



HAL
open science

Simulation d'images d'un futur imageur multispectral géostationnaire dédié à la couleur de l'eau : étude de l'influence des angles d'observation et d'éclairement sur la luminance mesurée et sur l'erreur d'estimation en chlorophylle

Manchun Lei

► **To cite this version:**

Manchun Lei. Simulation d'images d'un futur imageur multispectral géostationnaire dédié à la couleur de l'eau : étude de l'influence des angles d'observation et d'éclairement sur la luminance mesurée et sur l'erreur d'estimation en chlorophylle. Autre [cs.OH]. Université de Bourgogne, 2011. Français. NNT : 2011DIJOS084 . tel-00728820

HAL Id: tel-00728820

<https://theses.hal.science/tel-00728820v1>

Submitted on 6 Sep 2012

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.

UNIVERSITE DE BOURGOGNE
UFR Sciences et Techniques, Département IEM

THÈSE

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Bourgogne

Discipline : Instrumentation et Informatique de l'Image

par

Manchun LEI

Simulation d'images d'un futur imageur multispectral géostationnaire
dédié à la couleur de l'eau

Étude de l'influence des angles d'observation et d'éclairement sur la
luminance mesurée et sur l'erreur d'estimation en chlorophylle

Soutenue le 05 décembre 2011 à La Valette du Var
devant le jury composé de :

M. LOISEL Hubert	PR, ULCO, Wimereux	Rapporteur
M. WALD Lucien	DR, MINES ParisTech, Sophia Antipolis	Rapporteur
M. ANTOINE David	DR, LOV, Villefranche sur mer	Examineur
M. MOREAU Eric	PR, USTV, La Garde	Examineur
Mme. MATHIEU Sandrine	IR, Thales Alenia Space, Cannes	Examineur
M. GOUTON Pierre	PR, Université de Bourgogne, Dijon	Directeur de thèse
Mme. MINGHELLI-ROMAN Audrey	MCF(HDR), USTV, La Garde	Co-directrice de thèse

Remerciements

Je remercie vivement Pierre Gouton, mon directeur de thèse, pour m'avoir ouvert les portes du LE2I et du monde de la recherche.

J'exprime toute ma reconnaissance à Audrey Minghelli-Roman, qui m'a co-encadré. C'est grâce à sa patience, ses conseils et à son soutien que j'ai pu mener à bien ce travail.

Je remercie la société Thales Alenia Space, la région Bourgogne ainsi que le fond social Européen pour avoir cofinancé cette thèse

Je remercie Sandrine Mathieu, Annick Bricaud et Jean-Marie Froidefond, pour leurs précieux conseils. Membres de mon comité de thèse, ils ont suivi mon travail pendant ces 3 ans.

Je remercie Philippe Forget, Lucien Wald, David Antoine, Bernard Gentili, pour leur implication dans cette thèse.

Je remercie Eric Moreau, pour m'avoir accueilli dans son équipe à l'ISITV.

Je remercie tous les membres du jury et en particulier Lucien Wald et Hubert Loisel qui ont accepté de rapporter ce travail.

Enfin, je remercie toutes les personnes qui m'ont apporté leur amitié et leur soutien tout au long de ce travail.

Résumé

Les progrès effectués dans le domaine des instruments optiques permettent d'envisager désormais de placer des capteurs à moyenne résolution spatiale et haute résolution spectrale sur des orbites géostationnaires ce qui permettrait d'observer la Terre à la fois avec une moyenne résolution spatiale, une bonne résolution spectrale et une haute résolution temporelle, ce que ne permettent pas les satellites héliosynchrones.

L'objectif de cette thèse est donc de simuler les images en luminance qui seraient acquises par un capteur géostationnaire hypothétique dédié à l'observation de la couleur de l'océan, afin de caractériser les images qui seraient acquises, de spécifier les futurs instruments et de valider des algorithmes de traitement sur des images réalistes.

Pour parvenir à simuler les luminances spectrales qui seraient mesurées par le capteur, nous avons combiné les modèles de transfert radiatif directs de l'eau (Hydrolight) et de l'atmosphère (MODTRAN). Les données d'entrée d'Hydrolight ont été déduites des données provenant des cartes climatologiques de *GlobColour* (chlorophylle, matières minérales et organiques en suspension) pour simuler des images de couverture globale (Global Area Coverage) d'un capteur géostationnaire à basse résolution spatiale, moyenne résolution spectrale et haute résolution temporelle. L'analyse de ces images permet de déterminer la gamme de luminances pour chaque bande spectrale et pour différentes acquisitions au cours de la journée. Les résultats indiquent aussi les limites angulaires pour éviter le phénomène du sunglint et pour assurer un niveau minimum de luminance provenant de l'eau, contenu dans le signal mesuré.

Les images en luminance ainsi simulées ont permis d'évaluer aussi la performance d'un algorithme d'estimation de concentration en chlorophylle de rapport de bandes dans les eaux au large. Les résultats montrent que l'erreur d'estimation est moyennement sensible aux angles d'observation et d'éclairement, importants dans les images géostationnaires.

Abstract

Improvements of optical sensors now make it possible to launch medium spatial and high spectral resolution sensors on the Geostationary Earth Orbit (GEO). The GEO allows sensors to observe the Earth with high temporal resolution, unlike Low Earth Orbit (LEO) satellites.

The objective of this thesis is to simulate radiance images that would be provided by a theoretical ocean color sensor, on a geostationary orbit, in order to characterize the images to be acquired, to specify the future instruments and to validate the image processing algorithms.

For this purpose, we have combined a radiative transfer model for ocean waters (Hydrolight) and a radiative transfer model for the atmosphere (MODTRAN) to obtain simulated radiance images at the sea surface level and at the Top-Of-Atmosphere (TOA) level. The inputs of Hydrolight have been deduced from *GlobColour* Project data (chlorophyll, mineral suspended matter and organic matter) to simulate the Global Area Coverage (GAC) images of a geostationary sensor with low spatial resolution, medium spectral resolution and high temporal resolution. The analysis of these images enables to determine the radiance dynamic range for each spectral band over the day. The results indicate the angular limits to avoid the sunglint phenomenon and to ensure a minimum proportion of water leaving radiance in the measured TOA radiance.

The simulated radiance images allow to evaluate the performance of an ocean color algorithm for chlorophyll concentration estimation in open waters. The results show that the error of chlorophyll estimation is moderately sensitive to observation and lighting angles, which are so important in geostationary images.

TABLE DES MATIERES

Remerciements	3
Résumé	5
Abstract	7
Introduction	13
Chapitre 1 Optique marine et télédétection	17
1. Optique marine	17
1.1. Eclairage et luminance	17
1.2. Couleur de l'océan.....	18
1.3. Télédétection de la couleur de l'océan	19
1.4. Configurations géométriques.....	19
1.5. Décomposition de la luminance reçue par un capteur en haut de l'atmosphère.....	20
2. Influence de l'atmosphère sur le rayonnement	21
2.1. Absorption atmosphérique.....	23
2.2. Diffusion atmosphérique.....	24
3. Transfert radiatif dans l'eau	25
3.1. Interface air-eau	25
3.2. Phénomène de réflexion spéculaire ou de sunglint.....	27
3.3. Dans la colonne d'eau	29
3.4. Propriétés Optiques de l'eau de mer	31
3.5. Influence des constituants de l'eau sur la couleur	33
3.6. Directionnalité de la réflectance de l'eau	35
3.7. Influence du fond	36
4. Télédétection de la couleur de l'eau	37
4.1. Paramètres image	37
4.2. Historique des capteurs et leurs caractéristiques.....	39
4.3. Algorithmes validés pour la couleur de l'eau	41
4.3.1. Estimation du phytoplancton	41
4.3.2. Estimation des matières en suspension.....	42
4.3.3. Estimation de la bathymétrie	43
4.3.4. Autres paramètres mesurables depuis l'espace	43
5. Capteurs géostationnaires	44
5.1. Météosat.....	44
5.2. Apport du géostationnaire par rapport à l'héliosynchrone	45
5.3. GOCI	49
5.4. OCAPI	50
6. Conclusion	50
Chapitre 2	51
Simulateur d'images géostationnaires	51
1. Etat de l'art sur la simulation d'images satellitaires	51
1.1. Principales approches de la simulation d'images	51

1.2.	Exemples des simulateurs d'images satellitaires	53
2.	Méthodologie	54
3.	Modélisation du transfert radiatif dans l'eau avec Hydrolight	55
3.1.	Modèle.....	55
3.2.	Limites du modèle	58
3.3.	Obtention des IOP à partir des composants de l'eau	59
3.4.	Modèles d'IOPs des eaux du cas 1	59
3.5.	Modèles d'IOPs des eaux du cas 2	61
4.	Modélisation du transfert radiatif dans l'atmosphère	61
4.1.	Théorie des 4 flux	61
4.2.	MODTRAN	64
5.	Validation du couplage océan-atmosphère	64
6.	Modèle de capteur	66
7.	Utilisation d'une la table de correspondance (Look Up Table) pour la simulation	70
7.1.	Régression pour les transmittance atmosphériques	72
7.2.	Interpolation tri-linéaire de ρ_{so}	75
7.3.	Interpolation bilinéaire de R_{refl}	77
7.4.	Multi-interpolation de R_{rs}	79
8.	Conclusion	81
Chapitre 3		83
Analyse des images simulées		83
1.	Scénario de simulation	83
1.1.	Paysage.....	83
1.2.	Hypothèses sur le paysage	87
1.3.	Atmosphère	88
1.4.	Capteur.....	88
2.	Résultats	90
2.1.	Images simulées au niveau de la surface	90
2.1.1.	Images en réflectance (R_{rs} et R_{refl})	90
2.1.2.	Images en luminance	91
2.2.	Images de la luminance en haut de l'atmosphère	93
2.3.	Dynamique de luminance L_{TOA} pendant une journée	94
3.	Discussion	98
3.1.	Zone de sunglint.....	98
3.2.	Limite d'éclairement.....	100
3.3.	Limite du rapport L_w/L_{TOA}	100
4.	Conclusion	102
Chapitre 4		103
Influence des angles solaire et d'observation sur l'erreur d'estimation de concentration en chlorophylle (cas 1)		103
1.	Introduction	103
1.1.	Estimation de Chl	103
1.2.	Méthodes de rapport de bandes.....	104
1.3.	Effets angulaires.....	105
1.4.	Problématique	106

2.	Méthode	106
2.1.	Algorithme choisi	107
2.2.	Quantification de la variation du rapport de bandes	107
2.3.	Quantification de l'erreur d'estimation en Chl	107
3.	Résultats et discussion	108
3.1.	Variabilité du rapport de bandes en fonction des angles.....	108
3.2.	Sensibilité d'OC4v4	111
3.3.	Quantification de l'erreur d'estimation de Chl en fonction des angles 112	
4.	Conclusion	115
Conclusion et perspectives		117
1.	Bilan du travail effectué	117
2.	Perspectives	118
Bibliographie		119
Index des tableaux		129
Index des figures		131
Annexe 1 Graphes polaires de la déviation relative du rapport de bandes pour l'algorithme d'estimation de la concentration en chlorophylle pour différents angles solaires et 2 concentrations en chlorophylle différentes (cas b et cas c)		135
Annexe 2 Article accepté par la revue IEEE JSTARS en 2011		141
Annexe 3 Communication à la conférence IEEE Whispers en 2010		143
Annexe 4 Communication à la conférence IEEE IGARSS en 2009		145

Introduction

Cette thèse a été réalisée à l'Université de Bourgogne au Laboratoire Electronique, Informatique et Image (Le2I) et à l'Université du Sud Toulon Var au Laboratoire de Sondages Electromagnétiques de l'Environnement Terrestre (LSEET). Elle a été cofinancée par la région Bourgogne et l'industriel Thalès Alenia Space à Cannes (anciennement Alcatel Alenia Space), qui possède 35 ans d'expérience dans le domaine du spatial.

Le laboratoire Le2I travaille depuis de nombreuses années sur l'acquisition et l'utilisation de l'image, du signal physique à son interprétation sémantique. L'équipe « Multispectral 2D et plus » (M2D+) s'intéresse plus particulièrement à l'étude de la couleur et à l'imagerie multispectrale.

Le laboratoire LSEET est spécialisé dans la physique de la mesure et la modélisation du milieu naturel Océan-Atmosphère, avec des applications dans l'étude des processus littoraux et côtiers. Le LSEET a, depuis l'apparition de la télédétection, toujours manifesté un très grand intérêt pour cette science qui a apporté une nouvelle source d'informations aux études marines thématiques.

Thalès Alenia Space est maître d'œuvre du programme Meteosat, 1^{ère}, 2^{ème} et 3^{ème} générations. Thalès porte donc une attention particulière aux projets de futurs programmes spatiaux et à leurs applications possibles dont les résolutions spatiale, spectrale et temporelle sont améliorées au rythme des progrès technologiques des instruments optiques. MERIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer), spectro-imageur à 15 bandes spectrales dédié au domaine marin, lancé en 2002, a été développé par Thales pour l'Agence Spatiale Européenne (ESA). Son successeur, OLCI, spectro-imageur à 20 bandes, est en cours de fabrication. Pour les différents capteurs construits, Thalès a développé des compétences en matière de simulation d'images dans le domaine du visible, du thermique ou des micro-ondes (radar).

L'observation de la couleur de l'océan par satellite a commencé en 1978 après le lancement par la NASA (National Agency Space Administration) du capteur CZCS (Coastal Zone Color Scanner) sur une orbite héliosynchrone (à 800 km d'altitude). Les données de cet instrument ont été utilisées pour quantifier la concentration en chlorophylle dans les eaux du large. Depuis les années 90, des capteurs de nouvelle génération ont succédé à CZCS, avec SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field of view Sensor), MODIS (MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer) et MERIS, la résolution spatiale s'est améliorée (de 800 m avec CZCS à 300 m avec MERIS) et les applications des données satellitaires se sont aussi beaucoup développées notablement pour les zones côtières pour lesquelles la résolution est mieux adaptée. L'amélioration de la résolution spectrale permet aussi de mieux caractériser la composition du phytoplancton, d'estimer avec

plus de précision les composants de l'eau, de cartographier le fond ou d'estimer la bathymétrie. Mais en raison de leur rotation autour de la terre, ces capteurs héliosynchrones ne peuvent pas, si un seul satellite est lancé, acquérir d'images sur une zone spécifique avec une très haute résolution temporelle (la période de revisite va de 1 à 3 jours selon la résolution de l'image et en l'absence de nuages). Et pour certains phénomènes très dynamiques, comme les marées rouges, les inondations, les effets de la marée sur l'environnement côtier, les cycles journaliers du phytoplancton (bloom), les satellites héliosynchrones ont une résolution temporelle trop faible.

D'un autre côté, les satellites géostationnaires météorologiques fournissent des images à haute résolution temporelle. Météosat seconde génération (MSG) fournit actuellement, grâce au radiomètre SEVIRI, une image toutes les 15 minutes à 3 km de résolution et dans 12 bandes spectrales du visible à l'infrarouge thermique (2 bandes dans le visible, de 600 nm à 700 nm et de 700 nm à 900 nm). Sa résolutions spectrale ne suffit pas à retrouver l'information concernant la composition dans l'eau par exemple la concentration en chlorophylle (Chl) et sa résolution spatiale est loin d'être bonne pour l'observation de la couleur de l'eau sur des zones côtières dont les compositions varient beaucoup spatialement.

En 2010, l'agence spatiale coréenne (KARI) a lancé un capteur géostationnaire, GOCI, qui a été conçu pour surveiller les zones côtières coréennes, avec 8 bandes spectrales du visible au proche infrarouge, une résolution spatiale moyenne (500 m) et une haute résolution temporelle (1 heure) (Kang *et al.*, 2004), sur une fauchée limitée à $2500 \times 2500 \text{ km}^2$, centrée sur la péninsule coréenne. Les Européens travaillent eux aussi sur le projet de lancement d'un capteur géostationnaire dédié à la couleur de l'eau : OCAPI (Antoine, 2010).

Cette thèse entre aussi dans le cadre d'une étude préparatoire de spécification de capteurs géostationnaires. Mais l'utilisation d'images géostationnaires pose certains problèmes pour lesquels nous nous intéressons dans cette thèse : Comme la surface de l'eau n'est pas lambertienne, une des problématiques qui se posent avec ces images, est la forte variation des angles solaires et d'observation qui peut aller de 0 à 90°. Pour un point spécifique sur la terre, l'angle d'observation est fixé alors que l'angle solaire varie dans la journée. C'est une des grandes différences avec les capteurs héliosynchrones qui, en rotation dans un plan fixe, ont toujours le même angle avec le soleil, quelle que soit la zone imagée.

Ces variations de luminance en fonction des angles d'observation et d'éclairement dépendent également de chaque bande spectrale. Les fabricants de capteurs ont besoin de connaître cette information pour définir et dimensionner les futurs instruments pour les bandes spécifiques aux applications marines. Le capteur sera-t-il ébloui par la zone de réflexion spéculaire (sunglint) ? Est-ce que le capteur sera assez sensible pour mesurer la luminance provenant de l'eau (L_w) quels que soient les angles d'observation et d'éclairement ? Cette étude a pour objectif de

donner des éléments de réponse à ces questions par la simulation spatiale, spectrale et temporelle d'une future image en couverture globale afin d'obtenir la dynamique de l'image en luminance que le capteur aura à acquérir.

Dans un premier temps, l'objectif est de simuler des images qui seraient acquises par un futur capteur géostationnaire ayant les bandes d'OLCI (Aguirre *et al.*, 2007) (20 bandes, successeur de MeRIS) à basse résolution en couvrant toute la terre détectable par ce capteur, à une résolution temporelle de deux heures.

La simulation présente de nombreux avantages comme celui de donner vie à un capteur qui n'existe pas encore. Nous avons développé une méthode générique de simulation d'images géostationnaires, qui pourra être réutilisée pour simuler les images d'autres instruments ayant des résolutions spatiale, spectrale et temporelle différentes. La principale difficulté est de simuler à la fois une large fauchée (couverture globale) et une fine résolution spectrale. C'est par l'utilisation de modèles radiatifs, dans l'eau et dans l'air, et grâce à des climatologies spatialisées de composition de l'eau que nous parvenons à simuler à la fois la résolution spatiale, spectrale et la couverture recherchée.

Dans un deuxième temps, nous analysons l'influence des angles d'observation et d'éclairement sur la gamme des luminances d'une image en présence ou pas de sunlint. En effet, la variation de l'angle solaire va créer une forte disparité des luminances car dans une même image, on peut avoir un lever de Soleil et une réflexion spéculaire. Le capteur doit être à la fois sensible à un signal très faible et faire face à une réflexion solaire très forte sur la surface de l'eau. Cette étude permettra donc au constructeur, de dimensionner le capteur en fonction de cette dynamique, de connaître pour chaque bande le niveau de sensibilité requis et de préparer les opérations de calibration du capteur.

Enfin, l'objectif final est d'estimer l'erreur induite par les forts angles d'observation et d'éclairement si on applique aux images géostationnaires acquises un algorithme polynomial classique d'estimation de la chlorophylle. En effet, depuis le lancement de CZCS, de nombreux algorithmes d'estimation en chlorophylle ont été développés, basés sur des polynômes de rapport de bandes. Ces algorithmes s'appliquent aux eaux du cas 1, c'est-à-dire au large. Nos images de luminances globales sont ainsi parfaitement adaptées pour tester la validité de ces algorithmes sur des images géostationnaires.

Dans cette thèse nous allons tout d'abord présenter les principes fondamentaux de l'optique marine et ses applications (chapitre 1), ensuite, nous présenterons le simulateur que nous avons développé (chapitre 2), puis nous analyserons les images obtenues en termes de radiométrie (chapitre 3), et enfin nous évaluerons l'erreur due aux angles d'observation et d'éclairement sur

l'estimation de la concentration en chlorophylle obtenue à partir des images simulées (chapitre 4). Enfin nous concluons et présenterons les perspectives de ce travail.

Chapitre 1

Optique marine et télédétection

Dans ce chapitre nous rappelons les bases du transfert radiatif dans l'eau, l'influence de l'atmosphère et le principe de mesure de la couleur de l'eau.

Puis nous présentons l'historique des capteurs dédiés au domaine marin, leurs caractéristiques et les applications développées grâce aux images fournies.

Enfin, nous présentons l'apport des satellites géostationnaires par rapport aux satellites héliosynchrones et le contexte actuel des satellites géostationnaires dans le domaine marin.

1. Optique marine

L'optique marine est la science qui étudie les propriétés optiques de l'océan, la propagation de la lumière dans l'eau et qui mesure la lumière provenant de l'eau avec les technologies optiques.

1.1. *Eclairement et luminance*

Le rayonnement solaire désigne le processus d'émission d'énergie électromagnétique produit par la fusion nucléaire du Soleil. A la surface de la terre, 99.9% de l'énergie de ce rayonnement sont concentrées dans les domaines de l'ultraviolet, du visible et de l'infrarouge et la partie visible contient environ la moitié de l'énergie solaire. Le Soleil est la seule source du rayonnement en télédétection de la couleur de l'océan. L'éclairement solaire est le flux du rayonnement solaire incident, par unité de surface, sur un plan donné.

En fonction de la longueur d'onde, le rayonnement solaire concerne les domaines spectraux suivants :

- L'ultraviolet pour des longueurs d'ondes inférieures à 400 nm
- Le visible situé entre 400 et 700 nm
- Le proche infrarouge situé entre 700 et 1400 nm
- Le moyen infrarouge de 1.4 à 3 μm
- L'infrarouge lointain de 3 à 1000 μm

Soit un rayonnement électromagnétique d'énergie Q à la longueur d'onde λ , exprimée en Joules par nanomètre ($J \text{ nm}^{-1}$). On définit le flux du rayonnement électromagnétique, Φ , qui est la puissance du rayonnement, exprimée en watts par nanomètre ($W \text{ nm}^{-1}$),

$$\Phi = \frac{dQ}{dt} \quad (W \text{ nm}^{-1}) \quad (1)$$

On définit l'éclairement énergétique, noté E , comme la puissance du rayonnement reçu par unité de surface, exprimée en watts par mètre carré par nanomètre ($W \text{ m}^{-2} \text{ nm}^{-1}$),

$$E = \frac{d\Phi}{dS} \quad (W \text{ m}^{-2} \text{ nm}^{-1}) \quad (2)$$

La luminance, notée L , est l'intensité du rayonnement électromagnétique émise dans une direction donnée ξ (décrite par l'angle solide élémentaire $d\Omega$, sr), exprimée en Watts par mètre carré par stéradian par nanomètre ($W \text{ m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \text{ nm}^{-1}$),

$$L(\xi) = \frac{d^2\Phi}{dS \cdot d\Omega} = \frac{dE}{d\Omega} \quad (W \text{ m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \text{ nm}^{-1}) \quad (3)$$

C'est la luminance qui sera mesurée par le capteur.

