion algorithms for scatterometers. Models that account for long wave slope, but not long wave alignment, are not suitable for veering wind conditions.

#### 4. Conclusions

This study provides an assessment of veering wind effects on wind estimates from scatterometry of the sea surface. Results from the numerical experiment with C- and  $K_u$ -band scatterometers reveal that veering winds reduce backscattered power levels and alter the shape of azimuthal scans. The anomalies are comparable for both frequencies, so irregularities can not be significantly reduced by selecting a C- or  $K_u$ -band scatterometer. On the other hand, studies are needed to develop techniques to improve wind estimates for veering conditions, and the usual factors such as

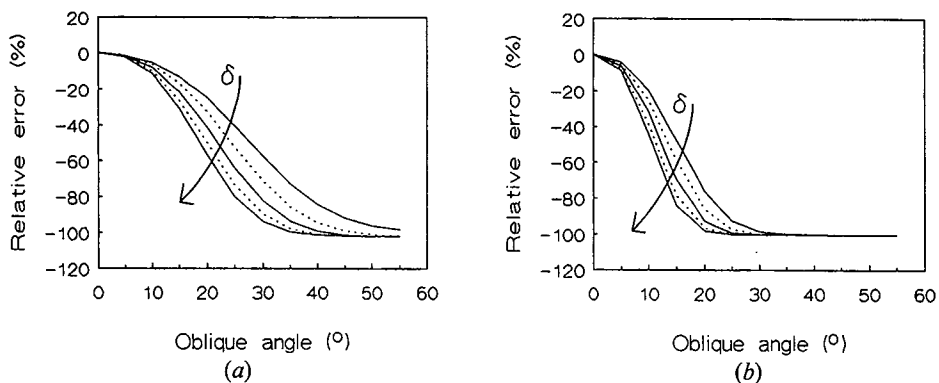


Figure 8. Wind speed errors due to veering winds ensuing *nonfully developed* seas,  $u_*$  and  $\delta$  are as in figure 5. For the entire range of  $\delta$  substantial errors develop at both incidence angles. Thus long wave alignment is a concern for all sea states.

hardware costs and reliability ought to be evaluated for a selection of microwave frequencies for satellite systems. Fortunately if the veering angle is less than about  $\pm 20^\circ$ , the errors due to veering winds should be within typical design specifications ( $\pm 10$  per cent for magnitude,  $\pm 20^\circ$  for direction). If on the other hand  $\pm 20^\circ < \Omega < \pm 55^\circ$ , the effects of veering winds are dramatic and not negligible so there is more uncertainty in deriving the stress. The general trends appear regardless of long wave steepness or wind speed, so when weather patterns cause a shift in wind direction greater than about  $\pm 20^\circ$  (on a time scale that is short compared to the long wave relaxation time), results from standard scatterometer data reduction algorithms should be used with prudence.

These findings are dependent upon model assumptions, as is always the case for numerical experiments. Although we used sea surface models that are in accord with present qualitative descriptions, more detailed measurements of sea surface morphology for veering winds would certainly be helpful to guide and validate further numerical model development. Refinement of scattering calculations and data inversion techniques will be dependent upon a better understanding of (a) air-sea coupling processes, (b) long-wave slope probability density distributions, and (c) wave-wave interaction mechanisms. In this vein, a recent study by Geernaert *et al.* (1993) presents progress toward understanding the directional attributes of the ocean surface wind stress vector because it provides *in situ* measurements which are evidence that the stress vector direction is altered (stress vector and wind vector are non-aligned) due to long-wave effects pursuant to veering winds. The role of various physical mechanisms that might contribute to this deviation is, however, still unsettled; so further research is needed to model momentum flux at the air-sea interface with respect to the wind profile and sea surface characteristics. It is suggested that veering wind studies also include microwave scattering measurements so that weather fronts can be accurately monitored globally.