1.2. *Couleur de l'océan*

Quand la lumière du Soleil et du ciel pénètre la surface de la mer, elle est absorbée et diffusée dans la colonne d'eau. Le processus est décrit par la loi de transfert radiatif. Le comportement spectral de lumière ascendante à la surface est lié aux propriétés optiques de l'eau et aux paramètres environnementaux qui décrivent l'état de la mer et du ciel.

Le terme "couleur de l'océan" est défini comme les variations spectrales de la réflectance diffuse des couches océaniques supérieures, noté $R(\lambda)$ (Antoine, 1998). La réflectance est le rapport entre l'éclairement ascendant juste en dessous de la surface $E_u(0^-, \lambda)$ et l'éclairement descendant juste en dessous de la surface $E_d(0^-, \lambda)$.

$$R(\lambda) = \frac{E_u(0^-, \lambda)}{E_d(0^-, \lambda)} \quad (\text{Sans dimension}) \quad (4)$$

Les variations de $R(\lambda)$ sont dues aux diverses substances dissoutes ou particules en suspension dans l'eau. Par des méthodes d'inversion, on peut retrouver les concentrations des constituants de l'eau de mer ou leurs propriétés optiques.

1.3. Télédétection de la couleur de l'océan

On utilise un capteur multispectral pour acquérir la luminance spectrale ascendante de la surface marine, et on extrait le spectre de la couleur de l'océan (L_w) après une correction atmosphérique pour éliminer la luminance réfléchie et diffusée par l'atmosphère qui constitue la contribution majoritaire de la luminance totale.

Comme en télédétection, le radiomètre mesure la luminance provenant de l'eau dans la direction du capteur, on utilise aussi un autre paramètre, appelé réflectance de télédétection, noté $R_{rs}(\lambda)$, pour décrire la couleur de l'océan. Elle est le rapport entre la luminance provenant de l'eau juste au-dessus de la surface $L_w(\lambda)$, et l'éclairement descendant juste au-dessus de la surface $E_d(0^+, \lambda)$, dans une configuration géométrique précise (5).

$$R_{rs}(\lambda) = \frac{L_w(\lambda)}{E_d(0^+, \lambda)} \quad (\text{sr}^{-1}) \quad (5)$$

La réflectance de télédétection est fortement directionnelle car la surface de la mer n'est pas lambertienne. Cette particularité de la réflectance de l'eau est particulièrement importante pour un capteur géostationnaire qui observe la surface de la Terre avec de forts angles d'observation et pour des angles solaires qui peuvent être également très élevés.

1.4. Configurations géométriques

Un objet O à la surface de l'eau, reçoit un rayonnement incident provenant du Soleil avec un angle zénithal θ_s , que l'on appelle angle zénithal d'éclairement ou angle zénithal solaire. Par réflexion ou émission, une partie du rayonnement remonte vers le capteur d'angle zénithal θ_c , que l'on appelle angle zénithal d'observation ou angle zénithal du capteur. L'angle azimutal entre le plan vertical soleil-objet et le plan vertical objet-capteur est noté $\Delta\Phi$, compris entre 0° à 360° (Figure 1).

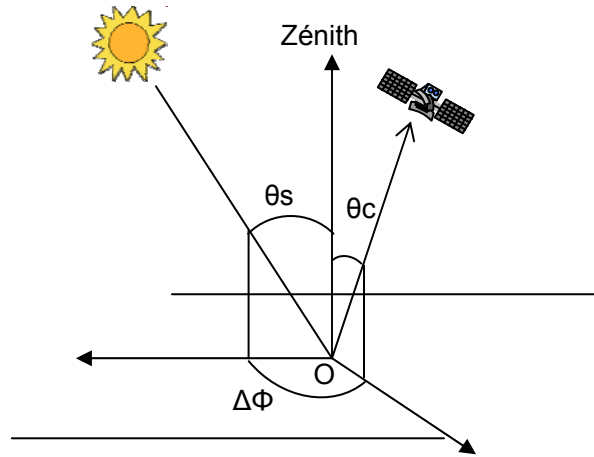


Figure 1 : Configuration géométrique

La réflectance de télédétection dépend donc des angles d'observation et d'éclairement. L'équation (5) devient alors l'équation(6).

$$R_{rs}(\lambda, \theta_s, \theta_c, \Delta\phi) = \frac{L_w(\lambda, \theta_s, \theta_c, \Delta\phi)}{E_d(0+, \lambda, \theta_s)} \quad (\text{sr}^{-1}) \quad (6)$$

L'influence des angles sur R_{rs} sera présenté paragraphe 3.6.

1.5. **Décomposition de la luminance reçue par un capteur en haut de l'atmosphère**

D'après Antoine (Antoine, 1998), la luminance reçue par un capteur en haut de l'atmosphère (L_{TOA}), peut se décomposer comme suit:

$$L_{TOA} = L_R + L_A + L_{RA} + L_G + L_F + t \cdot L_w \quad (7)$$

où L_R est la contribution de la diffusion par les molécules de l'air (diffusion Rayleigh), L_A est la contribution de la diffusion par les aérosols, L_{RA} est la contribution par les diffusions couplées molécules-aérosols. On définit la somme de ces trois luminances comme la luminance du trajet atmosphérique $L_p (= L_R + L_A + L_{RA})$ (IOCCG, 2010), qui est la luminance due à la diffusion atmosphérique et à la réflexion directe de la surface. L_G est la réflexion spéculaire à la surface de l'océan. L_G est non nul quand la géométrie de l'observation est favorable au sunglint. Dans la Figure 2, on utilise le symbole L_r pour indiquer la luminance réfléchiée directe par la surface marine. L_F est la luminance générée par l'écume de mer. t est la transmission diffuse de l'atmosphère. La luminance qui apporte l'information sur la couleur de l'océan est L_w , elle contribue pour moins de 10% de la luminance L_{TOA} mesurée (Antoine, 1998).

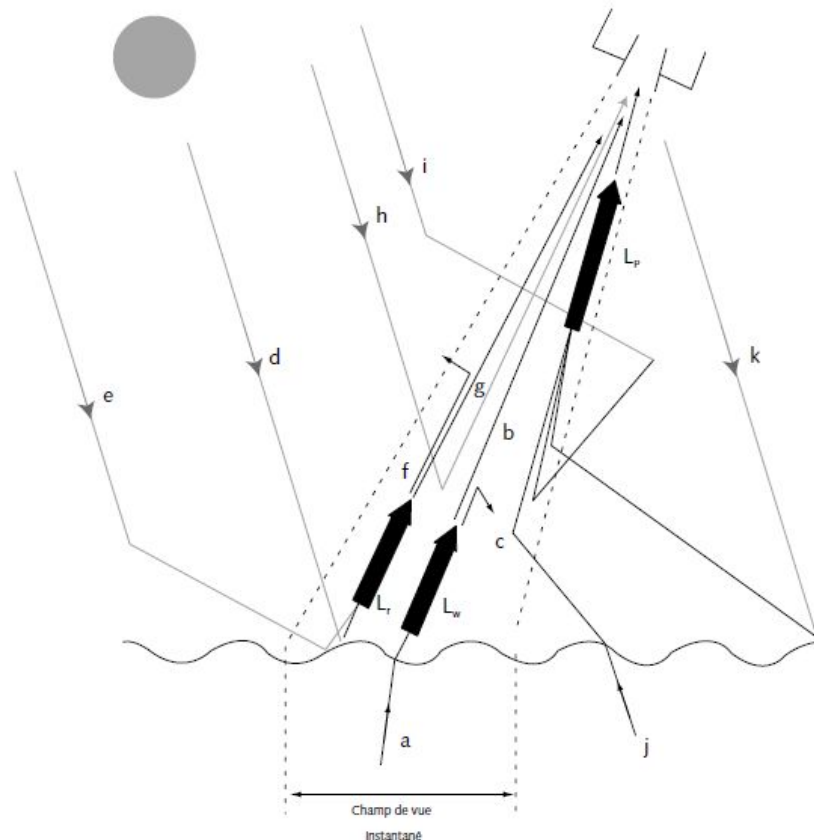


Figure 2 : Représentation schématique des luminances reçues par un capteur de la couleur de l'océan.

(a) la luminance émergeant de l'océan, L_w ; (b) l'atténuation de L_w sur son trajet vers le capteur (absorption); (c) l'atténuation de L_w sur son trajet vers le capteur (diffusion hors du champ de vue); (d) la réflexion spéculaire; (e) la réflexion de l'éclairement de la voûte céleste (éclairage diffus du ciel); (f) une partie de (e) diffusée hors du champ de vue; (g) l'atténuation (absorption) de la réflexion spéculaire; (h) diffusion simple dans l'atmosphère (molécules ou aérosols); (i) diffusions multiples dans l'atmosphère (molécules et/ou aérosols); (j) diffusion dans le champ de vue d'une luminance marine due aux pixels avoisinants (effet d'environnement); (k) éclairage direct qui est ensuite diffusé dans la direction du capteur.

Nous allons détailler dans les paragraphes suivants l'origine de ces différentes composantes.

2. Influence de l'atmosphère sur le rayonnement

Entre le Soleil et la surface de la Terre on trouve l'atmosphère terrestre, enveloppe gazeuse qui n'a pas de frontière définie, elle devient de plus en plus fine et s'évanouit peu à peu dans l'espace.

L'atmosphère terrestre est formée de gaz et de particules solides ou liquides en suspension. Les gaz principaux dans l'atmosphère sont le diazote, le dioxygène, l'argon, le dioxyde de carbone, le néon, l'hélium, le méthane, le krypton, le dihydrogène et la vapeur d'eau. Les particules principales sont des poussières, des cristaux de glace et des gouttes d'eau, qui sont aussi classés comme des aérosols, qui forment les nuages et le brouillard.

En raison du champ de pesanteur, la densité de l'atmosphère est hétérogène. La densité maximale se trouve au niveau de la surface de la mer, elle diminue avec l'altitude. Environ 50% de l'atmosphère se situe en dessous de 5,6 km et presque tous les gaz sont en dessous de 100 km.

Le rayonnement incident solaire et le rayonnement réfléchi par la surface marine traversent l'atmosphère. Ils sont perturbés par l'absorption et la diffusion atmosphérique.

Le rayonnement incident solaire est fortement atténué par l'atmosphère (Preisendorfer, 1976). La réflexion et l'absorption par atmosphère entraînent 34% et 19% de la perte du rayonnement. Le reste, 47% du rayonnement solaire, pourrait être transmis jusqu'à la Terre mais 23% changent la direction par diffusion atmosphérique, seulement 24% sont transmis directement vers la Terre (Figure 3).

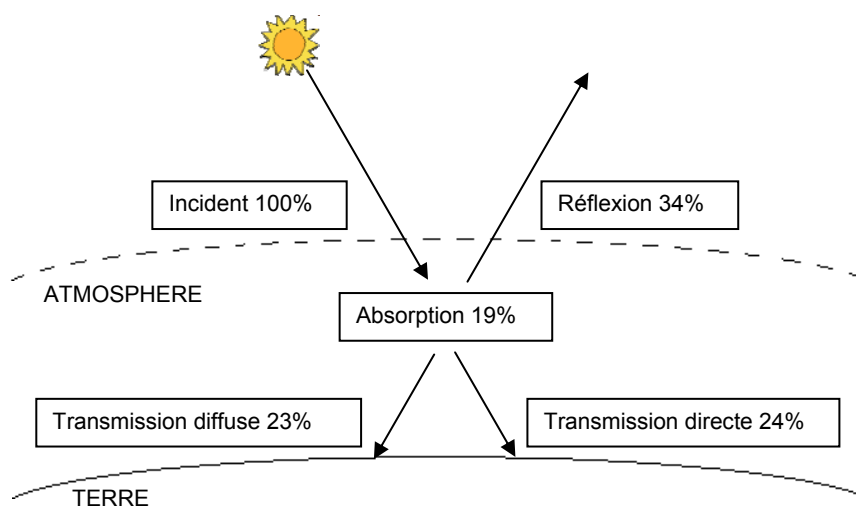


Figure 3 : Répartition du rayonnement incident solaire à travers l'atmosphère.
(Preisendorfer, 1976)

La répartition présentée par la Figure 3 est décrite en moyenne sur le visible, mais l'absorption atmosphérique dépend de la longueur d'onde.

La Figure 4 (ASTM, 2008) indique le spectre d'éclairement solaire en haut de l'atmosphère (TOA : Top of Atmosphere) et au niveau de la surface terrestre (BOA : Bottom of Atmosphere). L'absorption, la diffusion et la réfraction des ondes électromagnétiques par l'atmosphère

provoquent la différence entre ces 2 spectres. Pour la même raison, quand les ondes électromagnétiques réfléchies par la surface marine montent et traversent l'atmosphère, l'énergie sera réduite.

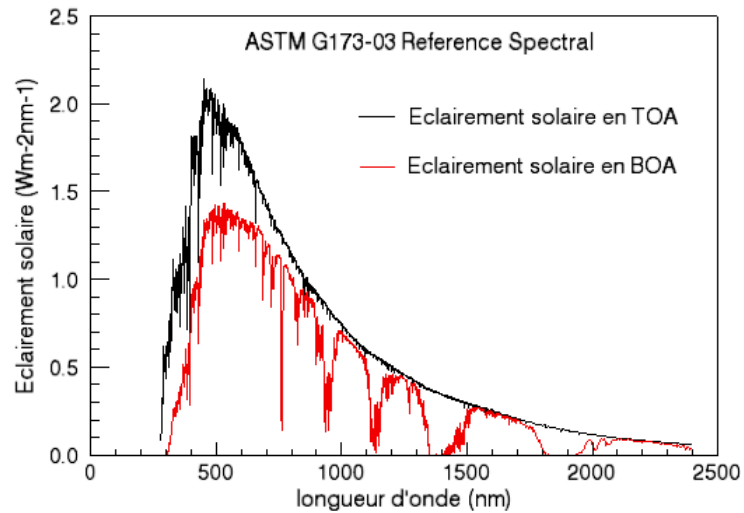


Figure 4 : Eclairement solaire en haut de l'atmosphère (TOA, ligne noire) et au bas de l'atmosphère (BOA, ligne rouge).

Les spectres sont obtenus par ASTM (American Society for Testing and Materials) entre 280 et 2400 nm.

2.1. Absorption atmosphérique

Les plus importantes altérations du rayonnement solaire sont dues à l'absorption, la dispersion (ou diffusion), et la polarisation. L'effet conjugué de la dispersion et de l'absorption est quelquefois appelé atténuation. L'atténuation, nulle dans le vide, est le complémentaire de la transmission. La proportion d'énergie rayonnée transmise à travers l'atmosphère pour une longueur d'onde donnée est appelée transmittance. Son comportement spectral est décrit par la courbe de la Figure 5.

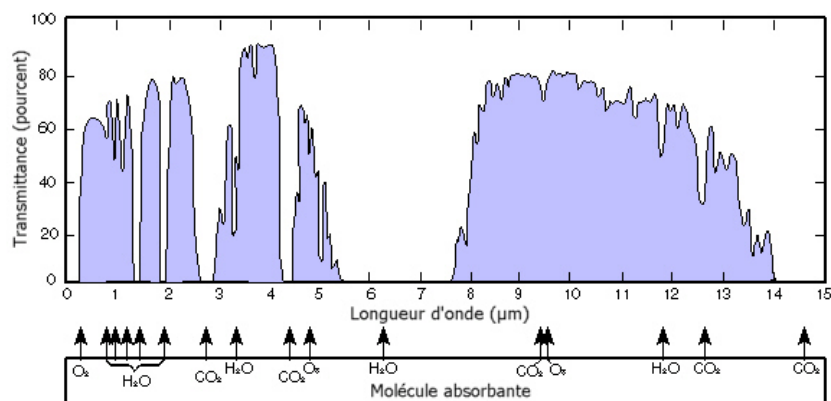


Figure 5 : Transmittance spectrale de l'atmosphère (E_{BOA}/E_{TOA}) entre 280 et 2400 nm.

Cette courbe montre la transmittance en fonction de la longueur d'onde, interrompue par différentes raies d'absorption dues à l'interaction entre des molécules ou des aérosols particuliers à une longueur d'onde précise. Plus précisément, l'ozone est responsable de l'absorption dans les longueurs d'onde de l'U.V., l'absorption par le di-oxygène crée le pic d'absorption à 761 nm et la vapeur d'eau est responsable des pics d'absorption dans le proche infrarouge (autour de 940 nm) jusqu'au moyen infrarouge (1130, 1400 et 1900 nm).

Les parties du spectre qui ne sont pas absorbées par l'atmosphère sont appelées fenêtres atmosphériques. C'est dans ces fenêtres qu'on peut détecter le signal significatif provenant de la surface et qui apporte de l'information sur la surface au sol.

2.2. Diffusion atmosphérique

La diffusion atmosphérique est une dispersion du rayonnement électromagnétique dans des directions aléatoires due aux gaz ou aux particules contenues dans l'atmosphère. Le niveau de diffusion dépend de la taille et de la densité des particules ou des molécules de gaz, de la longueur d'onde du rayonnement et de l'épaisseur d'atmosphère que le rayonnement doit traverser.

Le diamètre des particules, varie de (Girard, 1999) :

- 1 à 500 nm pour le noir de charbon, les sulfates, les nitrates.
- 0,5 à 50 μm pour les fumées industrielles, le brouillard, les poussières
- 10 à 100 μm pour les pollens, les cendres...
- 20 à 300 μm pour les nuages, la brume...
- 0,5 à 5 mm pour les gouttes de pluie

Il existe 3 types de diffusion: la diffusion de Rayleigh, celle de Mie et la diffusion non sélective.

La diffusion de Rayleigh se produit quand la taille des particules est plus petite que la longueur d'onde du rayonnement λ . Cette diffusion est surtout affectée sur des molécules gazeuses. Elle est proportionnelle à λ^{-4} . En effet, la lumière bleue ($\lambda = 450 \text{ nm}$) est diffusée 6 fois plus que la lumière rouge ($\lambda = 700 \text{ nm}$) (Girard, 1999). C'est cela qui explique la couleur bleue du ciel et la couleur rouge du Soleil quand il se trouve bas sur l'horizon.

La diffusion de Mie se produit quand la taille des particules est comprise entre $\lambda \cdot 10^{-2}$ et $\lambda \cdot 10^2$. Elle est surtout affectée par les aérosols et les gouttes d'eau. Elle est proportionnelle à λ^{-1} . Cette diffusion domine sous des ciels ennuagés. Elle est particulièrement importante près des sites industriels.

La diffusion non sélective se produit quand la taille des particules est bien supérieure à λ . Elle est surtout influencée par des "gros" aérosols et des "grosses" gouttes d'eau. La diffusion non sélective se manifeste dans toutes les longueurs d'onde et cela explique la couleur blanche des nuages.

3. Transfert radiatif dans l'eau

La variation d'énergie du rayonnement électromagnétique à travers un milieu peut être décrite par l'équation du transfert radiatif (RTE) (Chandrasekhar, 1960).

3.1. *Interface air-eau*

Selon les Lois de Snell-Descartes, quand le rayonnement solaire traverse l'atmosphère et atteint la surface de l'eau, une partie du rayonnement est réfléchi par la surface et l'autre partie est transmise par réfraction dans la colonne d'eau. Ce phénomène de réflexion-réfraction peut être décrit par les formules de Fresnel. Soit un rayonnement incident qui atteint la surface plate de l'eau avec un angle d'indient θ_i (Figure 6), l'angle du rayonnement réfléchi θ_r est égal à θ_i , et on peut calculer l'angle de réfraction θ_t si l'indice de réfraction de l'eau n_w est connu,

$$\sin \theta_i = n_w \cdot \sin \theta_t \quad (8)$$

La partie du rayonnement réfléchi directement par la surface de l'eau et la partie du rayonnement transmise dans l'eau peuvent être décrites par la réflectance et la transmittance de Fresnel.

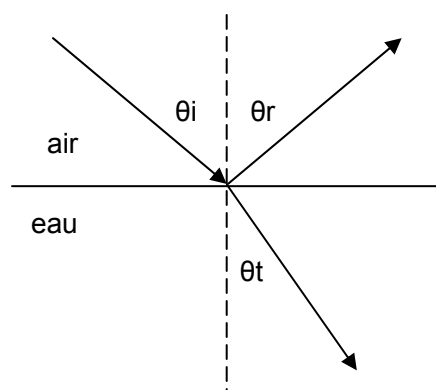


Figure 6 : Réflexion et réfraction à l'interface air-eau

Pourtant la Figure 6 ne permet pas de bien exprimer l'interaction du rayonnement au travers de l'interface air-eau, pour cela on introduit ci-après les fonctions du transfert de luminance qui peuvent décrire cette interaction radiative par 4 luminances.

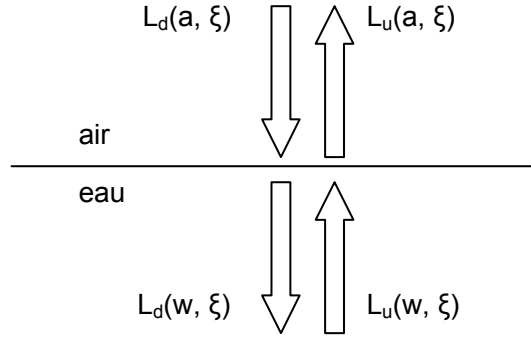


Figure 7 : Interaction du rayonnement à l'interface air-eau.

L'indice "d" signifie la direction descendante, l'indice "u" signifie la direction montante, le symbole "a" signifie dans l'air, le symbole "w" signifie dans l'eau, le symbole "xi" indique la direction de transmission d'un rayonnement.

Sur la Figure 7, on considère que l'interface air-eau est une couche plane de surface unité dS . Dans la direction ξ et le sens descendant, à une longueur d'onde particulière, la luminance dans l'air $L_d(a, \xi)$ va traverser l'interface. Dans l'eau, la luminance juste au dessous de l'interface est nommé $L_d(w, \xi)$. Dans la même direction ξ et en sens inverse, la luminance dans l'eau $L_u(w, \xi)$ va traverser l'interface. Dans l'air, la luminance ascendante juste au dessus de l'interface est nommée $L_u(a, \xi)$. Ces 4 luminances permettent de décrire l'interaction du rayonnement à l'interface air-eau par les équations suivantes,

$$L_u(a, \xi) = \int L_u(w, \xi') t(w, a, \xi' \rightarrow \xi) d\xi' + \int L_d(a, \xi') r(a, w, \xi' \rightarrow \xi) d\xi' \quad (9)$$

et

$$L_d(w, \xi) = \int L_u(w, \xi') r(w, a, \xi' \rightarrow \xi) d\xi' + \int L_d(a, \xi') t(a, w, \xi' \rightarrow \xi) d\xi' \quad (10)$$

La transmittance $t(w, a, \xi' \rightarrow \xi)$ décrit la proportion de luminance ascendante dans la direction ξ qui est transmise au travers de l'interface air-eau par la luminance ascendante juste en dessous de l'interface de direction ξ' . La réflectance $r(a, w, \xi' \rightarrow \xi)$ décrit la proportion de luminance ascendant dans la direction ξ qui est réfléchié par l'interface air-eau quand la luminance descendant, juste au dessus de l'interface, dans la direction ξ' atteint l'interface. De la même façon, la réflectance $r(w, a, \xi' \rightarrow \xi)$ décrit la proportion de luminance ascendante dans la direction ξ qui est réfléchié par l'interface air-eau quand la luminance ascendante juste en dessous de l'interface dans la direction ξ' atteint l'interface. La transmittance $t(a, w, \xi' \rightarrow \xi)$ décrit la proportion de luminance descendante dans la direction ξ qui est transmise au travers de l'interface air-eau par la luminance descendante juste au dessus de l'interface dans la direction ξ' .

Les équations (9) et (10) sont issues de la référence de Mobley (Mobley, 1994). Résoudre les équations de transfert radiatif à l'interface air-eau permet de calculer la valeur de transmittance et de réflectance de la lumière à une longueur d'onde donnée. Une fois la luminance incidente solaire $L_d(a,\xi)$ et la luminance ascendante sous l'eau $L_u(w,\xi)$ connues, on peut déduire la luminance descendante transmise dans l'eau et la luminance ascendante juste au dessus de l'eau.

Pour résoudre les équations de transfert radiatif à l'interface air-eau, il est nécessaire de connaître la rugosité de la surface de l'eau. On peut déduire la distribution des facettes en fonction de la vitesse du vent (Cox et Munk, 1954; Preisendorfer et Mobley, 1985).

3.2. Phénomène de réflexion spéculaire ou de sunglint

Le phénomène de réflexion spéculaire se produit quand l'angle zénithal d'incidence solaire est presque égal à l'angle zénithal du capteur et quand le capteur est situé à l'opposé du Soleil. Dans ce cas là, la surface marine affectée agit comme un miroir réfléchissant le soleil. La luminance du sunglint n'est alors composée que de la réflexion directe. Dans la Figure 2, la luminance L_G est alors égale à la luminance L_r en condition géométrique de sunglint. Désormais, L_{ref} sera utilisée pour représenter la luminance directionnelle par la réflexion directe de la surface marine. La taille de la région du sunglint et la valeur de sa luminance dépendent de l'angle d'incidence du soleil, de l'état du ciel et de l'état de la surface marine.

La luminance de la région du sunglint est très forte par rapport celle des autres régions qui ne sont pas contaminées par ce reflet. Cette forte valeur pourrait réduire la performance des algorithmes de récupération des produits de la couleur de l'océan ou même les rend impossible. Les études de la modélisation du sunglint (Cox et Munk, 1954; Ebuchi, 2002; Bréon et Henriot, 2006; Ottaviani *et al.*, 2008) permettent une prédiction de la zone du sunglint pour y masquer, ou d'appliquer des corrections spécifiques (Kutser *et al.*, 2009). ou d'autre application comme estimation de la vitesse du vent de la surface (Wald et Monget, 1983).

La Figure 8 présente la distribution de la luminance réfléchie directe par une surface marine plate à la longueur d'onde 442 nm. On utilise un système de coordonnées cylindriques pour présenter la luminance directionnelle en fonction de l'angle zénithal du capteur θ_c et de l'angle azimutal relatif entre le plan soleil-objet et le plan capteur-objet $\Delta\Phi$, $(\theta_c, \Delta\Phi)$. L'axe vertical indique la valeur de luminance, le centre du cercle représente la direction zénithale ($\theta_c=0^\circ$) pour observer l'objet, la distance horizontale entre un point (par exemple, x dans la figure) et la droite zénithale représente l'angle zénithal du capteur θ_c (entre 0° à 90°). On suppose que le plan soleil-objet est un plan perpendiculaire au cercle, passant par l'axe vertical et par le centre du cercle. L'angle au

centre par rapport au plan Soleil-Objet représente l'angle $\Delta\Phi$ (pouvant varier de 0 à 360° dans le sens de rotation anti-horaire).

Sur cette figure, l'angle zénithal solaire θ_s est égal à 30°. Comme la surface est plate, l'effet spéculaire se produit ($\theta_c=30^\circ$, $\Delta\Phi=180^\circ$). La valeur de L_{refl} dans cette direction est 100 fois supérieure à celles dans les autres directions. Cette forte valeur peut saturer le capteur radiométrique ce qui empêche de retrouver la luminance L_w dans le signal reçu (L_{TOA}) par le capteur.

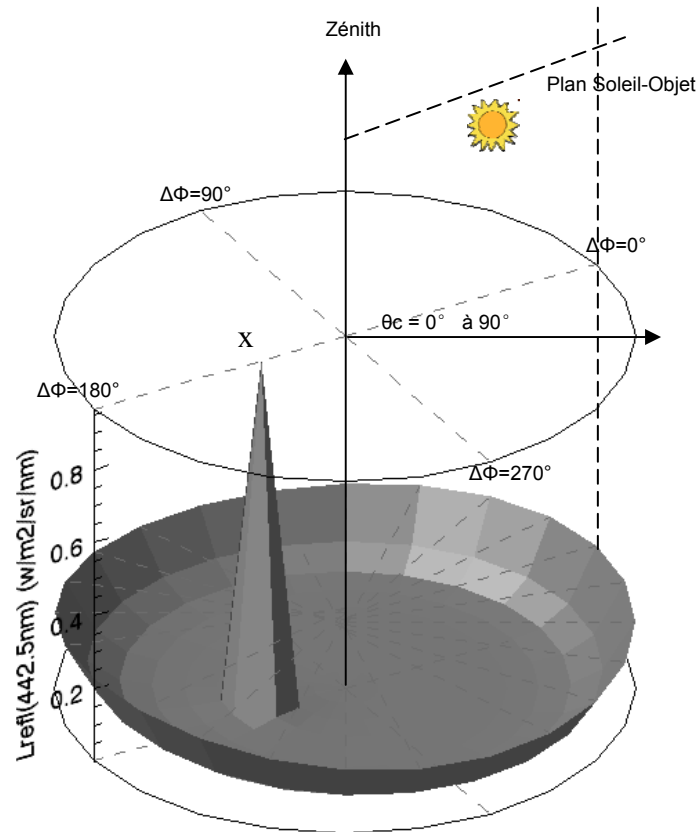


Figure 8 : Distribution de la luminance réfléchie directe par la surface L_{refl} à 442 nm avec une vitesse du vent $W_{spd} = 0$ m/s et un angle zénithal solaire $\theta_s = 30^\circ$. La luminance est modélisée par Hydrolight (Mobley, 1994).

3.3. Dans la colonne d'eau

Quand les photons parviennent à traverser l'interface air-eau et à pénétrer dans la colonne d'eau, leur propagation est influencée par l'absorption et la diffusion qui sont liées aux propriétés optiques de l'eau et de ses constituants.

Comme indiqué dans la Figure 9, un flux incident $\Phi_i(\lambda)$ traversant une couche d'eau d'épaisseur dz , voit une partie de son énergie absorbée, notée $\Phi_a(\lambda)$, une partie sera diffusée dans les autres directions, notée $\Phi_d(\lambda)$ et enfin une partie sera transmise dans la même direction, noté $\Phi_t(\lambda)$.

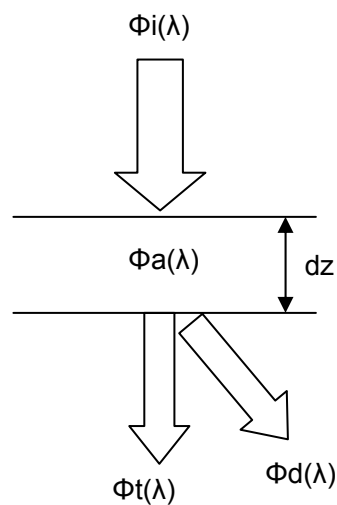


Figure 9 : Propagation du rayonnement dans l'eau

$$\Phi_i(\lambda) = \Phi_a(\lambda) + \Phi_d(\lambda) + \Phi_t(\lambda) \quad (\text{W nm}^{-1}) \quad (11)$$

On utilise le coefficient d'absorption spectrale $a(\lambda)$ pour décrire la propriété d'absorption de l'eau,

$$a(\lambda) = \frac{d}{dz} \left(\frac{\Phi_a(\lambda)}{\Phi_i(\lambda)} \right) \quad (\text{m}^{-1}) \quad (12)$$

On utilise le coefficient de diffusion spectrale $b(\lambda)$ pour décrire la propriété de diffusion de l'eau,

$$b(\lambda) = \frac{d}{dz} \left(\frac{\Phi_d(\lambda)}{\Phi_i(\lambda)} \right) \quad (\text{m}^{-1}) \quad (13)$$

Le coefficient d'atténuation spectrale $c(\lambda)$ est la somme du coefficient d'absorption et de diffusion,

$$c(\lambda) = a(\lambda) + b(\lambda) \quad (\text{m}^{-1}) \quad (14)$$

Pour décrire la distribution angulaire de la diffusion du rayonnement, on introduit le coefficient angulaire de diffusion, $\beta(\theta, \lambda)$, appelé en anglais (Volume Scattering Function, VSF) qui indique la proportion du rayonnement diffusé vers l'angle de diffusion θ . La distribution de diffusion angulaire est symétrique à l'angle azimutal par rapport à la direction incidente.

$$\beta(\theta, \lambda) = \frac{d^2}{dzd\Omega} \left(\frac{\Phi d(\lambda)}{\Phi i(\lambda)} \right) \quad (\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}) \quad (15)$$

Le coefficient de diffusion est l'intégrale de VSF dans toutes les directions,

$$b(\lambda) = \int \beta(\theta, \lambda) d\Omega = 2\pi \int_0^\pi \beta(\theta, \lambda) \sin \theta d\theta \quad (16)$$

L'intégrale de VSF dans toutes les directions inverses aux directions d'éclairement est appelée le coefficient de rétrodiffusion $b_b(\lambda)$,

$$b_b(\lambda) = 2\pi \int_{\pi/2}^\pi \beta(\theta, \lambda) \sin \theta d\theta \quad (\text{m}^{-1}) \quad (17)$$

On peut normaliser le coefficient angulaire de diffusion en divisant VSF par le coefficient de diffusion. Ce coefficient angulaire de diffusion normalisé est aussi appelé "fonction de phase", noté $\tilde{\beta}(\theta, \lambda)$,

$$\tilde{\beta}(\theta, \lambda) = \frac{\beta(\theta, \lambda)}{b(\lambda)} \quad (\text{sr}^{-1}) \quad (18)$$

Les coefficients d'absorption, de diffusion et d'atténuation, VSF et la fonction de phase, sont les propriétés optiques qui dépendent seulement de la nature du milieu intermédiaire, appelées "propriétés optiques inhérentes" (IOPs) (Preisendorfer, 1976).

Les propriétés optiques, qui dépendent non seulement de la nature du milieu mais aussi de la structure géométrique du champ de lumière ambiant, sont appelées "propriétés optiques apparentes" (AOPs). Le transfert du rayonnement dans la colonne d'eau ne dépend pas que strictement des IOPs mais dépend également des conditions de surface.

L'équation de transfert radiatif pour une luminance L , de longueur d'onde λ , qui traverse une couche horizontale d'eau à la profondeur z , dans la direction ξ , est décrite ci-dessous (Mobley, 1994):

$$\begin{aligned} \mu \frac{dL(z, \xi, \lambda)}{dz} = & -c(z, \lambda)L(z, \xi, \lambda) \\ & + \int L(z, \xi', \lambda) \beta(z, \xi' \rightarrow \xi, \lambda) d\xi' \\ & + S(z, \xi, \lambda) \end{aligned} \quad (19)$$

- Où μ est le cosinus de l'angle zénithal θ de la luminance L .
- Le terme $c(z, \lambda)L(z, \xi, \lambda)$ décrit l'atténuation de la luminance par l'absorption et la diffusion au travers de la couche d'eau.
- Le terme $\int L(z, \xi', \lambda)\beta(z, \xi' \rightarrow \xi, \lambda)d\xi'$ représente un gain de photons par la diffusion des luminances dans toutes les directions au travers de la couche d'eau, car une partie de la luminance provenant de la direction ξ' et ayant traversé la couche d'eau, est diffusée dans la direction ξ .
- Le terme $S(z, \xi, \lambda)$ est la fonction de source (Mobley, 1994). Elle représente un gain de photons par la diffusion inélastique (changement de longueur d'onde), comme la fluorescence, ou une vraie émission de lumière, comme la bioluminescence.

Par les méthodes numériques, on peut calculer la luminance dans l'eau dans n'importe quelle direction et pour n'importe quelle profondeur, à condition que la luminance incidente du ciel, la vitesse du vent à la surface et les IOPs, soient connues.

3.4. Propriétés Optiques de l'eau de mer

Comme présenté au paragraphe 3.3, les IOPs lient les constituants de l'eau à sa couleur. Puisque les IOPs ne dépendent que des constituants de l'eau, il est important d'étudier la relation entre les composants de l'eau de mer et les IOPs comme l'absorption et la diffusion pour mieux comprendre le comportement spectral de la couleur de l'océan de différents types d'eaux.

Une caractéristique importante des IOPs est qu'elles sont additives. Par exemple, on peut considérer que le coefficient d'absorption total est la somme des coefficients d'absorption des différents composants de l'eau. Les composants dans l'eau sont classés en fonction de leurs propriétés optiques. On considère que les IOPs sont liées aux 3 composants principaux : l'eau pure, les particules en suspension (le phytoplancton et les matières en suspension non algales) et les substances jaunes (la matière organique dissoute colorée (CDOM)).

Le spectre du coefficient d'absorption de l'eau de mer pure a été mesuré entre 200 et 800 nm par Smith et Baker (Smith et Baker, 1981) et les valeurs ont été mesurées à nouveau par Pope et Fry (Pope et Fry, 1997) entre 380 et 700 nm. Les propriétés sur la diffusion (coefficient de diffusion, coefficient de rétrodiffusion et fonction de phase) de l'eau pure ont été établies par Morel (Morel, 1974).

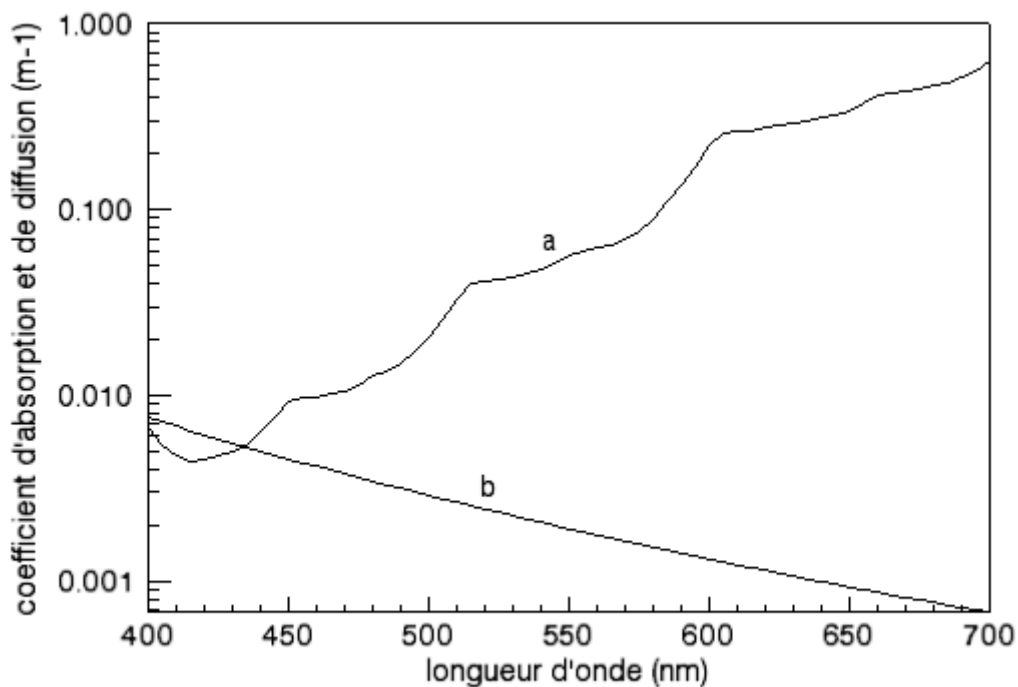


Figure 10 : Coefficient d'absorption (a) (Pope et Fry, 1997) et de diffusion (b) (Morel, 1974) de l'eau de mer pure

Si les propriétés optiques ne sont influencées que par le phytoplancton (et plus précisément par la chlorophylle), on parle des eaux du cas 1 (Morel et Prieur, 1977), sinon, on parle des eaux du cas 2. Les eaux du cas 1 (ou eaux du large) représentent environ 95% de l'océan mondial (Antoine, 1998) mais les eaux du cas 2 sont aussi importantes car elles se trouvent souvent sur les zones côtières et estuariennes.

Il est à noter que les modèles bio-optiques, pour les eaux du cas 1 et les eaux du cas 2 sont différents. Pour les eaux du cas 2, l'absorption et la diffusion des particules en suspension sont déterminées par la concentration de chlorophylle (Morel, 1988; Bricaud *et al.*, 1998; Morel et Maritorena, 2001) et l'absorption de CDOM (Bricaud *et al.*, 1981) est souvent corrélée avec la concentration en chlorophylle (Prieur et Sathyendranath, 1981). Pour les eaux du cas 2, l'absorption des particules en suspension n'est pas liée à la concentration en chlorophylle (Babin *et al.*, 2003b), l'absorption de la chlorophylle, des particules non algales et de CDOM doivent être calculées indépendamment (Bricaud *et al.*, 1995; Bowers *et al.*, 1996) et les propriétés de diffusion de particules sont différentes de celles du cas 1 (Montagner, 2001; Babin *et al.*, 2003a).

Les IOPs de l'eau de mer pure sont considérées invariantes et c'est donc les variations de la concentration en phytoplancton, en particules non algales et en CDOM qui changent la couleur de l'océan et donc sa réflectance de télédétection.

3.5. Influence des constituants de l'eau sur la couleur

Quand la concentration en chlorophylle augmente dans l'eau, la réflectance diminue dans le bleu (400 à 450 nm) et augmente dans le vert (550 à 600 nm) (Clarke *et al.*, 1970). La Figure 11 montre comment le spectre de $R(\lambda)$ varie en fonction de la concentration en chlorophylle dans les eaux du cas1. En zones océaniques, les pigments qui sont contenus dans le phytoplancton absorbent fortement les rayons bleus mais faiblement les rayons verts, ce qui a pour effet de donner à l'eau une teinte verte (Barale et Zibordi, 1994). Autrement dit, la teinte d'une surface est donnée par les rayons lumineux qu'elle n'absorbe pas.

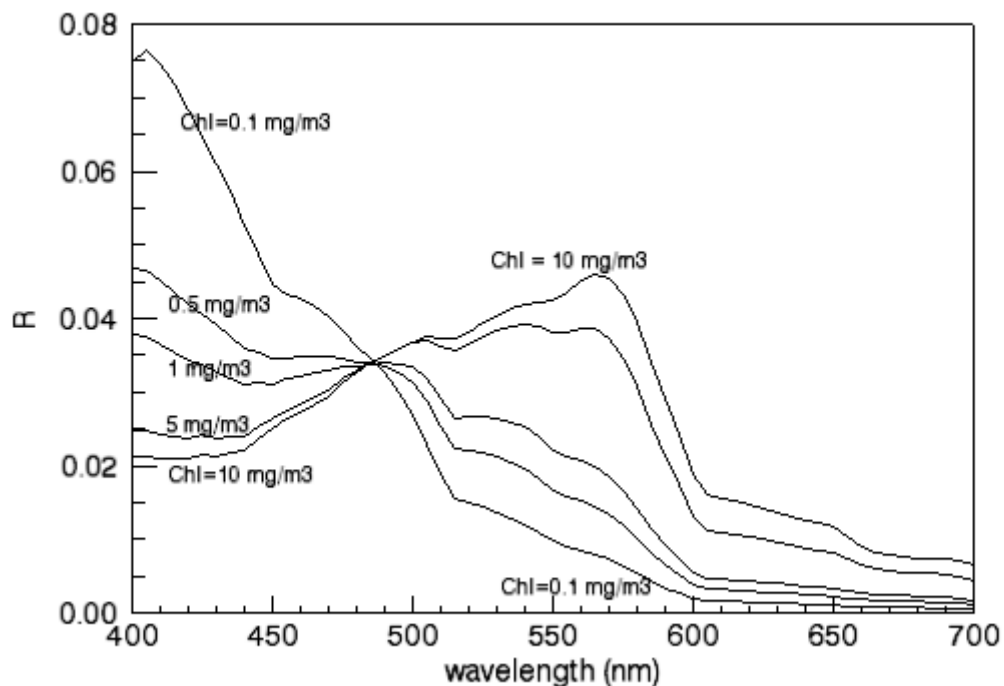


Figure 11 : Variation de la réflectance $R(\lambda)$ (modélisée par Hydrolight) en fonction de la concentration en chlorophylle (Chl)

En zones côtières, Sathyendranath *et al.* (Sathyendranath *et al.*, 1989) expliquent que la présence de sédiments et de substance jaune (matières organiques en suspension) est supérieure à celle du phytoplancton. Ces particules minérales en suspension sont constituées par des particules terrigènes apportées par les fleuves et par les sédiments remis en suspension par les courants, les vagues et la houle. Leur influence est prépondérante sur les zones côtières, sur les plateaux continentaux et sur les panaches fluviaux. La présence de ces matières en suspension entraîne une turbidité qui a pour effet d'accroître les phénomènes d'absorption et de diffusion (Bajjouk, 1996). Plus la concentration en particules terrigènes augmente et plus la

réflectance augmente dans toutes les longueurs d'onde, mais plus particulièrement dans le jaune, puis dans le rouge et le proche infrarouge (PIR) (Figure 12) (Froidefond et Doxran, 2004).