A quality control procedure developed by Stoffelen and Anderson (1993) is being used to validate ERS-1 scatterometer data. The analysis quantifies the coherence of  $\sigma^\circ$  triplets and the three-term transfer function for CMOD4. Their recent findings show that the data are generally consistent with the CMOD4 wind retrieval algorithm. Over distances of 100–150 km near lows, fronts and tropical cyclones, however, the data frequently do not follow the general distribution of triplets. In these cases, no wind retrieval is attempted. Thus the quality of reported winds is not compromised, but there are occasional gaps. Further study is needed to formulate and validate algorithms suitable for measuring winds near lows, fronts and tropical cyclones. This simulation indicates that directional properties of large waves need to be included in those investigations.

#### Acknowledgments

Parts of the scattering model were developed at UCL under contracts with the European Space Agency (ESA), whose financial support is acknowledged. Financial support was also provided by the NASA Mission to Planet Earth Program; the Office of Naval Research, Marine Boundary Layer Advanced Research Initiative of the Remote Sensing Program and the Physical Oceanography Program; and the Centre National de la Recherche Scientifique. Claude Klapisz of DEA de Methode physique en télédetection, L'Université de Paris VII helped to coordinate and support this collaboration with V. Billat.

### References

- ALLENDER, J. H., ALBRECHT, J., and HAMILTON, G., 1983, Observations of directional relaxation of wind sea spectra. *Journal of Physical Oceanography*, **13**, 1519-1525.
- BAUFAYS, C., GUISSARD, A., and SOBIESKI, P., 1988, A three degree of freedom description of the ocean surface for microwave remote sensing of wave height and wind friction velocity, *Proceedings of 4th International Colloquium on Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing, Aussois, France*, In *ESA Sp-287*, (Noordwijk, The Netherlands: ESTEC), pp. 55-61.
- BJERKAAS, A. W., and RIEDEL, F. W., 1979, Proposed model for the elevation spectrum of a wind roughened sea surface, Technical Memorandum 1328, JHU/APL, Columbia, MD, U.S.A.
- COX, C. S., 1958, Measurements of slopes of high frequency wind waves. *Journal of Marine Research*, **16(3)**, 199-229.
- COX, C. S., and MUNK, W. H., 1954, Statistics of the sea surface derived from sun glitter. *Journal of the Marine Research*, **13(2)**, 198-227.
- DURDEN, S. L., and VESECKY, J. F., 1985, A physical radar cross-section model for a wind-driven sea with swell. *I.E.E.E. Journal of Oceanic Engineering*, **OE-10(4)**, 445-451.
- GEERNAERT, G. L., HANSEN, F., COURTNEY, M., and HERBERS, T., 1993, Directional attributes of the ocean surface wind stress vector. *Journal of Geophysical Research*, **98(C9)**, 16571-16582.
- GUISSARD, A., 1993, Directional spectrum of the sea surface and wind scatterometry. *International Journal of Remote Sensing*, **14(8)**, 1615-1633.
- GUISSARD, A., BAUFAYS, C., and SOBIESKI, P., 1986, Sea surface description requirements of electromagnetic scattering calculations. *Journal of Geophysical Research*, **91(2)**, 2477-2492.
- GUISSARD, A., and SOBIESKI, P., 1987, An approximate model for the microwave brightness temperature of the sea. *International Journal of Remote Sensing*, **8(11)**, 1607-1627.
- GUISSARD, A., SOBIESKI, P., and BAUFAYS, C., 1989, Microwave remote determination of ocean surface parameters: A preliminary analysis. *Microwave Radiometry Remote Sensing Applications*, edited by P. Pampaloni, (The Netherlands: VSP Zeist), pp. 257-269.
- GUISSARD, A., BAUFAYS, C., and SOBIESKI, P., 1994, Fully and nonfully developed sea models for microwave remote sensing applications. *Remote Sensing of the Environment*, **48**, 25-38.
- GÜNTHER, H., ROSENTHAL, W., and DUNCKEL, M., 1981, The response of surface gravity waves to changing wind direction. *Journal of Physical Oceanography*, **10**, 718-728.
- HASSELMANN, D. E., DUNCKEL, M., and EWING, J. A., 1980, Directional wave spectra observed during JONSWAP 1973. *Journal of Physical Oceanography*, **10**, 1264-1280.
- HOLTHUIJSEN, L. H., KUIK, A. K., and MOSSELMAN, E., 1987, The response of wave directions to changing wind directions. *Journal of Physical Oceanography*, **17**, 845-853.
- HUANG, N. E., LONG, S. R., TUNG, C. C., YUEN, Y., and BLIVEN, L. F., 1981, A unified two parameter wave spectral model for a general sea state. *Journal of Fluid Mechanics*, **113**, 203-224.
- LY, L. N., 1993, Effect of angle between wind stress and wind velocity vectors on the aerodynamic drag coefficient at the air sea interface. *Journal of Physical Oceanography*, **23**, 159-163.
- PIERSON, W. J., and STACY, R. A., 1973, The elevation, slope and curvature spectra of a wind roughened sea surface, Final Report CR 2247, NASA, Washington.
- PLANT, W. J., 1986, A two-scale model of short wind-generated waves and scatterometry. *Journal of Geophysical Research*, **91**, 10735-10749.
- PLANT, W. J., 1990, Bragg scattering of electromagnetic waves from the air/sea interface. In *Surface Waves and Fluxes*, edited by G. L. Geernaert and W. J. Plant (Amsterdam: Kluwer Academic Publishers), **2**, 41-108.
- QUANDUO, G., and KOMEN, G., 1993, Directional response of ocean waves to changing wind direction. *Journal of Physical Oceanography*, **23**, 1651-1666.
- ROSS, D., and JONES, W. L., 1978, On the relationship of radar backscatter to wind speed and fetch. *Boundary Layer Meteorology*, **13**, 133-149.
- SCHROEDER, L. C., BOGGS, D. H., DOME, G., HALBERSTAM, I. M., JONES, W. L., PIERSON, W. J., and WENTZ, F. J., 1982, The relationship between wind vector and normalized radar