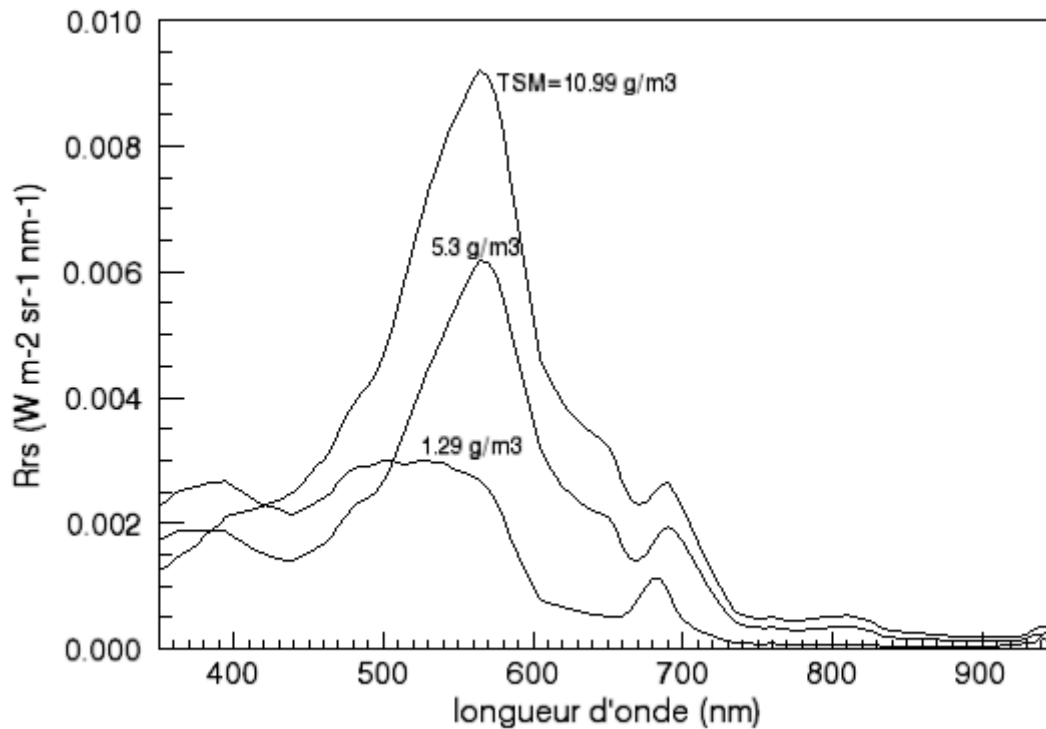


Figure 12 : Réflectance de télédétection $R_{rs}(\lambda)$ des eaux turbides en fonction de la concentration des matières en suspension (TSM, mg/m^3).

Les données ont été fournies par le laboratoire EPOC (OPTIC_MED 2008).

La substance jaune, provenant essentiellement du lessivage des terres, est due à la décomposition des végétaux. Elle est présente en concentration élevée dans les zones où les apports d'eau douce sont importants. Une partie provient également de la dégradation du phytoplancton in situ. La substance jaune a pour effet d'absorber les longueurs d'onde dans le bleu. Les comportements spectraux de la substance jaune en suspension peuvent être visualisés sur la Figure 13.

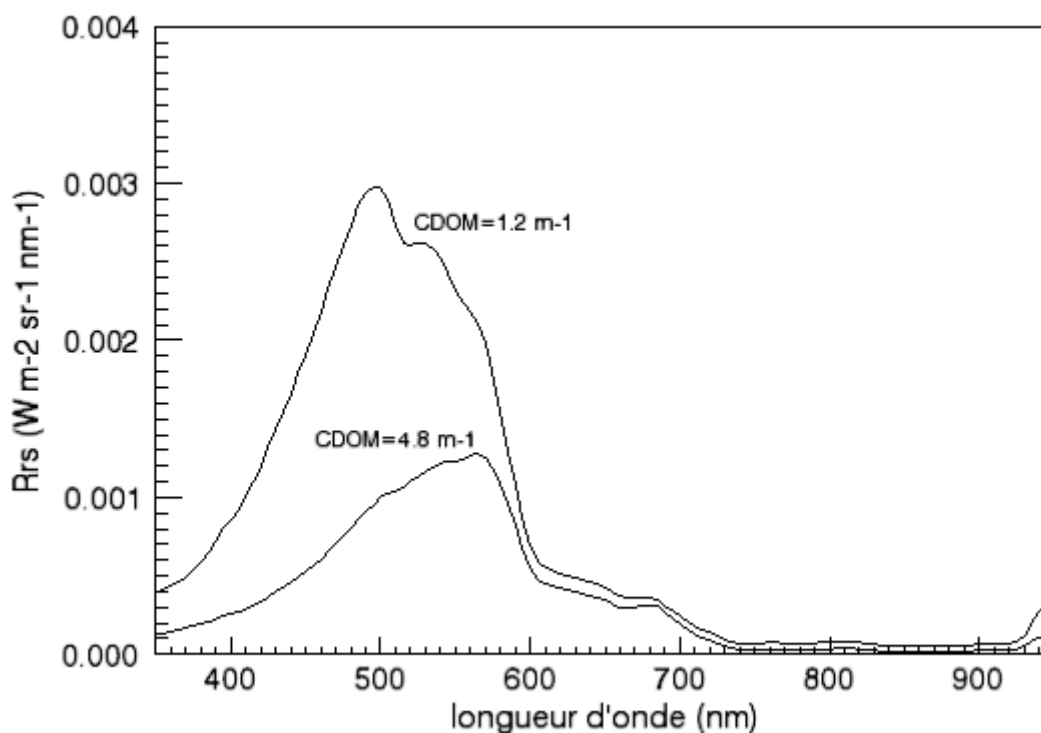


Figure 13 : Réflectance de télédétection en forte substance jaune (CDOM, m^{-1}).
Les données sont fournies par le laboratoire EPOC (OPTIC_CONGO 2005)

Plus la présence en CDOM est forte et plus la réflectance est atténuée sur tout le spectre.

3.6. Directionnalité de la réflectance de l'eau

Les études de Morel et Gentili (Morel et Gentili, 1991, 1993, 1996) ont montré que le champ de luminance émergeant de l'eau n'est pas isotrope et que cet effet bidirectionnel n'est pas négligeable. Le caractère de directionnalité dépend de la condition d'éclairement et des propriétés optiques de l'eau, validé par Voss et al., (Voss et al., 2003; Voss et al., 2007).

Le caractère de directionnalité est généralement décrit par la fonction Q , définie comme le rapport entre l'éclairement ascendant E_u et la luminance ascendante juste en dessous de la surface L_u (Austin, 1974):

$$Q = E_u(0^-, \theta_s) / L_u(0^-, \theta_c, \Delta\Phi) \quad (20)$$

Les études sur la modélisation de Q pour les eaux du cas 1 (Morel et Gentili, 1996; Morel et al., 2002) et du cas 2 (Loisel et Morel, 2001) ont été menées pour optimiser la correction atmosphérique et aussi pour mieux comprendre la relation entre les IOPs et la luminance. Notons qu'il n'est pas évident de décrire le facteur Q par une formule analytique. On obtient les valeurs

de Q en fonction des IOPs et des paramètres environnementaux par la simulation en résolvant les équations de transfert radiatif (Mobley *et al.*, 1993).

La Figure 14 présente le caractère de directionnalité de la réflectance de télédétection R_{rs} , présentée en coordonnées cylindriques. Le résultat montre que la distribution est anisotrope et symétrique par rapport au plan soleil-objet. La dépendance de R_{rs} en fonction de l'angle θ_s est aussi présentée.

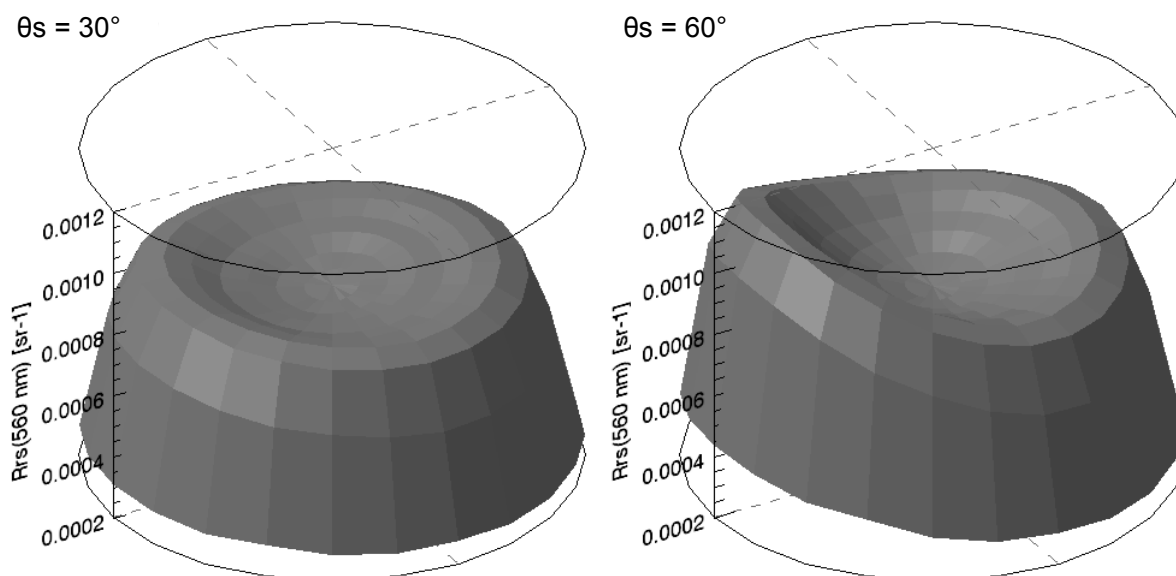


Figure 14 : Directionnalité de R_{rs} à 560 nm en coordonnées cylindriques, pour les 2 distributions d'angles solaires.

Les IOPs, W_{spd} et l'état du ciel sont identiques pour les 2 graphiques.

3.7. Influence du fond

Dans les eaux du cas 2, la couleur de l'océan peut éventuellement être influencée par le fond si la profondeur est faible (< 40 m) et l'eau suffisamment claire. Quand le spectre de réflectance de surface est influencé par la réflexion du fond, il peut induire une erreur sur l'estimation des constituants de l'eau pour les algorithmes qui considèrent la colonne d'eau infinie.

Les études sur l'effet du fond, permettent, d'un côté, de corriger l'erreur d'estimation due au fond, d'un autre côté, elles peuvent aussi permettre de cartographier les différents types de fonds marins et la bathymétrie (Bijaoui, 1995).

Quand on fait le calcul de transfert radiatif du rayonnement dans les eaux du cas 2, si c'est nécessaire, la réflectance du fond peut être utilisée comme une condition aux limites (Mobley, 1994).

4. Télédétection de la couleur de l'eau

L'océan recouvre 71% de la surface de notre planète. L'acquisition instantanée, la répétitivité et l'accessibilité rapide et mondiale sont les points forts du satellite pour l'observation des océans et des zones côtières.

4.1. Paramètres image

Les principales propriétés d'un capteur sont sa résolution spatiale, sa résolution spectrale, sa résolution temporelle. Concepts que nous allons définir dans ce paragraphe.

Résolution spatiale

La taille du pixel représente la taille, en largeur et en longueur, de la surface d'un détecteur projetée au sol qui correspond à un pixel de l'image. Elle dépend de deux facteurs : la distance capteur-surface (altitude) et l'angle solide des détecteurs. L'altitude dépend de la plateforme. Elle est considérée comme étant fixe dans le cas d'une plateforme satellite classique et variable dans le cas d'une plateforme aérienne. L'altitude C et l'angle solide d'un détecteur A permettent de déterminer le pas d'échantillonnage B de la surface observée pour chaque pixel de l'image (Figure 15).

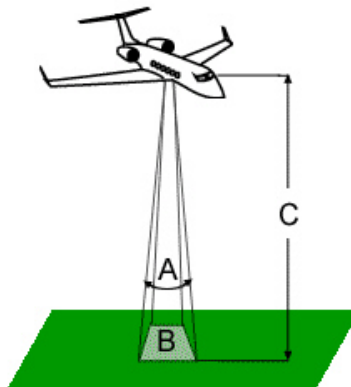


Figure 15 : Schéma d'une acquisition et grandeurs physiques déterminant la résolution spatiale. (A : angle solide d'un détecteur; B : pas d'échantillonnage; C : altitude du couple capteur/plateforme)

$$B = 2.C. \tan\left(\frac{A}{2}\right) \quad (21)$$

avec B le pas d'échantillonnage, C l'altitude et A l'angle solide d'un détecteur

La résolution spatiale ou le pouvoir séparateur représente la distance minimale entre deux objets au sol pour laquelle ces deux mêmes objets sont distincts dans l'image. Cette mesure prend en compte la qualité d'intégration de l'information spatiale par l'instrument. Cette qualité est mesurée

par la fonction de transfert de modulation (FTM) de l'instrument (réponse du système optique à une source ponctuelle). Si celle-ci est satisfaisante, l'image est très nette, il est possible de distinguer deux objets espacés d'une distance inférieure à la taille du pixel. Au contraire, si la FTM est peu satisfaisante, un flou dans l'image va apparaître. Un mélange de l'information provenant des pixels voisins est à l'origine de ce flou.

Par abus de langage, la résolution spatiale prend souvent le sens de pas d'échantillonnage.

Résolution spectrale

La résolution spectrale d'une image de télédétection est par abus de langage associé à plusieurs notions. En effet, la résolution spectrale définit à la fois le nombre de bandes spectrales, leurs positions et leurs largeurs respectives. La largeur de bande est intimement liée à la résolution spatiale car toutes les deux déterminent la quantité d'énergie qui parvient au détecteur. Une résolution spatiale fine associée à des bandes spectrales fines implique donc une quantité d'énergie mesurée faible et donc une sensibilité accrue au bruit (diminution du rapport signal sur bruit) ainsi qu'un pouvoir discriminant de l'information réduit. On différencie généralement les capteurs possédant un nombre réduit de bandes spectrales, appelés capteurs multispectraux (4-20 bandes environ), et les capteurs possédant un nombre important de bandes spectrales, appelés capteurs superspectraux (20-100 bandes) ou hyperspectraux (>100 bandes).

Les capteurs multispectraux utilisent en général un jeu de filtres pour décomposer le rayonnement incident alors que les capteurs super et hyperspectraux utilisent des réseaux capables de décomposer le spectre de façon quasi-continue.

Résolution temporelle

La résolution temporelle du capteur est la durée entre deux observations d'une même zone par le capteur. Elle est liée à l'orbite de la plateforme qui détermine sa fréquence de passage au dessus de chaque point du globe et à l'angle de champ du capteur. Pour les capteurs héliosynchrones, si l'angle de champ est important, la même zone peut être observée sur des traces différentes. Pour certains capteurs, la capacité à changer la direction d'observation permet de réduire la résolution temporelle. Pour un capteur géostationnaire, la résolution temporelle minimale est limitée au temps d'acquisition d'une image entière, mais peut être volontairement aussi fixée à 30 min ou 1 h pour limiter la quantité de données à stoker à bord.

Résolution radiométrique

La résolution radiométrique décrit la capacité d'un capteur de reconnaître la différence parmi de l'énergie électromagnétique. Plus la résolution radiométrique d'un capteur est fine, plus le capteur est sensible à de petites différences dans l'intensité de l'énergie reçue. La luminance reçue par le capteur pour chaque pixel dans l'image est conservée en format

binaire. La valeur est entre 0 et 2^n-1 , n est le nombre de bits utilisés pour stocker les données. On pourra augmenter la valeur de n pour améliorer la résolution radiométrique.

4.2. Historique des capteurs et leurs caractéristiques

Le 1^{er} capteur dédié à l'observation de la couleur de l'océan a été CZCS (Coastal Zone Color Scanner). Il a été embarqué sur le satellite Nimbus-7 et lancé en 1978 comme mission expérimentale. Le capteur a été conçu pour fonctionner pendant 1 an mais il est resté en service jusqu'à 1986. CZCS était un radiomètre multi-bandes de 6 canaux, à une résolution de 800 mètres. Les données de CZCS ont été utilisées pour cartographier la concentration en chlorophylle.

Après la fin de service de CZCS, il y a eu 10 ans de silence jusqu'au lancement du satellite IRS-P3 (Indien) en 1996 avec le capteur Modular Optoelectronic Scanner (MOS) développé par l'Etablissement de Recherche Aérospatiale Allemane (DLR). Un mois après, une copie de MOS a été lancée pour la mission PRIRODA (Russe) qui a installé le capteur MOS sur un module de la station spatiale MIR. Toujours en 1996, un autre capteur dédié à la couleur de l'océan, Ocean Color and Temperatur Scanner (OCTS, Japon), embarqué sur le satellite ADEOS (NASDA, Japon) a été lancé. Ce satellite a malheureusement cessé son activité 10 mois après son lancement. Ensuite, le capteur SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor), embarqué sur le satellite SeaStar (NASA), a été lancé en août 1997. Il fonctionne encore à ce jour.

D'après Antoine (Antoine, 1998), les 5 ans entre 1997 à 2002 constituent une "période d'essai". De nombreux instruments basés sur des principes différents et des caractéristiques variables ont été lancés pour tester des techniques et pour préparer le terrain au développement d'une nouvelle génération d'instruments. Pendant cette période, nous avons vu le lancement de capteur OCM (Ocean Colour Monitor, Inde), OSMI (Ocean Scanning Multispectral Imager, Corée), MERIS (MEdium Resolution Imaging Spectrometer, Europe), MODIS-Aqua (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, USA) et COCTS (Chinese Ocean Colour and Temperature Scanner, Chine).

Notons que certains capteurs de type radiomètre non dédiés à la couleur de l'océan sont utilisés pour le domaine marin car ils possèdent des bandes dans le visible. On utilise à la fois leurs données sur certains sites marins pour leur résolution spatiale, par exemple le satellite SPOT (Satellite Pour l'Observation de la Terre) ou pour leur résolution temporelle par exemple SERIVI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager).

Maintenant, la nouvelle génération d'instruments dédiés à la couleur de l'eau s'oriente dans 3 directions:

- les successeurs de capteurs multispectraux en orbite héliosynchrone, comme OLCI (Ocean Land Colour Instrument, Europe)
- les capteurs hyperspectraux en orbite héliosynchrone, comme HICO (Hyperspectral Imager for the Coastal Ocean, USA)
- les capteurs multispectraux en orbite géostationnaire, comme GOCI (Geostationary Ocean Color Imager, par l'agence spatiale coréenne), ou OCAP (étude menée par le CNES).

On présente dans le Tableau 1 les paramètres des capteurs passés ou encore opérationnels, dédiés à la couleur de l'eau.

Tableau 1 : Caractéristiques des capteurs passés et actuels

	CZCS	OCTS	SeaWiFS
plate-forme	Nimbus-7	ADEOS-1	OrbView-2
Agence	NASA	NASDA	OSC/NASA
Début d'opération	Oct. 1978	Août 1996	Sep. 1997
Fin d'opération	Juin 1986	Juin 1997	-
Inclinaison (°)	99.3	98.6	98.2
Altitude (km)	955	805	705
Type de détecteur	CCD	CCD	CCD
Résolution spatiale au nadir (m)	825	700	1100
Résolution temporelle	17 j	3 j	1 j
centre des bandes concernant la couleur de l'océan et largeur des bandes (nm)	443 (20) 520 (20) 550 (20) 670 (20) 750 (100)	412 (20) 443 (20) 490 (20) 510 (20) 565 (20) 670 (20) 765 (20) 865 (20)	412 (20) 443 (20) 490 (20) 510 (20) 555 (20) 670 (20) 765 (20) 865 (20)

	MODIS (Aqua)	MERIS	GOCI
plate-forme	EOS-AM1	Envisat	COMS
Agence	NASA	ESA	KARI/KORDI
Début d'opération	Mai 2002	Mars 2002	Juin 2010
Fin d'opération	-	-	-
Inclinaison (°)	98.2	98.6	Non
Altitude (km)	705	800	36000
Type de détecteur	CCD	CCD	CMOS
Résolution spatiale au nadir (m)	1000	300	500
Résolution temporelle	1 j	3 j	1 heure
centre des bandes concernant la couleur de l'océan et largeur des bandes (nm)	412 (15) 443 (10) 488 (10) 531 (10) 551 (10) 667 (10) 678 (10) 748 (10) 870 (15)	412.5 (10) 442.5 (10) 490 (10) 510 (10) 560 (10) 620 (10) 665 (10) 681.25 (7.5) 708.75 (10) 778.75 (15) 865 (20) 885 (10) 900 (10)	412 (20) 443 (20) 490 (20) 555 (20) 660 (20) 680 (10) 745 (20) 865 (40)

On peut remarquer que la résolution spatiale et la résolution spectrale des capteurs héliosynchrones ont été améliorées (MeRIS : 300 m, 15 bandes spectrales, MODIS : 500 m, 9 bandes), mais pas la résolution temporelle qui reste limitée par la géométrie de l'orbite. Seul le capteur GOCI, fournit une bonne résolution temporelle du fait que son orbite soit géostationnaire.

4.3. Algorithmes validés pour la couleur de l'eau

4.3.1. Estimation du phytoplancton

Le phytoplancton est l'ensemble des espèces de plancton autotrophes vis-à-vis du carbone par la photosynthèse. C'est le 1^{er} maillon de la chaîne alimentaire de l'océan, il est à la base de la production primaire. Comme il contient de la Chlorophylle, avec des méthodes d'inversion, on peut estimer la concentration en chlorophylle par l'observation de la couleur de l'océan afin établir la carte de biomasse phytoplanctonique.

L'estimation de la concentration en chlorophylle a été l'application la plus utilisée en télédétection de la couleur de l'eau. De nombreux algorithmes empiriques ou semi-empiriques de la couleur de l'océan ont été développés pour les eaux du cas 1. Comme la variation de la couleur de l'océan

dans les bandes bleue et verte est influée par la variation du phytoplancton dans les eaux du cas 1, ces algorithmes sont souvent basés sur le rapport des bandes bleu-verte (Clark, 1981; Gordon *et al.*, 1983; O'Reilly *et al.*, 1998; O'Reilly *et al.*, 2000; Loisel *et al.*, 2002; Morel et Antoine, 2007). Les algorithmes d'estimation de la concentration en chlorophylle dans les eaux du cas 2 sont en plein développement. Il est plus difficile d'estimer la chlorophylle dans les eaux du cas 2 à cause de la complexité des constituants de l'eau (Gin *et al.*, 2002; Gohin *et al.*, 2002; Gohin *et al.*, 2008) et du fait que le CDOM ne co-varie pas avec le phytoplancton (Carder *et al.*, 1999). Pour les zones côtières peu profondes, Cannizzaro et Carder ont développé une méthode d'estimation en tenant compte de l'influence du fond sur la couleur de l'eau (Cannizzaro et Carder, 2006). Des méthodes utilisant les réseaux de neurones sont aussi utilisées pour estimer la chlorophylle pour les eaux du cas 2 (Doerffer et Schiller, 2007; Vilas *et al.*, 2011).