- cross section used to derive SEASAT A satellite scatterometer winds. *Journal of Geophysical Research*, **87**, 3318-3336.
- SOBIESKI, P. C., GUISSARD, A., BAUFAYS, C., VAN HOENACKER, D., GUILLAUME, A. M., and VAN DER VORST, A., 1986, Study on propagation and inverse scattering, ESA Report 5285/82, ESTEC, The Netherlands, 5 volumes.
- SOBIESKI, P. C., GUISSARD, A., and BAUFAYS, C., 1991, Synergic inversion technique for active and passive microwave remote sensing of the ocean. *I.E.E.E. Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **29**, 391-406.
- SOBIESKI, P. C., GUISSARD, A., BAUFAYS, C., and SIRAUT, P., 1993, Sea surface scattering calculations in maritime satellite communications. *I.E.E.E. Transactions on Communications*, **41**, 1525-1533.
- SOBIESKI, P. C., GUISSARD, A., and BAUFAYS, C., 1994, Comparison of microwave signatures for fully and nonfully developed sea models. *Remote Sensing of the Environment*, **48**, 39-50.
- STOFFELEN, A., and ANDERSON, D. L. T., 1993, ERS-1 scatterometer data characteristics and wind retrieval skill. *Proceedings of first ERS-1 Symposium—Space at the Service of our Environment, Cannes, France, 4-6 November 1992*. In *ESA Sp-359*, (Noordwijk, The Netherlands: ESTEC), pp. 41-47.
- TOBA, Y., 1973, Local balance in the air sea boundary processes. Part III: On the spectrum of wind waves. *Journal of the Oceanic Society of Japan*, **29**, 209-220.
- ULABY, F. T., MOORE, K. M., and FUNG, A., 1982, *Microwave remote sensing, II* (Reading, MA: Addison Wesley Publishing Company).
- VALENZUELA, G. R., 1968, Scattering of electromagnetic waves from a tilted slightly-rough surface. *Radio Science*, **3**, 1057-1066.
- VAN VLEDDER, G. P., and HOLTHUIJSEN, L. H., 1993, The directional response of ocean waves to turning winds. *Journal of Physical Oceanography*, **23**, 177-192.
- WOICESHYN, P. M., WURTELE, M. G., BOGGS, D. H., MCGOLDRICK, L. F., and PEREHERYCH, S., 1986, The necessity for a new parameterization of an empirical model for wind/ocean scatterometry. *Journal of Geophysical Research*, **91**, 2273-2288.
- YOUNG, I. R., HASSELMANN, S., and HASSELMANN, K., 1987, Computations of the response of a wave spectrum to a sudden change in wind direction. *Journal of Physical Oceanography*, **17**, 1317-1338.