4.3.2. Estimation des matières en suspension

Dans les zones côtières, les panaches turbides sont nettement visibles sur les images satellitaires, par la forte concentration des matières en suspension (Froidefond et Doxran, 2004). L'estimation de la concentration en SPM (Suspended Particulate Matter) ou la turbidité permet de donner un indicateur sur la qualité de l'eau.

Les algorithmes d'estimation de la SPM ou de la turbidité sont souvent basés sur la relation entre les mesures de concentration *in situ* et la valeur de réflectance (R ou R_{rs}) dans les bandes verte, rouge ou PIR (Tassan, 1994; Doxaran *et al.*, 2002; Doxaran *et al.*, 2003) ou même avec une seule bande (Froidefond *et al.*, 1999; Nechad *et al.*, 2010).

En zone côtière, où les zones à observer sont plus petites et l'évolution temporelle des phénomènes plus rapide que dans les eaux du large (comme en cas d'inondations par exemple), la télédétection exige une meilleure résolution spatiale et temporelle par rapport à la télédétection. Les applications de télédétection en zones côtières utilisent souvent des capteurs en haute résolution spatiale comme MeRIS, MODIS, SPOT (Froidefond *et al.*, 1991; Froidefond *et al.*, 2002; Doxaran, *et al.*, 2003; Binding *et al.*, 2005; Petus *et al.*, 2010).

Neukermans *et al.* (Neukermans *et al.*, 2009) ont montré qu'il est faisable d'estimer la TSM (Total Suspended Matter) à partir des données du capteur SEVIRI, capteur géostationnaire embarqué sur le satellite Météosat. Le résultat est corrélé avec le résultat obtenu par MODIS et surtout, il peut fournir une résolution temporelle satisfaisante (15 min). Mais comme ce capteur possède peu de bandes dans les visibles, son utilisation reste très limitée dans le domaine de la couleur de l'océan. Une méthode de fusion serait peut être à envisager entre MODIS (ou MeRIS) et Météosat pour fournir des cartes de TSM à bonnes résolutions spatiale et temporelle.

4.3.3. Estimation de la bathymétrie

Comme l'eau absorbe plus ou moins la lumière en fonction de la profondeur, un même type de fond aura des couleurs différentes en fonction de la profondeur. On peut donc utiliser cette propriété pour estimer la profondeur à condition que celle-ci soit limitée (<40 m) (pour avoir une influence sur la réflectance de surface) et que l'eau soit assez claire pour permettre à la lumière réfléchiée par le fond de remonter à la surface (Minghelli-Roman *et al.*, 2007).

La modélisation qui décrit la réflectance de surface en fonction de la profondeur, de l'atténuation diffuse, de la réflectance de l'eau et du fond, est donnée par (Maritorea *et al.*, 1994).

$$\rho_s(\lambda) = [\rho_f(\lambda) - \rho_e(\lambda)] e^{-2k(\lambda)z} + \rho_e(\lambda) \quad (22)$$

Où ρ_s est la réflectance de surface, ρ_f est la réflectance du fond, ρ_e est la réflectance de l'eau profonde, k est l'atténuation diffuse de la colonne d'eau et z est la profondeur.

On utilise l'équation (22) pour estimer la profondeur à partir de ρ_s dans 2 longueurs d'onde différentes (Philpot, 1989).

4.3.4. Autres paramètres mesurables depuis l'espace

Dans le rapport CEO (Durand *et al.*, 1999), de nombreux algorithmes classiques de qualité de l'eau sont décrits pour estimer la température ou les IOP de l'eau. La majorité d'entre eux sont basée sur des polynômes de bandes ou de rapport de bandes. Mais d'autres algorithmes, plus élaborés, sont capables d'estimer le coefficient d'atténuation diffuse K_d et le coefficient d'atténuation diffuse de l'éclairement pour la photosynthèse K_{PAR} (Mueller, 2000; Werdell et Bailey, 2005). L'éclairement pour la photosynthèse (PAR) (Frouin *et al.*, 2003; Frouin et Murakami, 2007), le Carbone organique particulaire (POC) (Stramski *et al.*, 1999) sont aussi des produits dérivés de la couleur de l'océan.

Ces algorithmes sont déjà utilisés avec la plupart des données de « couleur de l'eau » actuelles comme MERIS, et sont maintenant proposés pour de futures missions comme OLCI sur Sentinel-3.

Certains algorithmes pourront aussi être adaptés à des capteurs géostationnaires dédiés à la couleur de l'eau. C'est ce que nous montrerons dans le chapitre 4, en testant l'algorithme OC4 sur les images géostationnaires simulées.

5. Capteurs géostationnaires

5.1. *Météosat*

Le programme Météosat fait partie du système mondial d'observation de l'atmosphère mis en place par l'Organisation Météorologique Mondiale au milieu des années 1970. Un ensemble de 5 satellites météorologiques en orbite géostationnaire, qui se situent à différentes longitudes permet d'assurer un suivi global de la planète. Leurs observations d'anticyclones, dépressions atmosphériques, masses nuageuses permettent d'élaborer des bulletins météorologiques. Leurs données sont également essentielles pour anticiper les phénomènes violents tels que les ouragans, les tempêtes ou les inondations.

Le premier Météosat a été lancé en 1977. Météosat-7 a été lancé en 1997 et est encore en service pour fournir des images sur l'océan indien.

Météosat de seconde génération (MSG) correspond à une série de 4 satellites météorologiques géostationnaires, issue d'une coopération entre EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites) et l'agence spatiale européenne (ESA). Deux MSG, Météosat-8 et Météosat-9 ont été lancés en 2002 et 2005,

En 2010, l'ESA a signé le contrat pour la réalisation de Météosat de Troisième Génération (MTG) avec Thales Alenia Space, basé au Centre spatial de Cannes Mandelieu, déjà constructeur de Météosat première et seconde génération. Une série de 6 satellites est prévue pour cette 3^{ème} génération de Météosat. La configuration orbitale de MTG consiste à placer 2 satellites en position parallèle sur l'orbite géostationnaire dont un est la plate-forme d'imageur (MTG-I) est l'autre est la plate-forme de sondeur (MTG-S). MTG porte plus de capteurs par rapport aux 2 précédentes générations de Météosat.

Le premier instrument radiométrique des Météosat est MVIRI (Meteosat Visible and InfraRed Imager), embarqué sur tous les Météosat de première génération. Son acquisition d'images est réalisée par le balayage de la Terre d'Est en l'Ouest et du Sud au Nord. Le balayage d'Est en l'ouest est obtenu par la rotation du satellite à 100 tours par minute autour d'un axe parallèle à l'axe Nord-Sud de la Terre. Le balayage du Sud au Nord est obtenu par un décalage pas à pas du pointage du télescope radiométrique. Ce système d'acquisition est aussi utilisé par le radiomètre de MSG : le SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) mais pas pour le radiomètre FCI (Flexible Combined Imager) de MTG. Avec le système rotation de Météosat de première et seconde génération, l'instrument était pointé pendant 95% du temps, vers l'espace ce qui ne permettait pas d'augmenter la résolution temporelle. Les capteurs de MTG seront placés

sur les plate-formes stabilisées selon les 3 axes en orbite GEO et ce système permettra donc aux instruments de MTG de pointer en permanence vers la Terre et donc d'augmenter la résolution temporelle.

Tableau 2 : Imageurs embarqués sur les satellites Météosats.

(<http://www.eumetsat.int/Home/Main/Satellites/index.htm?l=en>)

	MVIRI	SEVIRI	FCI (Flexible Combined Imager)
Plate-forme	Météosat 1 à 7	MSG	MTG
Résolution spatiale (km)	2.5 (VIS*) 5 (IR*)	1 (HRV*) 3	1 (VIS, PIR*) 2 (IR)
Résolution temporelle (min)	30	15	2.5 – 10
Bandes spectrales (µm)	VIS: 0.45 – 1.0 IR: 5.7 – 7.1 VE: 10.5 – 12.5	HRV: 0.5 – 0.9 VIS: 0.6 – 0.7 0.7 – 0.9 PIR: 1.5 – 1.8 IR: 3.5 – 4.4 5.3 – 7.1 6.8 – 7.9 8.3 – 9.1 9.4 – 9.9 9.8 – 11.8 11.0 – 13.0 12.4 – 14.0	VIS: 0.414 – 0.474 0.490 – 0.530 0.615 – 0.665 0.845 – 0.885 0.904 – 0.924 PIR: 1.365 – 1.395 1.585 – 1.635 2.000 – 2.500 IR: 3.600 – 4.000 VE: 5.800 – 6.800 7.150 – 7.600 IR: 8.500 – 8.900 9.510 – 9.810 10.150 – 10.85 12.050 – 12.550 13.000 – 13.600

VIS*: Visible, HRV* : Visible en haute résolution, IR*: Infra rouge, PIR* : Proche Infra rouge, VE*: Vapeur d'eau

On remarque sur ce tableau que les progrès effectués dans le domaine des instruments ont permis l'amélioration de la résolution de 2.5 à 1 km entre Météosat et MTG, l'augmentation de la fréquence d'acquisition de 30 à 2.5 min et l'augmentation du nombre de bandes de 3 à 16.

Cependant, ces bandes ne sont pas adaptées à la couleur de l'eau. Seul SEVIRI a permis, grâce à la bande du visible (0.6-0.7 µm), d'estimer les MES dans l'eau.

5.2. Apport du géostationnaire par rapport à l'héliosynchrone

Jusqu'au présent, les missions de couleur de l'océan utilisent plutôt des capteurs embarqués sur les satellites en orbites de basse (LES). Aujourd'hui ces capteurs sont capables de fournir des images de moyenne résolution spatiale (MERIS 300 m). L'amélioration des résolutions spatiales et spectrales pour ce type de capteur est technologiquement possible mais l'amélioration de la résolution temporelle est plus difficile, car la période de revisite d'un satellite

LEO est limitée par sa rotation autour de la Terre. Si on voulait acquérir plusieurs images sur une même zone dans une même journée, il faudrait lancer plusieurs satellites héliosynchrones.

Le premier problème est que parfois la dynamique temporelle du phénomène est supérieure à la fréquence de revisite du satellite. En effet, certains phénomènes ont des cycles diurnes comme la variation cycliques de quantité de particules organiques observée par Claustre et al., (Claustre *et al.*, 1999; Claustre *et al.*, 2002). Cette variation résulte de la production durant le jour et de la dégradation durant la nuit de la matière organique. Ces phénomènes cycliques ne peuvent pas être suivis par des capteurs qui ont une fréquence d'acquisition de 3 jours.

Des phénomènes occasionnels (comme l'efflorescence algale) ou accidentels (comme une crise anoxique) ne peuvent pas être détectés avec un seul instrument héliosynchrone au début du phénomène car encore la fréquence d'acquisition est trop basse, on « rate » le début du phénomène.

La Figure 16 présente des images MERIS consécutives acquises durant une crise anoxique, conséquence de l'eutrophisation de l'étang de Thau en 2003 (Minghelli-Roman *et al.*, 2011) et de conditions météorologiques particulières (fortes températures, absence de vent). Ces images montrent que l'image satellitaire de «couleur de l'eau» à moyenne résolution spatiale (300 m) est sensible au phénomène accidentel (tache blanche dans l'eau) mais que le capteur ne permet pas de suivre avec précision le phénomène dans le temps à cause de sa basse résolution temporelle.

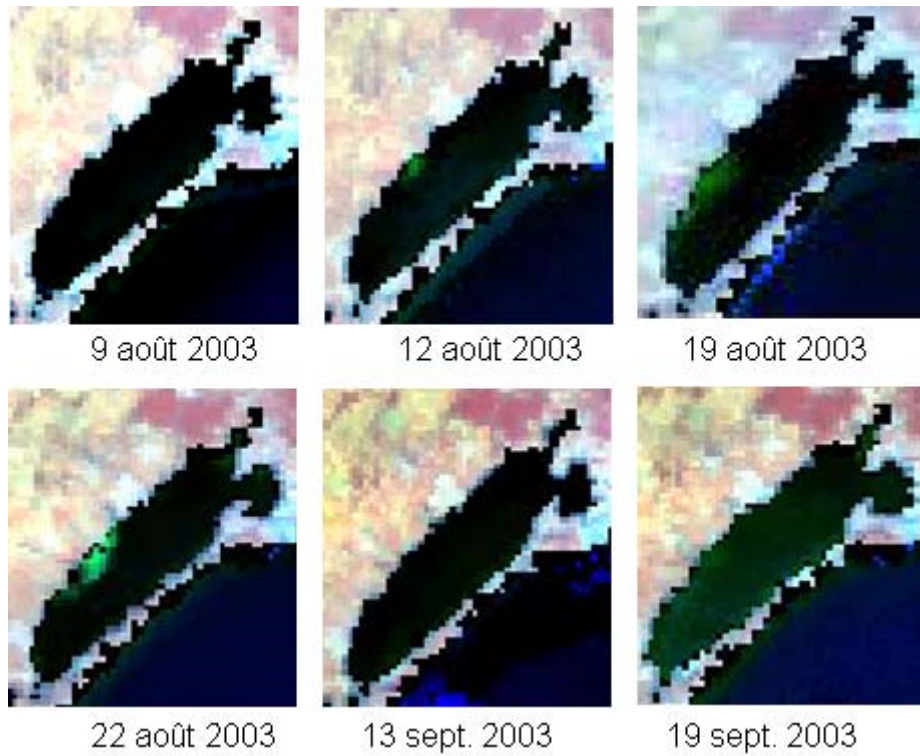


Figure 16 : Images MERIS acquises durant la crise anoxique à l'étang de Thau en 2003
(Minghelli-Roman, *et al.*, 2011)

Neukermans *et al.* (Neukermans, *et al.*, 2009) ont présenté l'observation de la variation diurne de TSM dans la Mer du Nord par le capteur GEO, SEVIRI (Figure 17).

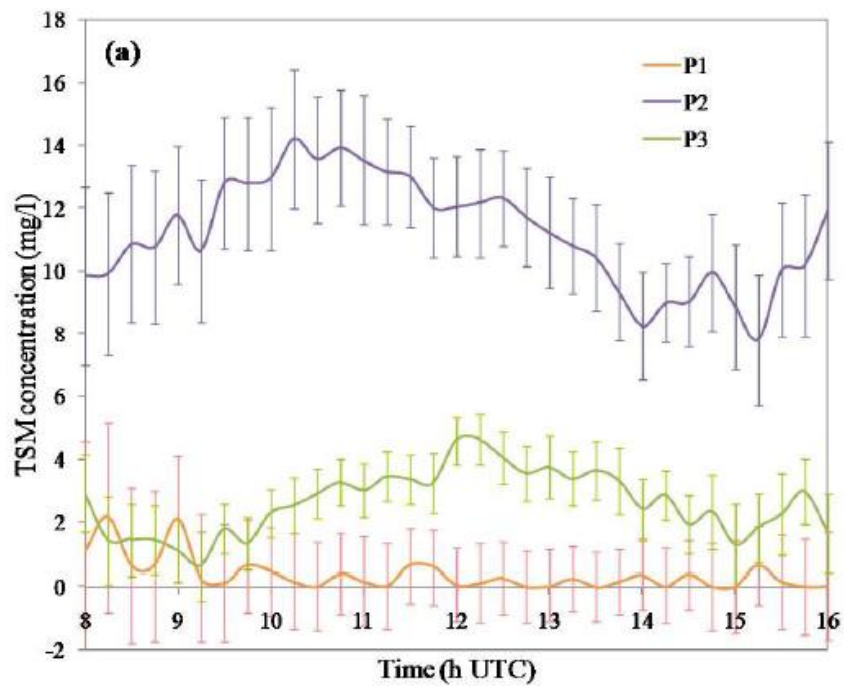


Figure 17 : Variation diurne de TSM dans les zones côtières mesurée par SEVIRI (Neukermans, *et al.*, 2009)

Cette figure montre que la concentration en TSM varie au cours de la journée et qu'un capteur géostationnaire permet de suivre cette évolution temporelle. Si on voulait effectuer cette observation de l'orbite héliosynchrone, il serait nécessaire de disposer d'une constellation de satellites pour obtenir une image toutes les 15 minutes.

Deux autres problèmes sont liés à la qualité des images affectée par la présence de nuages et par l'effet spéculaire (sunglint).

Dans les régions tropicales, la probabilité d'obtenir une image sans nuage est faible. Si des nuages couvrent la zone, on ne peut qu'attendre le prochain passage plusieurs jours après. Si une image est acquise toutes les heures, la probabilité d'acquérir une image sans nuage augmente.

En ce qui concerne l'effet spéculaire, il apparaît quand la surface de l'eau agit comme un miroir et renvoie la quasi-totalité du rayonnement vers le capteur. La forte luminance dans la zone Sunglint va amplifier l'erreur de correction atmosphérique, et peut aussi saturer le capteur. Pour le satellite LEO, qui passe toujours à la même heure sur une même zone, si la position du Soleil crée l'effet spéculaire, le système ne pourra jamais être évité sur cette zone. La Figure 18 présente une image du capteur LEO MerIS, sur la Nouvelle Calédonie, qui est affectée par des nuages (pixels blancs) et une image du capteur MODIS, sur Hawaii qui est affectée par le sunglint (zone claire qui masque la couleur bleue de l'océan).

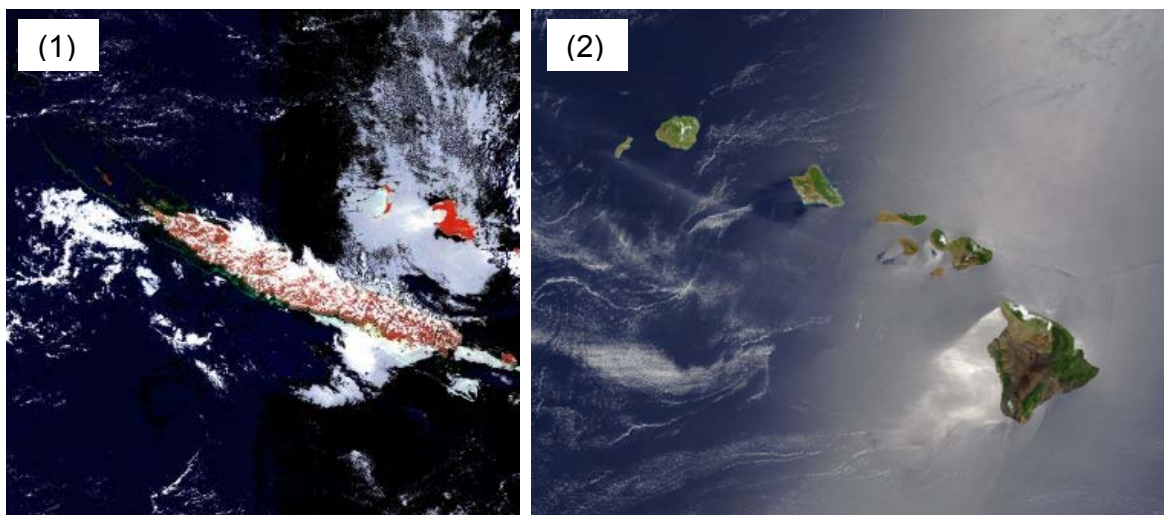


Figure 18 : (1) Image MERIS sur la Nouvelle Calédonie, affectée par des nuages (pixels blancs), (2) Image MODIS sur Hawaii, affectée par le sunglint (zone claire)

5.3. GOCI

L'Agence Spatiale de la République de Corée a lancé sur la plateforme COMS-1 en juin 2010, le premier capteur géostationnaire de couleur de l'océan, GOCI, développé pour observer la couleur de l'eau à partir d'une plateforme géostationnaire. Cette mission a été conçue pour améliorer les observations en orbite basse en fournissant une haute fréquence d'acquisition. GOCI fournit des images multispectrales pour détecter, suivre, quantifier et prédire les changements à courts termes en zones côtières et au large. La résolution spectrale est de 8 bandes du visible au proche infrarouge avec une couverture locale (GAC) de 2500 x 2500 km² autour de la péninsule coréenne avec une résolution spatiale de 500 m et une répétitivité temporelle de 1 heure. Le rapport signal sur bruit est défini pour chaque bande au dessus de 1000. Pour chaque vue, 2 images sont acquises avec des gains différents pour construire des images non saturées : haut gain pour l'eau qui produit une luminance faible et faible gain pour les nuages produisant une forte luminance.

L'électronique à bord numérise le signal pour les 2 gains avec 12 bits. Pour réduire les données à transmettre, l'unité électronique sélectionne les pixels à transmettre: fort gain si le capteur n'est pas saturé, faible gain dans le cas opposé. La précision radiométrique est obtenue en calibrant en vol sur la lumière du Soleil à l'aide d'un diffuseur.

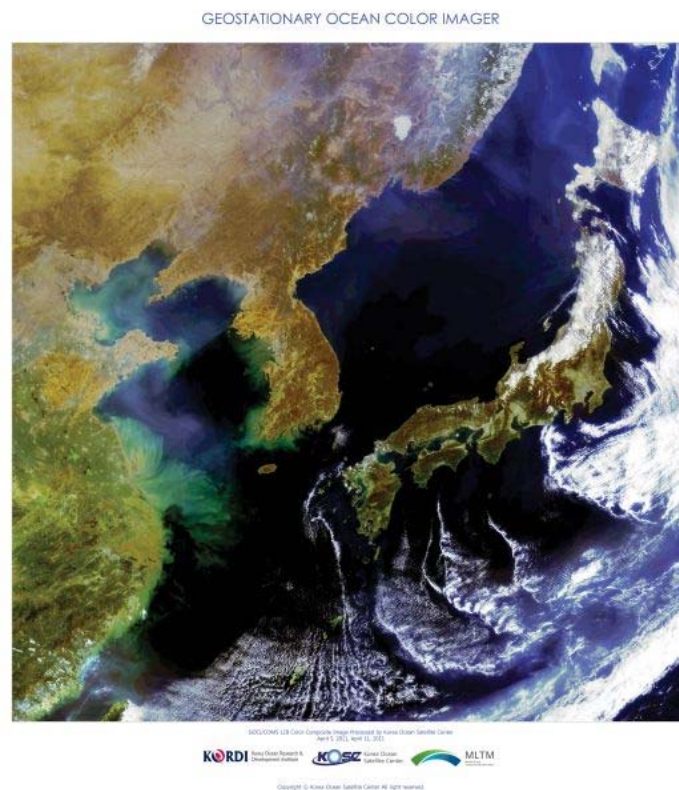


Figure 19 : Image GOCI acquise en Avril 2011

5.4. OCAPI

Au 13^{ème} comité annuel de l'IOCCG (International Ocean Color Coordinating Group), qui a eu lieu à Paris en février 2008, plusieurs agences spatiales ont placé en priorité l'observation de la couleur de l'eau depuis l'orbite géostationnaire. Le CNES a alors lancé une activité R&D pour une mission GEOCO (GEO Satellite for Ocean Colour), ISRO (l'agence spatiale indienne) a planifié un imageur à haute résolution (HR-GEO), et KARI (agence spatiale coréenne) a prévu de lancer leur Geostationary Ocean Color Imager (GOCI) sur COMS-1 satellite en 2009 (il a été lancé en 2010). Le comité de l'IOCCG a alors constitué un nouveau groupe de travail pour adresser des recommandations, coordonner et encourager des collaborations autour de ce sujet.

En 2010 un projet de mission géostationnaire «couleur de l'eau» a été proposé à l'Agence Spatiale Européenne en 2010 par des laboratoires internationaux (France, Italie, Allemagne, Belgique, Afrique du Sud, USA). Il s'agit du capteur OCAPI (Antoine, 2010) qui permettrait un suivi diurne de la couleur de l'eau en océan et la distribution des produits dérivés. Les caractéristiques proposées sont une moyenne résolution spatiale comprise entre 100 et 500 m, un nombre de bandes compris entre 10 et 18 bandes et une fréquence d'acquisition de 30 min à 1 h pour une couverture globale du disque terrestre (GAC) et non locale (LAC) comme GOCI. Le satellite serait localisé à une longitude comprise entre 10° Est et 10° ouest sur l'orbite géostationnaire pour observer l'Océan Atlantique, l'Océan Indien, la Mer du Nord la Mer Rouge et la Méditerranée. Malheureusement, cette proposition n'a pas été retenue par l'ESA mais ce sujet fait encore l'objet de recherches financées par le CNES auprès des instituts de recherche et des industriels qui espèrent voir ce projet se concrétiser au cours des 10 prochaines années.

6. Conclusion

Nous avons présenté dans ce chapitre le principe de la télédétection de la couleur de l'océan, le transfert du radiatif dans le milieu marin et dans l'atmosphère, les caractéristiques des principaux capteurs dédiés à la couleur de l'océan ainsi que l'apport de l'orbite géostationnaire.

Le projet de lancer un futur satellite géostationnaire dédié au domaine marin entraîne le besoin de simuler les images du futur capteur pour prévoir les différents scénarios possibles que le capteur rencontrera une fois lancé. Cette étude s'adresse aussi bien aux fabricants, pour spécifier le futur capteur qu'aux futurs utilisateurs pour mettre au point les futurs algorithmes d'exploitation. Nous avons donc développé un simulateur d'images géostationnaires générique pour la couleur de l'eau (cas 1 et cas 2) que nous présentons au chapitre suivant.

Chapitre 2

Simulateur d'images géostationnaires

Dans ce chapitre, nous présentons tout d'abord l'intérêt de disposer d'un simulateur d'images avant le lancement d'un capteur. Ensuite nous présentons les différentes approches possibles et adoptées dans la bibliographie. Enfin, nous présentons notre simulateur d'images géostationnaires générique pouvant simuler (à condition de disposer des entrées compatibles) différentes résolutions spatiales, spectrales et temporelles.

Un simulateur d'images a pour objectif de modéliser la chaîne d'acquisition depuis le paysage au sol jusqu'à la réception de l'image par l'utilisateur en passant par le transfert atmosphérique et l'acquisition par l'instrument. Cela requiert une connaissance parfaite de l'instrumentation (spécifications techniques), mais surtout une maîtrise des phénomènes physiques qui agissent sur la couleur du paysage et qui, pour cette raison, peuvent être indirectement être détectés par le capteur.

Le simulateur d'image est important pendant la phase de conception du capteur, pour évaluer le besoin des utilisateurs, dimensionner le capteur, tester les performances du système ou développer et tester les futurs algorithmes d'exploitation des images.

1. Etat de l'art sur la simulation d'images satellitaires

1.1. *Principales approches de la simulation d'images*

Dans la bibliographie, on trouve 3 principales approches pour obtenir une image satellitaire simulée.

La 1^{ère} approche consiste à « dégrader » des images dont les résolutions spatiale et spectrale sont bien plus fines que l'image à simuler. On entend par « bien plus fines » que la résolution spatiale soit au moins 5 fois meilleure que la résolution à simuler (pour que l'image simulée soit indépendante de l'instrument qui a acquis l'image source), et d'autre part que la résolution spectrale permette de simuler des bandes spectrales de l'image. Cela implique que : soit les

bandes spectrales de l'image source correspondent exactement aux bandes spectrales de l'image à simuler, soit qu'elles soient « assez » nombreuses, espacées régulièrement et qu'elles couvrent tout le domaine spectral de l'image à simuler (pour permettre de construire ces bandes par intégration spectrale). Cette méthode est très souvent utilisée (Bach et Mauser, 1989; Briggs *et al.*, 1995) mais des difficultés se posent lorsque la résolution de l'instrument à simuler est basse, ce qui a pour effet, compte tenu des finesses de résolution et de fauchée de l'image aérienne, de donner à l'image simulée une taille bien souvent insuffisante (Minghelli, 1999).

La seconde approche concerne la génération des images de réflectance synthétiques par la fusion des images multi-capteurs. Ranchin *et al.* (Ranchin *et al.*, 1996) synthétisent une image SPOT en fusionnant une image panchromatique à 10 m avec des images multi-bandes à 20 m qui ont été acquises de façon simultanées. Cette méthode permet de synthétiser des images multispectrales en haute résolution spatiale avec une image de source panchromatique en haute résolution spatiale et des images source multispectrales.

Les 2 approches présentées ci-dessus ne nécessitent pas de modéliser le transfert radiatif mais de fournir des images sources compatibles pour obtenir l'image à simuler. Ces méthodes permettent de générer des images ayant un aspect "réel" puisque le paysage vient du monde réel et les valeurs sont basées sur les vraies mesures. C'est l'intérêt d'utiliser ces approches si l'on désire simuler des images très proches de la "réalité". L'inconvénient provient du fait que ces approches ne donnent pas accès à l'information de surface et d'atmosphère. En effet, s'il n'y a pas eu de campagne de mesure au moment de l'acquisition des images, il est difficile de connaître les caractéristiques des surfaces au moment de la prise de vue. Enfin, comme le résultat dépend de l'image source, les paramètres géométriques tels que l'angle solaire et l'angle du capteur ne peuvent pas être pris en compte.

La dernière approche est la simulation d'image par modélisation du paysage. A partir d'une carte de caractérisation du sol (le type du sol, l'humidité, la nature de la végétation, la composition de l'eau), on peut modéliser la réflectance spectrale ou la luminance en fonction des caractéristiques de surface et des conditions d'acquisition variées grâce à des modèles de réflectance. L'approche par modélisation permet de comprendre l'influence de la composition et de l'état des objets mesurés sur leur comportement spectral puisque toutes les variables d'entrée des modèles sont connues. Il est intéressant d'utiliser l'approche par modélisation pour valider des algorithmes de traitement. Cette approche peut permettre aussi de spécifier le capteur en fonction des données qu'il devra mesurer en phase opérationnelle. Les images issues de ces simulations sont parfois simplifiées par rapport la réalité mais elles permettent de donner une vision globale pour montrer une tendance ou une dynamique.

1.2. Exemples des simulateurs d'images satellitaires

Verhoef et Bach (Verhoef et Bach, 2003) ont simulé les images hyperspectrales de la végétation pour la mission SPECTRA (Surface Processes and Ecosystem Change Through Response Analysis). Leur simulateur utilise le modèle PROSPECT (Jacquemoud et Baret, 1990) pour modéliser la réflectance et la transmittance des feuilles en fonction de la concentration en pigments, la teneur eau dans les feuilles et la structure de la mésophylle, le modèle GeoSAIL (Huemmrich, 2001) pour modéliser la réflectance bidirectionnelle de la canopée, et le modèle MODTRAN (Berk *et al.*, 1999) pour la modélisation du transfert radiatif atmosphérique.

Jeong et al. (Jeong *et al.*, 2009) ont simulé les images de la couleur de l'océan avec l'approche par modélisation pour tester le capteur GOCI. Ils ont défini une carte d'albédo hypothétique sur la péninsule coréenne comme carte de paysage et utilisé le modèle d'IRT (Integrated Ray Tracing) pour simuler le parcours du rayonnement électromagnétique depuis le Soleil jusqu'au capteur.

La simulation des images du capteur SeaWiFS a été effectuée avant le lancement du satellite (Gregg *et al.*, 1993; Gregg *et al.*, 1994) pour le développement de la chaîne de traitement. Le simulateur intègre les caractéristiques de SeaWiFS comme les bandes spectrales, le type de balayage et les paramètres orbitaux. La carte de paysage est fournie par un produit de CZCS comme une carte de concentration en chlorophylle. La concentration en chlorophylle est tout d'abord transformée en luminance émergente de l'eau normalisée L_{WN} par la méthode de Gordon (Gordon *et al.*, 1988), et ensuite convertie en luminance L_w (Gordon, 1990; Gregg et Carder, 1990). La luminance reçue par le capteur est finalement obtenue après la modélisation de l'atmosphère en tenant compte de la géométrie de prise de vue soleil-capteur. La luminance du sunglint a été prise en compte dans le simulateur.

Billat et Wald (Billat et Wald, 1995) ont développé un simulateur pour simuler des images MERIS afin d'étudier la sensibilité du capteur. La dimension spectrale est fournie par un modèle donnant la réflectance spectrale en fonction de la concentration en chlorophylle dans l'eau (Morel, 1988). Le modèle de transfert radiatif 5S (Tanré *et al.*, 1990) a été utilisé pour simuler la propagation de rayonnement dans l'atmosphère. Dans leur étude, le profil de la colonne d'eau a été considéré comme homogène avec une valeur constante de concentration en chlorophylle, et l'influence de l'atmosphère sur la luminance (principalement la visibilité) a été étudiée.

2. Méthodologie

Notre simulateur combine le modèle de transfert radiatif de l'eau avec Hydrolight, le modèle de transfert radiatif atmosphérique avec MODTRAN (MODerate resolution atmospheric TRANsmission) et le modèle du capteur (Figure 20).

Le modèle Hydrolight modélise la luminance directionnelle ascendante au niveau de la surface à partir des caractéristiques de la composition de l'eau, du type de fond, de la profondeur, de la surface marine, du ciel et des conditions géométriques d'observation, dans les eaux du cas 1 comme celles du cas 2.

Le modèle MODTRAN modélise la transmission et la réflexion atmosphérique en fonction du profil d'atmosphère (type de gaz, aérosol, nuages, pluie) et des conditions géométriques d'observation.

Ces deux modèles ne simulent la luminance qu'au niveau du pixel. Pour fournir des images, des données d'entrée spatialisées sont nécessaires (cartes de composition de l'eau, type de fond, bathymétrie...).

En ce qui concerne le modèle de capteur, le simulateur tient compte de sa position sur l'orbite géostationnaire ainsi que des caractéristiques de ses bandes spectrales. La résolution de l'image dépend de la carte spatialisée des données d'entrée.

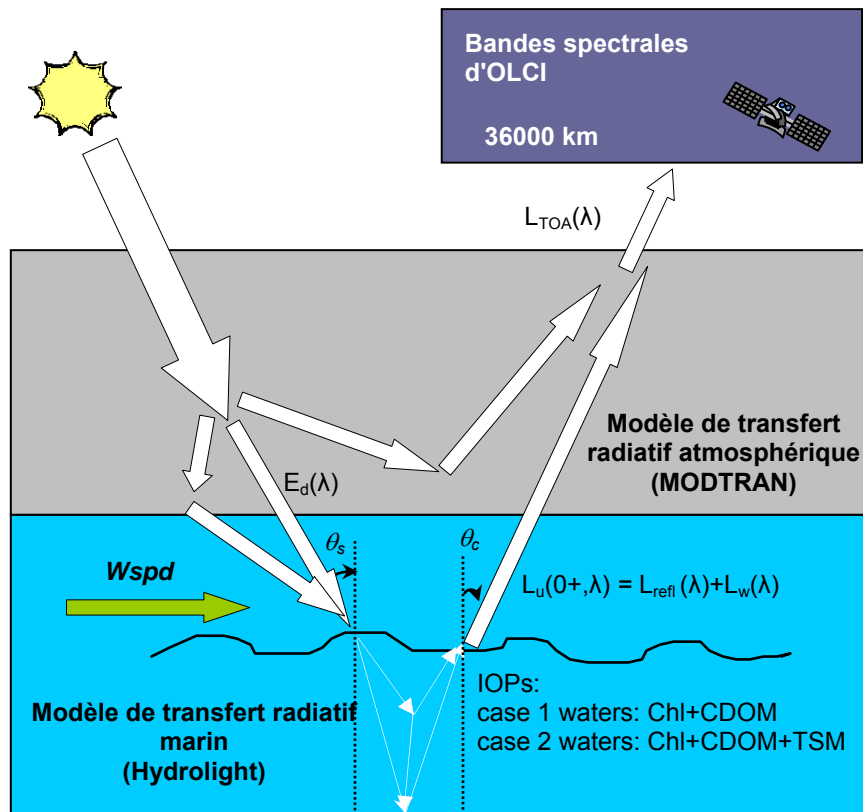


Figure 20 : Chaîne de simulation de la luminance

En sortie du simulateur on dispose d'une image dont le pixel contient la luminance mesurée par chaque détecteur en haut de l'atmosphère et pour chaque bande spectrale.

3. Modélisation du transfert radiatif dans l'eau avec Hydrolight

3.1. *Modèle*

Le modèle Hydrolight, basé sur la méthode "Invariant Imbedding" (Mobley, 1994), calcule la distribution de la luminance à chaque niveau dans la colonne d'eau, en résolvant les équations de transfert radiatif. Hydrolight est largement reconnu dans la communauté de la couleur de l'océan (Mobley, *et al.*, 1993; Morel et Gentili, 1996; Loisel et Morel, 2001). On considère que c'est un modèle fiable pour modéliser la luminance des eaux du cas 1 comme celles du cas 2 en fonction des propriétés optiques (IOPs) de l'eau et du fond, de la géométrie de prise de vue (angles d'observation et d'éclairement, bathymétrie) et des conditions environnementales (soleil, ciel, vent).

Hydrolight propose plusieurs modes d'utilisation pour avoir plus de choix. Les IOP peuvent être saisies, c'est-à-dire les coefficients d'absorption a (m^{-1}) et de diffusion b (m^{-1}) de l'eau, comme entrées d'Hydrolight, mais on peut aussi saisir la concentration des constituants et choisir un des modèles bio-optiques proposés par Hydrolight pour calculer les coefficients d'absorption et de diffusion Tableau 3.

Quant à la fonction de phase, l'utilisateur peut :

- soit choisir le modèle pour les eaux du cas 1 proposé par Morel (Morel, *et al.*, 2002), qui combine les fonctions de phase des particules de « petite » taille et celles des particules de « grande » taille;
- ou le modèle "Petzold" (Mobley, *et al.*, 1993), dans lequel la fraction de rétrodiffusion de particule b_{fp} ($=b_{bp}/b_p$) est fixé à 0.0183;
- ou le modèle analytique qui génère une fonction de phase de Fournier-Forand à partir de la fraction b_{fp} (Fournier et Forand, 1994; Mobley *et al.*, 2002).

Nous avons listé les modes d'utilisation d'HydroLight dans le Tableau 3.

Tableau 3 : Liste des modes d'utilisation d'HydroLight

Mode	Paramètres d'entrée
Constant	L'utilisateur donne simplement le coefficient d'absorption totale a (m^{-1}) et de diffusion totale b (m^{-1}) à une seule longueur d'onde pour une colonne d'eau homogène. L'utilisateur peut choisir sur l'interface un des modèles de fonctions de phase proposée ou entrer la fraction b_{fp} pour générer une fonction de phase de Fournier-Forand.
IOP DATA	L'utilisateur peut donner les valeurs d'IOPs (l'absorption a et l'atténuation c) mesurées avec un instrument WETLabs ac-9 (ou similaire) qui dépendent de la longueur d'onde et la profondeur. L'utilisateur peut entrer les valeurs de coefficient de rétrodiffusion b_b mesurées par un instrument WETLabs bb-9 (ou similaire) afin de générer la fonction de phase de Fournier-Forand.
Classic Case 1	L'utilisateur donne la concentration en chlorophylle (en mg/m^3). Ce mode est basé sur le modèle bio-optique du cas 1 (Morel et Maritorena, 2001). L'absorption du CDOM est considérée covariante avec l'absorption des particules, composées essentiellement de Chl.
New Case 1	L'utilisateur donne la concentration en chlorophylle (en mg/m^3). Ce mode est basé sur les études de Bricaud (Bricaud, <i>et al.</i> , 1998) et Morel (Morel, <i>et al.</i> , 2002)
Case 2	L'utilisateur donne Chl, CDOM et la concentration des particules minérales comme entrée. Ce mode est basé sur les modèles spécifiques d'absorption (Morel et Maritorena, 2001) et de diffusion (Loisel et Morel, 1998; Morel, <i>et al.</i> , 2002; Mobley et Sundman, 2008a).
User-supplied	HydroLight est codé en FORTRAN, l'utilisateur peut ajouter des sous-programmes pour définir le type et le nombre de paramètres d'entrée qui décrivent la composition de l'eau. Ces sous programmes fournissent en entrée des IOPs.

Comme nous voulons maîtriser le processus de modélisation, nous avons choisi le mode "IOP DATA". Les coefficients d'absorption et d'atténuation sont obtenus par des modèles bio-optiques (décrits au paragraphe 3.2), ainsi que le coefficient de rétrodiffusion b_b pour fournir la fonction de phase Fournier-Forand. Tous les paramètres d'entrée pour lancer la simulation en mode "IOP DATA" sont présentés dans le Tableau 4 et les sorties sont présentées dans le Tableau 5.

Tableau 4 : Paramètres d'entrée d'HydroLight en mode "IOP DATA"

IOPS	$a_w(\lambda), b_w(\lambda), b_{fw}$	Les coefficients d'absorption et de diffusion et fraction de rétrodiffusion de l'eau de mer pure
	$a(\lambda), c(\lambda)$	Les coefficients d'absorption totale et d'atténuation totale en fonction de la longueur d'onde. ($c=a+b$)
	$b_b(\lambda)$	Le coefficient de rétrodiffusion totale. Notons qu'on pourra extraire la fraction de rétrodiffusion des particules b_{fp} pour générer la fonction de phase Fournier-Forand.
Ciel	θ_s	L'angle zénithal solaire
	W_{spd}	La vitesse du vent au niveau de la surface (0 à 15 m/s)
	Cloud	Le facteur nuage (0 à 1), décrit la couverture du ciel (0 pour ciel clair)
	nDays	Le numéro du jour de l'année, pour calculer la distance Soleil – Terre, (1 à 365)
Fond	z_{max}	La profondeur maximum, infinie pour les eaux du cas 1 ou les eaux turbides du cas 2.
	Rf	La réflectance du fond, pour les eaux du cas 2, si z_{max} n'est pas infinie

Tableau 5 : Sorties d'HydroLight

$E_u(z, \lambda)$ (W/m ² /nm)	L'éclairement ascendant à la profondeur z et à la longueur d'onde λ
$E_d(z, \lambda)$ (W/m ² /nm)	L'éclairement descendant à la profondeur z et à la longueur d'onde λ
$L_u(z, \lambda)$ (W/m ² /sr/nm)	La luminance ascendante à la profondeur z et à la longueur d'onde λ
$L_{refl}(\lambda)$ (W/m ² /sr/nm)	La luminance directe réfléchiée par la surface marine
$L_w(\lambda)$ (W/m ² /sr/nm)	La luminance ascendante émergeant de l'eau juste au dessus de la surface marine
$R_{refl}(\lambda)$ (sr ⁻¹)	La réflectance directe à la surface $R_{refl}(\lambda) = L_{refl}(\lambda)/E_d(0^+, \lambda)$
$R_{rs}(\lambda)$ (sr ⁻¹)	La réflectance de télédétection $R_{rs}(\lambda) = L_w(\lambda)/E_d(0^+, \lambda)$

Comme nous l'avons expliqué dans le chapitre 1, les IOPs totales sont additives. Les IOPs peuvent être décrites par les équations suivantes :

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_p(\lambda) + a_y(\lambda) \quad (23)$$

$$b(\lambda) = b_w(\lambda) + b_p(\lambda) \quad (24)$$

$$b_b(\lambda) = b_{fw} \cdot b_w(\lambda) + b_{fp} \cdot b_p(\lambda) \quad (25)$$

$$\tilde{\beta}(\theta, \lambda) = \frac{b_w(\lambda)}{b(\lambda)} \tilde{\beta}_w(\theta, \lambda) + \frac{b_p(\lambda)}{b(\lambda)} \tilde{\beta}_p(\theta, \lambda) \quad (26)$$

où a_w est le coefficient d'absorption de l'eau de mer pure, b_w est le coefficient de diffusion de l'eau de mer pure, b_{fw} est la fraction de rétrodiffusion de l'eau de mer pure ($=b_{bw}/b_w$), a_p est le coefficient d'absorption des particules, a_y est le coefficient d'absorption de CDOM, b_p est le coefficient de diffusion des particules, b_{fp} est la fraction de rétrodiffusion des particules ($=b_{bp}/b_p$), $\tilde{\beta}_{nw}$ est la fonction de phase de l'eau de mer pure et $\tilde{\beta}_p$ la fonction de phase des particules.

Comme l'indique les équations précédentes, les IOPs sont composées de 2 parties : une partie constante relative à l'eau de mer pure ($a_w, b_w, \tilde{\beta}_w$) et une autre partie qui varie en fonction des constituants de l'eau ($a_{nw}, b_{nw}, \tilde{\beta}_{nw}$). L'absorption des constituants de l'eau dépend de l'absorption des particules en suspension (a_p) et de l'absorption du CDOM (a_y) (23). En ce qui concerne la diffusion des constituants de l'eau, elle ne dépend que de la diffusion des particules en suspension (b_p)(24).

3.2. Limites du modèle

Hydrolight ne modélise pas la polarisation de la lumière. Chami (Chami, 2007) a démontré que l'effet de la polarisation de la lumière sous l'eau est très faible dans les eaux dominées par le phytoplancton quand on les observe en haut de l'atmosphère mais affecte la surface de l'eau et le signal en haut de l'atmosphère sur les eaux côtières.

La température de l'eau est aussi considérée constante en raison de sa faible influence sur son indice de réfraction (Austin et Halikas, 1976) et sur son absorption (Pegau et Zaneveld, 1993).