## RESUME

Nous présentons un outil logiciel qui permet de simuler une mission spatiale dans son intégralité. Ceci constitue une approche nouvelle en télédétection. Les concepteurs de missions et les scientifiques peuvent ainsi mieux appréhender la complexité toujours croissante des futures missions. Ce simulateur permet, bien avant le lancement de la mission, de considérer l'ensemble du système, qui comprend évidemment le capteur, mais aussi les caractéristiques de l'orbite de la plate-forme qui l'emportera, ainsi que les algorithmes de traitement des données qui seront effectués au sol. Ce simulateur apporte une aide précieuse dans le cadre du dimensionnement et de l'analyse d'une mission spatiale ; il permet de comprendre comment la performance de tout ou partie du système contribue à la performance globale de la mission. La mission spatiale simulée dans le cadre de cette thèse est la mission du capteur MERIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer) de l'Agence Spatiale Européenne, dont l'objectif principal est la mesure de la couleur de l'eau.

Nous utilisons le simulateur pour évaluer la dynamique du signal en entrée du capteur, pour calculer la résolution radiométrique nécessaire au capteur pour satisfaire les objectifs de la mission et pour étudier la sensibilité du signal à de petites variations en attitude de la plate-forme. Nous étudions ensuite l'influence de la qualité de la modélisation de l'état de la surface océanique sur la qualité de la mesure de la couleur de l'eau. Nous montrons que les incertitudes, liées à une modélisation trop imprécise des effets de surface et à une méconnaissance de la vitesse du vent, induisent des erreurs sur le signal marin pouvant être supérieures à la précision attendue par la mission.

**Mots clés :** télédétection, simulation de mission spatiale, MERIS, couleur de l'eau, effets de surface, océan.

## ABSTRACT

We present a software tool that allows to perform end-to-end simulations of a space mission, which is a quite new approach in remote sensing. It addresses the need of engineers and scientists to better understand the new missions whose complexity is increasing. This end-to-end simulation tool allows far before the launch to assess the performance of the overall system including the instrument, the satellite platform and the ground processing algorithms. It is of great help in the frame of space mission design and analysis and helps understanding how the performance of all or part of the system contributes to the mission performance. The space mission simulated in this work is that of the Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS) developed by the Space European Agency whose main objective is the remote sensing of ocean colour.

We use the simulator to evaluate the signal dynamics at sensor entrance, to compute the sensor radiometric resolution needed to satisfy the mission objectives and to study the signal sensitivity to small variations in platform attitude. Then we study the influence of the quality of the modelling of the reflection effects at the sea surface upon the ocean colour retrieval. We show that the uncertainties, due to a lack of precision in modelling of surface effects and to the uncertainty in the wind speed induce errors on the marine signal that can be greater than the mission expected accuracy.

**Key words :** remote sensing, space mission simulation, MERIS, ocean colour, sea surface effects, ocean.