Hydrolight est capable de simuler la fluorescence du phytoplancton et du CDOM mais cela allonge fortement de temps de calcul (140s au lieu de 60 s sans fluorescence pour un spectre de 20 bandes). L'omission de la fluorescence par la chlorophylle induit une sous estimation de L_w à 681 nm de 7% à 42% dans les eaux du cas 1 et de 0.26% à 1.5% dans les eaux du cas 2 et l'omission de la fluorescence du CDOM induit un maximum de 1% de sous estimation de L_w à

560 nm. Bien que cette simplification induise une forte sous-estimation de L_w en bande rouge, on peut négliger la fluorescence en raison de la forte absorption de l'eau dans ce domaine.

Toujours pour la raison de temps de calcul, l'effet Raman n'est pas intégré dans les simulations Hydrolight.

3.3. *Obtention des IOP à partir des composants de l'eau*

Le coefficient d'absorption $a_w(\lambda)$ est une intégration des mesures faites par Pope et Fry (Pope et Fry, 1997) (entre 380 et 725 nm), par Smith et Baker (Smith et Baker, 1981) (entre 725 et 800 nm) et par Segelstein (Segelstein, 1981) (entre 800 et 1000 nm). Le coefficient de diffusion et la fonction de phase sont donnés par Morel (Morel, 1974). La fonction de phase des particules est calculée par la formule analytique de Fournier et Forand (Fournier et Forand, 1994; Mobley, *et al.*, 2002) qui dépend de la fraction de rétrodiffusion des particules b_{fp} ($=b_{bp}/b_p$). Les modèles permettant de calculer a_p , a_y , b_p et b_{fp} en fonction des concentrations des composants de l'eau, sont présentés ci-dessous.

3.4. *Modèles d'IOPs des eaux du cas 1*

Dans les eaux du cas 1, l'absorption des particules (algales et non algales) est dominée par celle du phytoplancton (définition des eaux du cas 1). L'absorption des particules des eaux du cas 1 a été étudiée par (Bricaud, *et al.*, 1998), le spectre du coefficient, $a_p(\lambda)$ est empiriquement lié à la concentration en chlorophylle Chl par une relation non linéaire.

$$a_p(\lambda) \equiv [a_{ph}(\lambda) + a_{nap}(\lambda)] = A(\lambda)[Chl]^{E(\lambda)} \quad (27)$$

où a_{ph} est le coefficient d'absorption du phytoplancton, donné par (Bricaud, *et al.*, 1995; Bricaud, *et al.*, 1998). a_{nap} est le coefficient d'absorption des particules non algales.

$$a_{ph}(\lambda) = A_{ph}(\lambda)[Chl]^{E_{ph}(\lambda)} \quad (28)$$

Le coefficient d'absorption de CDOM est donné par (Bricaud, *et al.*, 1981),

$$a_y(\lambda) = a_y(\lambda_0) \exp[-0.014(\lambda - \lambda_0)] \quad (29)$$

$a_y(\lambda_0)$ est le coefficient d'absorption du CDOM à la longueur d'onde référentielle λ_0 . $a_y(440)$ peut être considéré proportionnelle à la somme des coefficients a_w et a_p à 440 nm dans les eaux du cas 1 (Prieur et Sathyendranath, 1981; Bricaud, *et al.*, 1998),

$$a_y(440) = 0.2[a_w(440) + a_p(440)] \quad (30)$$

Dans les eaux du cas 1, CDOM est généralement corrélé avec Chl mais la constante 0.2 est discutable car elle donne une valeur minimum de CDOM dans l'eau même quand Chl est nulle.

Comme dans notre étude, nous disposerons de cartes de Chl et $a_{cdm}(\lambda_0)$, $\lambda_0=442.5$ nm, nous choisissons donc de dériver le $a_y(\lambda_0)$ à partir de $a_{cdm}(\lambda_0)$, en considérant que $a_{nap}(\lambda_0)$ est égale à $a_{det}(\lambda_0)$.

$$a_y(\lambda_0) = a_{cdm}(\lambda_0) - a_{nap}(\lambda_0) \quad (31)$$

$$a_y(\lambda_0) = a_{cdm}(\lambda_0) - [a_p(\lambda_0) - a_{ph}(\lambda_0)] \quad (32)$$

Cette méthode va créer une surestimation de $a_{det}(\lambda_0)$. Nous avons vérifié que, en moyenne, le $a_y(\lambda_0)$ contribue à 70% de $a_{cdm}(\lambda_0)$, cette valeur est inférieure au résultat de Siegel *et al.* (Siegel *et al.*, 2002) qui le donne à 81.7% ce qui justifie que nous prenions $a_{nap}(\lambda_0) = a_{det}(\lambda_0)$.

En ce qui concerne les propriétés de diffusion, le coefficient de diffusion des particules b_p est dominé par Chl dans les eaux du cas 1, décrit par (Montagner, 2001; Morel et Maritorena, 2001)

$$b_p(\lambda) = b_{p550} \left(\frac{\lambda}{550} \right)^{-v} \quad (33)$$

où $v = 0.5[0.3 - \log_{10}(\text{Chl})]$ quand $\text{Chl} < 2$ mg/m³, sinon $v = 0$

b_{p550} est le coefficient de diffusion des particules à 550 nm:

$$b_{p550} = 0.416[\text{Chl}]^{0.766} \quad (34)$$

La b_{fp} est obtenu par l'équation ci-dessous (Morel et Maritorena, 2001),

$$b_{fp} = 0.002 + 0.01[0.5 - 0.25 \log_{10}(\text{Chl})] \quad (35)$$

3.5. Modèles d'IOPs des eaux du cas 2

Dans les eaux du cas 2, l'absorption des particules est dominée par la somme du coefficient d'absorption de phytoplancton a_{ph} et de celui des particules en suspension non algales a_{nap} . Le coefficient a_{ph} est donné par l'équation(28). Le coefficient a_{nap} dépend la concentration en TSM (Montagner, 2001).

$$a_{nap}(\lambda) = 0.0216[\text{TSM}]^{1.0247} \cdot \exp[-0.007(\lambda - \lambda_0)] \quad (36)$$

Les équations (29) et (31) sont utilisées pour déterminer le spectre de coefficient d'absorption du CDOM.

On considère que la propriété de diffusion dans les eaux du cas 2 est dominée par la concentration en TSM, b_p est donnée par (Montagner, 2001).

$$b_p(\lambda) = 0.577[\text{TSM}] \left(\frac{\lambda}{443}\right)^{-0.6} \quad (37)$$

Nous avons choisi la fraction de rétrodiffusion $b_{rp} = 0.018$ pour les eaux du cas 2, cette constante est déduite à partir de la fonction de phase "Petzold" (Mobley, 1994).

4. Modélisation du transfert radiatif dans l'atmosphère

Dans cette partie nous présentons la méthode de couplage eau-atmosphère afin de simuler la luminance en haut de l'atmosphère $L_{TOA}(\lambda)$.

4.1. Théorie des 4 flux

Verhoef et al. (Verhoef et Bach, 2003, 2007) ont calculé la luminance en TOA avec une méthode basée sur la théorie des quatre flux (Verhoef, 1985, 1998). Le flux du rayonnement reçu par le capteur satellitaire TOA peut être décomposé de 3 contributions: le flux réfléchi direct par l'atmosphère, le flux ascendant venant de surface ciblée et le flux venant de la surface autour de la cible ("pixel avoisinant", (Antoine, 1998)) qui entre dans le champ de vue par la diffusion atmosphérique. La propagation des flux dans l'atmosphère selon la théorie de quatre flux est illustrée par la Figure 21.

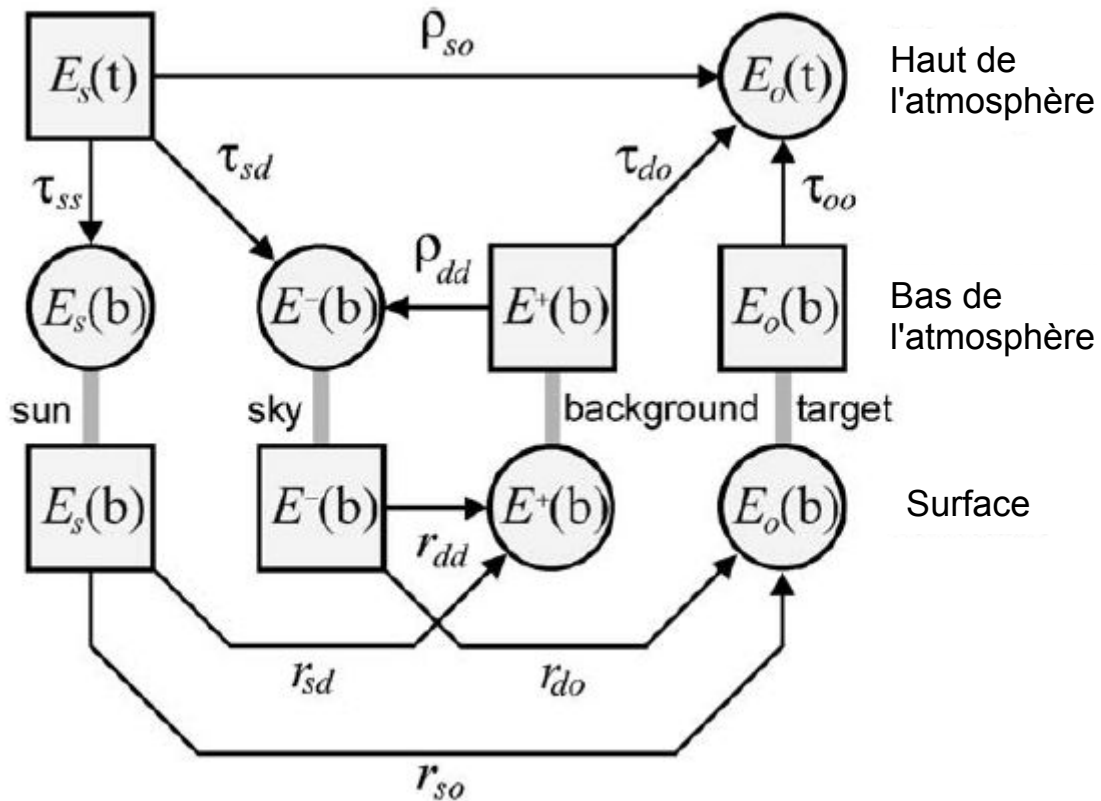


Figure 21 : Interaction des 4 flux dans l'atmosphère sur une surface terrestre non-lambertienne, (Verhoef et Bach, 2003).

En bas de l'atmosphère (BOA), la surface reçoit 2 flux de rayonnement issus du rayonnement solaire TOA ($E_s(t)$) : c'est le flux descendant direct venant du flux solaire ($E_s(b)$) et le flux descendant diffusé par le ciel ($E^-(b)$). Ces 2 flux sont atténués en descendant à travers l'atmosphère, décrits par la transmittance directe τ_{ss} et diffuse τ_{sd} . La réflexion directe par l'objet est notée $E_o(b)$, la réflexion ascendante diffuse par l'objet avoisinant est notée $E^+(b)$. Ces 2 flux sont aussi atténués en montant à travers l'atmosphère, décrits par la transmittance directe τ_{oo} et diffuse τ_{do} . Le terme "r" signifie l'albédo de la surface et le terme "ρ" signifie la réflectance bidirectionnelle de l'atmosphère. r_{so} permet de quantifier la réflexion directe du flux solaire par la surface ciblée vers le capteur. r_{do} est l'albédo qui permet de quantifier la réflexion du flux diffus ascendant par la surface ciblée vers le capteur. Et r_{sd} et r_{dd} sont les albédos directe et diffuse de la surface avoisinante. Le ρ_{so} permet de quantifier la réflexion directe du flux solaire par l'atmosphère et ρ_{dd} permet de quantifier la réflexion du flux diffus ascendant réorienté vers la Terre.

L'interaction de ces flux est aussi décrite en 5 équations par (Verhoef et Bach, 2003) comme suit:

$$E_s(b) = \tau_{ss} E_s(t) \quad (38)$$

$$E^-(b) = \tau_{sd} E_s(t) + \rho_{dd} E^+(b) \quad (39)$$

$$E_o(t) = \rho_{so} E_s(t) + \tau_{do} E^+(b) + \tau_{oo} E_o(b) \quad (40)$$

$$E^+(b) = r_{sd} E_s(b) + r_{dd} E^-(b) \quad (41)$$

$$E_o(b) = r_{so} E_s(b) + r_{do} E^-(b) \quad (42)$$

L'équation (40) décrit la décomposition du flux reçu par un capteur TOA. On peut convertir l'expression en luminance :

$$L_{TOA} = L_{so} + \tau_{do} L_b(0+) + \tau_{oo} L_u(0+) \quad (43)$$

où L_{so} est la luminance réfléchie directe par l'atmosphère, $\tau_{oo} L_u(0+)$ est la contribution par la surface ciblée et $\tau_{do} L_b(0+)$ est la contribution des pixels avoisinants.

Par rapport à la décomposition de L_{TOA} par (Antoine, 1998; Siegel *et al.*, 2000), la somme est identique si l'on ne considère pas la luminance de l'écume de mer L_F . Par rapport à l'équation(7), la luminance liée à la diffusion atmosphérique ($L_R+L_A+L_{RA}$) inclue la luminance L_{so} et la partie $\tau_{do} L_b(0+)$. La contribution de la luminance émergeant de l'eau (L_w) et la luminance réfléchie directe par la surface (L_r) dans l'équation (7) sont réunies sous la luminance ascendante de l'eau au dessus de la surface $\tau_{oo} L_u(0+)$ (où $L_u(0+) = L_w + L_{refl}$).

Pour appliquer la théorie de 4 flux aux résultats d'Hydroight, on considère que $r_{so} = r_{do} = r_o$, et $r_{sd} = r_{dd} = r_b$ et on utilise le résultat d'Hydroight pour générer la valeur de r_o ($r_o = \pi R_u$), et la valeur de r_b ($r_b = \pi R_b$). R_u est la réflectance directionnelle à la surface marine, R_b est la réflectance directionnelle à la surface avoisinante. On obtient la formule analytique pour calculer L_{TOA} comme ci-dessous :

$$L_{TOA} = \rho_{so} \frac{E_s(t) \cos \theta_s}{\pi} + E_d(0+) [\tau_{do} R_b + \tau_{oo} R_u] \quad (44)$$

avec

$$\begin{aligned} E_d(0+) &= [E_s(b) + E^-(b)] \cos \theta_s \\ &= \frac{(\tau_{ss} + \tau_{sd})}{1 - r_b \rho_{dd}} E_s(t) \cos \theta_s \end{aligned} \quad (45)$$

Les transmittances τ , les réflectances bidirectionnelles ρ et l'éclairement solaire extraterrestre $E_s(t)$ sont obtenus par MODTRAN. La réflectance R_u est obtenue par Hydrolight et on peut calculer la valeur de R_b en utilisant un filtre moyennneur sur l'image R_u .

4.2. MODTRAN

MODTRAN (MODerate resolution atmospheric TRANsmission), code de transmittance atmosphérique à moyenne résolution développé par AFRL (Air Force Research Laboratory), est un des modèles de transfert radiatif d'atmosphère les plus utilisés dans la communauté de télédétection (Berk *et al.*, 1998; Wang *et al.*, 2002; Verhoef et Bach, 2003). Il est le successeur du modèle LOWTRAN 7 (Kneizys *et al.*, 1988).

MODTRAN considère que l'atmosphère est une série de couches quasi-homogènes. Pour chaque couche, il modélise la luminance selon des profils atmosphériques de gaz, aérosols, nuages et pluie. L'effet de réfraction sphérique et la multidiffusion sont inclus dans le calcul. La combinaison avec l'algorithme DISORT (Discrete Ordinates Method Radiative Transfer) (Stamnes *et al.*, 1988) permet d'optimiser le calcul de multidiffusion.

Dans MODTRAN version 4, les profils atmosphériques sont des modèles à choisir dans le code. Différents profils géométriques saisonniers sont disponibles ainsi que différents modèles d'aérosols, présentés dans le Tableau 6.

Tableau 6 : Modèles d'atmosphère et d'aérosol intégrés dans MODTRAN

Modèle géographique-saisonnier d'atmosphère	Type d'extinction d'aérosol à la couche frontière (0~2 km)	Profils d'aérosol +	
		Type extinction d'aérosol à la stratosphérique (10~30 km)	
Tropical	RURAL	Moderate volcanic	Aged volcanic
Mid-Latitude Summer	Nary Maritime	High volcanic	Fresh volcanic
Mid-Latitude Winter	Maritime	High volcanic	Aged volcanic
Sub-Arctic Summer	URBAN	Moderate volcanic	Fresh volcanic
Sub-Arctic Winter	Tropospheric	Moderate volcanic	Background stratospheric
1976 USA Standard	Fog	High volcanic	Background stratospheric
	Desert	Extreme volcanic	Fresh volcanic

5. Validation du couplage océan-atmosphère

L'interaction entre le rayonnement air/eau rend le rayonnement descendant à la surface plus complexe. Il composé à la foi par le rayonnement atmosphérique « directe » et le rayonnement marin rétrodiffusé vers la surface par l'atmosphère. Cette deuxième partie du rayonnement est décrite par la théorie du 4 flux dans la boucle interne de la Figure 21. En pratique, quand on modélise la luminance L_{TOA} avec les équations (44) et (45), cette interaction est simplifiée en

terme de la réflectance de la surface R_b , qui représente approximativement la réflexion d'un fond marin.

Autrement, La simulation de la luminance par la méthode de Monte Carlo (Morel et Gentili, 1991; Jeong, *et al.*, 2009) peut représenter parfaitement cette interaction entre l'air et l'eau car cette méthode permet le suivi de la propagation d'un photon depuis la source jusqu'au capteur. Cependant, comme le temps de calcul est très long, ces simulations sont utilisées pour simuler des pixels particuliers mais pas une image dans son intégralité (Morel et Gentili, 1993). Jeong et al, (Jeong, *et al.*, 2009) ont utilisé la méthode de Monte Carlo pour simuler des images de GOCI mais une seule valeur d'albédo a été attribuée pour tous les pixels correspondant à de l'eau dans l'image.

Pour justifier la performance de notre méthodologie, il faut comparer nos résultats de modélisation et les résultats issus de simulations numériques effectuées pour le système couplé océan-atmosphère, et surtout quantifier l'erreur provoquée par l'approximation de l'interaction air/eau. Dans ce cas là, les paramètres de l'eau et l'atmosphère pour 2 modèles doit être identiques et simplifiés pour éviter des erreurs provoquées par la différente méthode de calcul des équations de transfert radiatif.

A l'aide de Bernard Gentili, Nous avons comparé les résultats de notre méthode et les résultats d'un code de méthode Monte Carlo, développée pour un système couplé océan-atmosphère. La condition de la simulation est fixée comme :

- L'eau de mer pure
- L'atmosphère sans aérosol, ni ozone, et l'humidité relative nulle
- La pression à la surface à 1013 mb
- Le température à la surface à 288 K
- L'angle zénithal solaire θ_s à 10° et à 60°
- L'angle zénithal du capteur θ_c à 30°
- L'angle azimuthal relatif $\Delta\Phi$ à 90°
- La vitesse du vent W_{spd} à 0, 2 et 5 m/s

Le résultat de comparaison est présenté dans la Figure 22, les spectres de L_{TOA} simulés par 2 modèles sont visiblement assez proches quelle que soit la vitesse du vent ou l'angle solaire. L'approximation d'interaction est quantifiée par la déviation relative (rd%) et la racine d'erreur relative quadratique moyenne (rrmse%), présentées dans le Tableau 7. Ces résultats permettent de valider la performance de la méthodologie présentée dans ce chapitre.

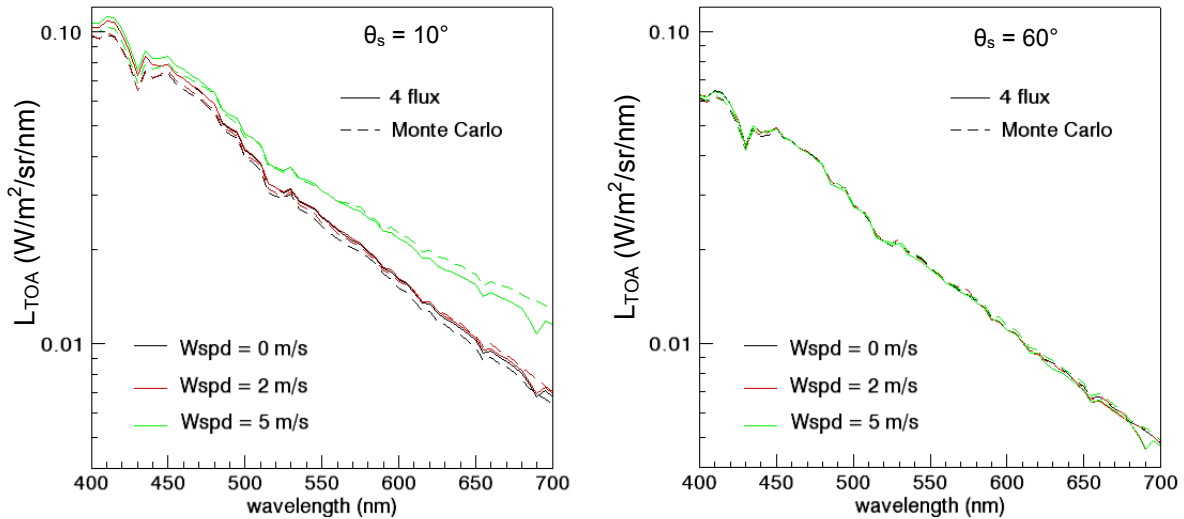


Figure 22 : Comparaison entre les résultats de méthode 4 flux (ligne solide) et les résultats du code de méthode Monte Carlo (ligne pointillée).

Tableau 7 : Résultat de la quantification de la deviation entre 2 modèles.

θ_s (°)	Wspd (m/s)	mean(rd%)	min(rd%)	max(rd%)	rrmse%
10	0	6,15%	-2,62%	11,86%	6,58%
10	2	2,76%	-10,48%	12,22%	5,21%
10	5	-1,02%	-21,67%	10,47%	6,59%
60	0	-0,57%	-12,29%	5,06%	2,82%
60	2	-1,02%	-13,40%	4,79%	2,84%
60	5	-1,91%	-14,13%	4,88%	3,54%

6. Modèle de capteur

Le capteur à simuler peut être positionné tout autour de l'orbite géostationnaire car nous disposons de cartes de composition de l'eau sur tout le globe. Le seul paramètre orbital à choisir est donc la longitude du capteur au nadir.

La couverture peut être globale (couverture de la face entière du globe observée par le capteur) mais aussi locale si la taille de la zone à couvrir est limitée par 4 coordonnées géographiques.

La répétitivité temporelle du capteur est aussi paramétrable, à la convenance de l'utilisateur.

La résolution spectrale du simulateur peut être configurée par l'utilisateur en position et largeur de bandes mais l'étendu du domaine spectral est limité surtout par celui d'Hydrolight (300 – 1000 nm).

La géométrie d'acquisition est propre aux capteurs géostationnaires. La résolution de l'image augmente du centre vers les bords de l'image. Nous allons calculer la relation qu'il existe entre la résolution spatiale et l'angle de visée, ce qui nous permettra de comparer la résolution au centre et en bord d'image.

La Terre est considérée comme étant une sphère dont le rayon $r = 6371.23$ km et la distance entre le capteur et la surface est $h = 35786$ km (Figure 23). P est l'objet à la surface auquel correspond le pixel P' dans l'image, θ_c est l'angle zénithal du capteur, θ_v est son angle de visée. α est l'angle entre l'objet P, le centre de la Terre O et le capteur C. On peut ainsi donner les valeurs maximums des angles : $\theta_{cmax} = 90^\circ$, $\theta_{vmax} = 8.6482^\circ$ et $\alpha_{max} = 81.3518^\circ$.

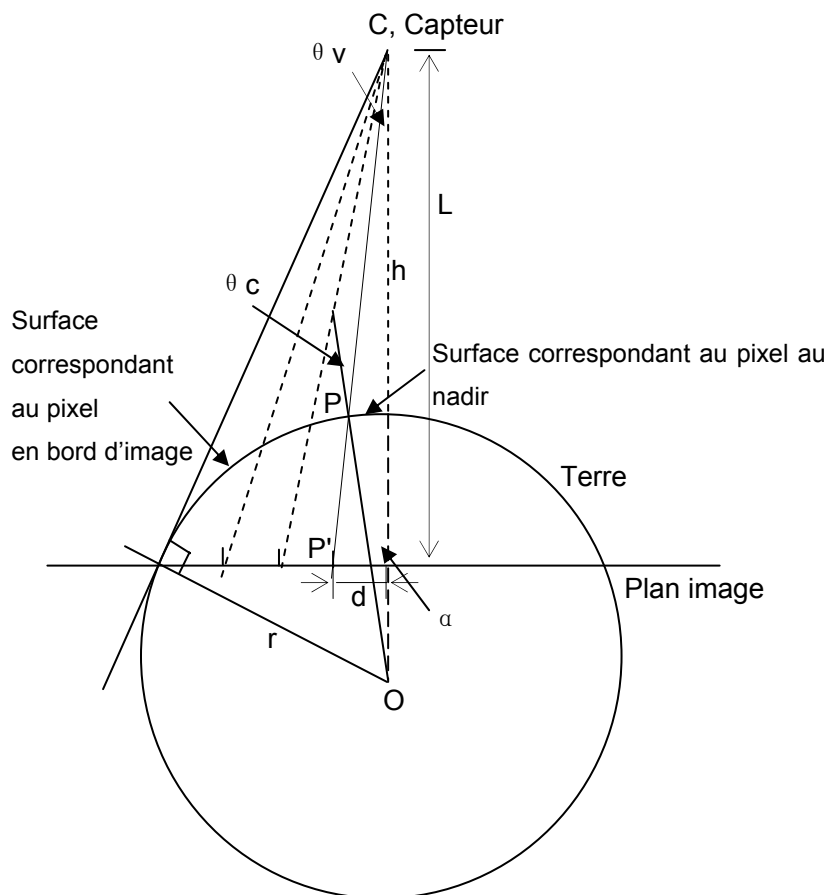


Figure 23 : Illustration de la taille réelle du pixel augmentant avec l'angle zénithal du capteur. r est le rayon de la Terre, h est la distance entre le capteur et la Terre, O est le centre de la Terre, d est la distance réelle entre un objet sur l'image (P') et l'axe OC.

La distance entre le capteur et le plan d'image L est donnée par :

$$L = (h + r) - r \cdot \cos(\alpha_{\max}) \quad (\text{km}) \quad (46)$$

Pour un point (x, y) dans l'image, sa distance réelle d par rapport à l'axe OC, est :

$$d = \sqrt{dx^2 + dy^2} \quad (\text{km}) \quad (47)$$

$$\begin{aligned} \text{où} \quad dx &= L \cdot \tan(x \cdot \theta_{vu}) \quad (\text{km}) \\ dy &= L \cdot \tan(y \cdot \theta_{vu}) \quad (\text{km}) \end{aligned}$$

où θ_{vu} est le champ de vision instantané (IFOV, un angle de visé unité).

On peut ensuite calculer les angles :

$$\theta_v = \arctan\left(\frac{d}{L}\right) \quad (^\circ) \quad (48)$$

$$\theta_c = \arcsin\left(\frac{h+r}{r} \sin \theta_v\right) \quad (^\circ) \quad (49)$$

$$\alpha = \theta_c - \theta_v \quad (^\circ) \quad (50)$$

Les coordonnées en latitude-longitude sont données par :

$$\text{lat} = \sin^{-1}\left(\frac{dy}{d} \sin \alpha\right) \quad (^\circ) \quad (51)$$

$$\text{lon} = \sin^{-1}\left(\frac{dx \sin \alpha}{d \cos[\text{lat}]}\right) \quad (^\circ) \quad (52)$$

La taille réelle d'un pixel, $S(x, y)$ est l'arc entre le point (x, y) et le point (x-1, y-1) :

$$S(x, y) = r \cdot \{\text{rad}[\alpha(x, y)] - \text{rad}[\alpha(x-1, y-1)]\} \quad (\text{km}) \quad (53)$$

$$\text{où } \alpha(0,0) = 0^\circ$$

La taille de l'image (en nombre de pixels) est donnée par :

$$n = 2 \cdot \theta_{v_{\max}} / \theta_{vu} \quad (54)$$

Les équations (47) à (53) montrent que la taille d'un pixel dépend de la résolution spatiale au nadir (ou IFOV, θ_{vu}) et la distance par rapport à l'axe au nadir du capteur (OC dans la Figure 23). La Figure 24 montre la relation qu'il existe entre la taille du pixel et l'angle de visée en fonction de l'IFOV.

$$S(x, y) = r \cdot [(\arcsin(k \cdot \sin \varphi) - \varphi) - (\arcsin(k \cdot \sin \varphi_{-1}) - \varphi_{-1})] \quad (55)$$

$$\text{où } k = (h + r) / r$$

$$\varphi = \arctan\left(\sqrt{\tan^2(x \cdot \theta_{vu}) + \tan^2(y \cdot \theta_{vu})}\right)$$

$$\phi_{-1} = \arctan(\sqrt{\tan^2((x-1) \cdot \theta_{vu}) + \tan^2((y-1) \cdot \theta_{vu})})$$

Pour une résolution spatiale au nadir de 4.6 km, la résolution en bord d'image est de 117.7 km.
 Pour une résolution au nadir de 0.3 km, la résolution en bord d'image est de 30.7 km.

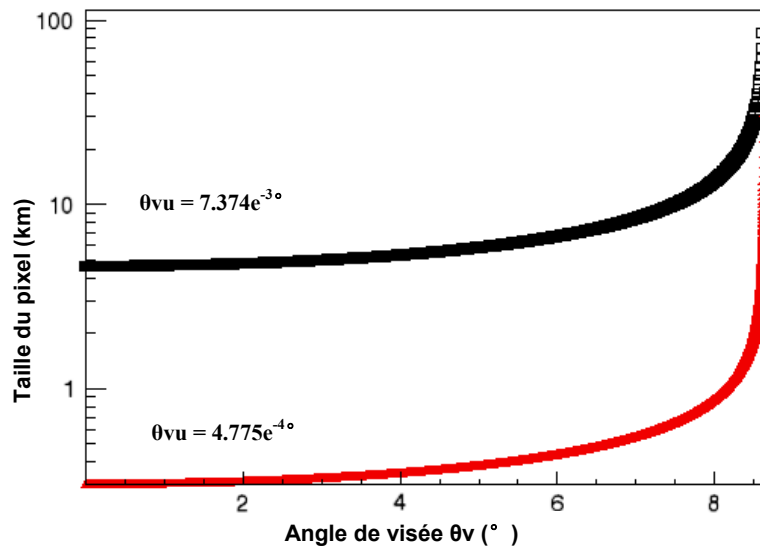


Figure 24 : Relation entre la taille du pixel (km) et l'angle de visée θ_v ($^\circ$).

Si le capteur se situe à la longitude 0° et à la latitude 0° , le capteur « verra » la face de la Terre dans la projection présentée par la Figure 25.

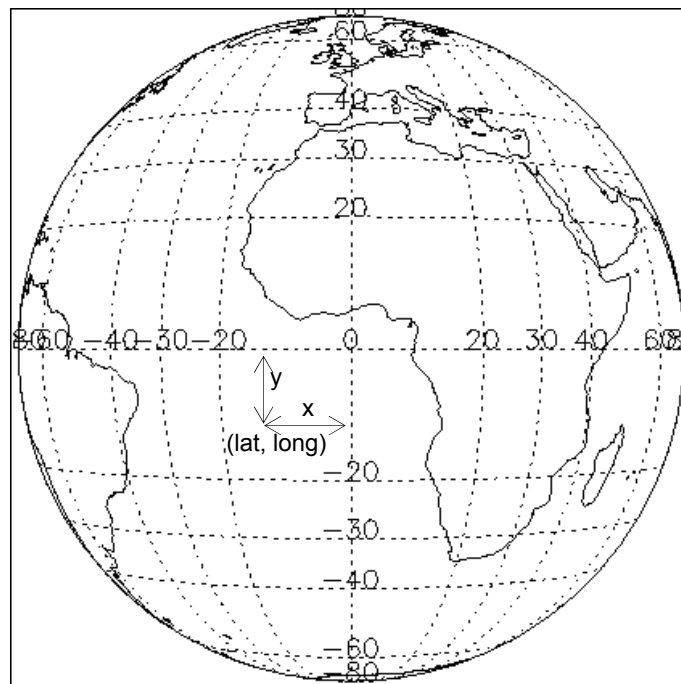


Figure 25 : Projection de l'image géostationnaire, si le capteur se situe à la longitude 0° et à la latitude 0° .

Dans la Figure 25, le champ de vision instantanée (IFOV) vertical et horizontal est identique, fixé par l'angle de visée unité θ_{vu} . Considérons un point sur la Terre ; ses coordonnées par rapport au centre de l'image (x, y) vont permettre de calculer sa position en longitude et latitude, l'angle de visée θ_v du capteur ainsi que son angle zénithal θ_c .

Mais la résolution spatiale du capteur à simuler est limitée par celle des cartes spatialisées dont on dispose en entrée. La Fonction de Transfert de Modulation du capteur n'a pas été prise en compte mais pourrait l'être à condition de disposer de carte d'entrée de résolution 5 fois supérieure à la résolution à simuler (Minghelli, 1999).

7. Utilisation d'une la table de correspondance (Look Up Table) pour la simulation

Soixante secondes sont nécessaires à Hydrolight pour simuler un spectre de luminance de 20 bandes spectrales et 4 minutes pour MODTRAN. Les modèles de transfert radiatif ne peuvent donc pas être lancés pour chaque pixel d'une image globale comprenant des millions de pixels. Dans la littérature, certaines simulations utilisent des cartes de paysages possédant une très faible dynamique pour réduire le temps de calcul. En ce qui nous concerne, nous avons préféré utiliser des tables de correspondance (LUT) pour éviter ce type de simplification.

L'objectif de construire des LUT est donc de pouvoir utiliser des cartes de paysages qui présentent une variabilité spatiale "réelle" en terme de composition de l'eau, des conditions géométriques de prise de vues et des conditions environnementales. Cette LUT doit donc couvrir la plus large dynamique possible des paramètres avec un intervalle assez fin. Par exemple, la LUT contient la réflectance $R_{ref}(\lambda)$, simulée avec Hydrolight en fonction des angles θ_s , θ_c , $\Delta\Phi$ et de la vitesse du vent W_{spd} . Les angles θ_s et θ_c varient 0° à 90° et l'angle $\Delta\Phi$ entre 0° à 360° par pas de 1° , la vitesse du vent varie entre 0 m/s et 15 m/s par pas de 1 m/s pour chaque longueur d'onde. La LUT de R_{rs} contient les résultats simulés avec Hydrolight en fonction des IOPs (a , b , $b_f=b_b/b$), des angles (θ_c , $\Delta\Phi$, θ_s) et de la vitesse du vent W_{spd} . La LUT de ρ_{so} contient les résultats simulés avec MODTRAN en fonction des angles (θ_s , θ_c , $\Delta\Phi$) pour un profil atmosphérique donné.

Dans le Tableau 7, on présente un exemple de LUT de R_{rs} (a , b , b_b , θ_c , $\Delta\Phi$, θ_s , W_{spd} , λ). Chaque valeur de R_{rs} est le résultat d'une simulation par Hydrolight en fonction des paramètres d'entrée (a , b , b_b , θ_c , $\Delta\Phi$, θ_s , W_{spd} , λ). Ici, on ne montre que la variation de R_{rs} en fonction de différentes valeurs du coefficient d'absorption a .

Tableau 8 : Extrait de la LUT de R_{rs} en fonction de (a , b , b_b , θ_c , $\Delta\Phi$, θ_s , W_{spd}) à 442 nm.

a	b	b_b	θ_c	$\Delta\Phi$	θ_s	W_{spd}	R_{rs}
4.98E-02	2.73E-01	5.82E-03	30	90	30	0	5.61E-03
7.47E-02	2.73E-01	5.82E-03	30	90	30	0	3.58E-03
1.12E-01	2.73E-01	5.82E-03	30	90	30	0	2.30E-03
1.68E-01	2.73E-01	5.82E-03	30	90	30	0	1.50E-03
2.52E-01	2.73E-01	5.82E-03	30	90	30	0	9.80E-04

La LUT de R_{rs} couvre le plus largement possible la dynamique des constituants de l'eau, c'est-à-dire de l'eau la plus claire (cas 1) à l'eau la plus turbide (cas 2). La gamme des IOPs à chaque longueur d'onde est définie en fonction des valeurs extrêmes des constituants de l'eau obtenues dans les produits GlobColour (<http://www.globcolour.org>). Nous pouvons donc par exemple faire varier Chl de 0.01 à 60 mg/m³, CDOM de 0.001 à 8 m⁻¹ et TSM de 0.01 à 80 g/m³. Ces valeurs sont utilisées pour calculer la gamme d'IOPs pour les eaux du cas 1 et du cas 2, pour enfin trouver les valeurs minimum et maximum des IOPs.

Toujours limité par le temps de calcul, le nombre de combinaison des paramètres d'entrée est limité pour créer la LUT. Pour optimiser l'échantillonnage, le critère que nous avons choisi pour dimensionner la LUT est que l'erreur produite par l'interpolation soit inférieure à 10%. Nous avons fait plusieurs tests pour satisfaire la précision et le temps de calcul. Différentes méthodes de régression et de multi-interpolation ont été appliquées sur les résultats d'Hydrolight et de MODTRAN pour réduire l'erreur. Nous présentons ci-dessous la gamme et le pas d'échantillonnage pour chaque paramètre d'entrée dans chaque LUT.

Tableau 9 : Gamme et pas d'échantillonnage des paramètres d'entrée pour les LUT

LUT de $R_{refl}(\lambda)$		
Paramètres d'entrée	Gamme	Pas d'échantillonnage
θ_c (°)	0 – 90	10 ⁽¹⁾
$\Delta\Phi$ (°)	0 – 360	15 ⁽¹⁾
θ_s (°)	0 – 85	1
W_{spd} (m/s)	0 – 15	1

LUT de $R_{rs}(\lambda)$		
Paramètres d'entrée	Gamme	Pas d'échantillonnage
θ_c (°)	0 – 90	10 ⁽¹⁾
$\Delta\Phi$ (°)	0 – 360	15 ⁽¹⁾
θ_s (°)	0 – 85	5
W_{spd} (m/s)	0 – 15	5

LUT de $R_{rs}(\lambda)$	Le pas d'échantillonnage des IOPs est de 0.1761 (en logarithme)					
	a (m^{-1})		b (m^{-1})		b _b	
λ (nm)	min	max	Min	max	min	Max
400.000	8.71E-03	9.55E+01	1.37E-02	4.91E+01	2.95E-03	2.84E-01
412.500	7.22E-03	8.43E+01	1.26E-02	4.82E+01	2.90E-03	2.70E-01
442.500	9.84E-03	4.87E+01	1.07E-02	4.62E+01	2.81E-03	2.39E-01
490.000	1.63E-02	2.48E+01	8.57E-03	4.34E+01	2.72E-03	1.95E-01
510.000	3.93E-02	2.49E+01	7.94E-03	4.24E+01	2.69E-03	1.78E-01
560.000	5.92E-02	2.58E+01	6.78E-03	4.01E+01	2.65E-03	1.44E-01
620.000	2.75E-01	3.83E+01	5.85E-03	3.77E+01	2.61E-03	1.12E-01
665.000	4.30E-01	6.67E+01	5.36E-03	3.62E+01	2.60E-03	9.35E-02
681.250	4.64E-01	6.66E+01	5.21E-03	3.56E+01	2.59E-03	8.80E-02
708.750	7.82E-01	6.69E+01	4.99E-03	3.48E+01	2.59E-03	7.96E-02

LUT de $\rho_{so}(\lambda)$, pour un profil atmosphérique donné		
Paramètres d'entrée	Gamme	Pas d'échantillonnage
θ_c (°)	0 – 85	0.1014 (en cosinus)
$\Delta\Phi$ (°)	0 – 360	30
θ_s (°)	0 – 85	0.1014 (en cosinus)

LUT des transmittances τ , pour un profil atmosphérique donné		
Paramètres d'entrée	Gamme	Pas d'échantillonnage
θ_c et θ_s (°)	0 – 85	0.1014 (en cosinus)

(1) Les intervalles des angles θ_c et $\Delta\Phi$ pour R_{refl} et R_{rs} sont fixés par Hydrolight.

7.1. Régression pour les transmittance atmosphériques

Nous avons remarqué que si l'état de l'atmosphère ne change pas, les transmittances varient seulement en fonction de l'angle zénithal, comme présenté dans la Figure 26. La transmittance directe τ_{ss} décroît avec θ_s et la transmittance diffuse τ_{sd} croît avec θ_s . En fait, l'augmentation de l'angle zénithal produit une augmentation de la distance du trajet dans l'atmosphère. Plus le trajet long, plus l'absorption et la diffusion atmosphérique augmentent. C'est pourquoi la transmittance directe pour le Soleil τ_{ss} décroît avec l'angle θ_s . Pour la même raison, la transmittance directe τ_{oo} décroît avec l'angle θ_c . Par contre, la transmittance diffuse est plus complexe. Plus le trajet est

long, plus les rayonnements vont s'ajouter dans le trajet par la diffusion mais vont aussi être atténués. Ceci explique pourquoi la transmittance diffuse croît avec l'angle zénithal.

Nous pouvons remarquer que dans la Figure 26, la forme spectrale de τ_{sd} est totalement différente de celle de τ_{ss} . τ_{sd} augmente généralement avec θ_s mais les bandes bleues ont tendance à diminuer après une certaine valeur de θ_s . Comme la diffusion de Rayleigh est proportionnelle à λ^{-4} , le rayonnement des courtes longueurs d'onde est plus diffusé dans l'atmosphère, ceci explique pourquoi τ_{sd} dans le bleu est plus élevé que dans le vert. Pourtant une fois que le rayonnement diffusé est bien entré dans l'atmosphère, c'est toujours les bandes bleues qui subissent plus d'atténuation. Quand la distance de trajet atteint une valeur seuil, l'atténuation du rayonnement sera plus forte que le gain du rayonnement. Ceci explique pourquoi la valeur maximale de τ_{sd} dans le bleu n'apparaît pas quand θ_s est maximum.

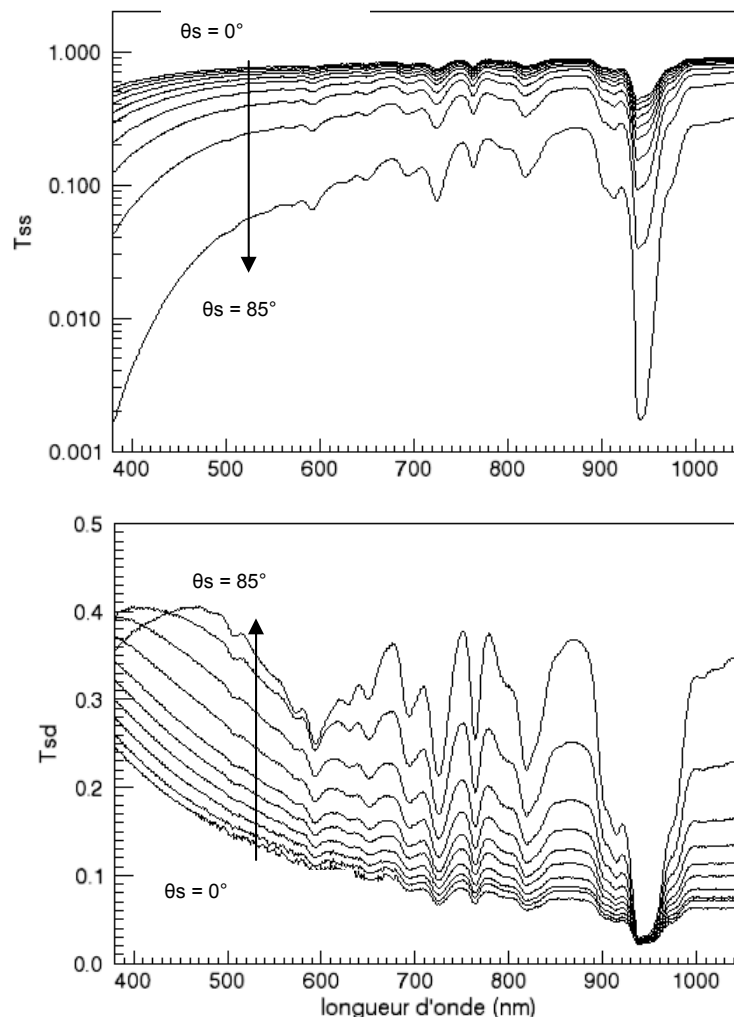


Figure 26 : Spectre de transmittance directe τ_{ss} et de transmittance diffuse τ_{sd} obtenues avec MODTRAN

A condition que l'état de l'atmosphère ne change pas, on peut établir la relation entre la transmittance et le cosinus de l'angle zénithal avec des fonctions polynomiales par une méthode de régression. La qualité de la régression est donnée par le coefficient de détermination R^2 (Figure 27). Par cette méthode, on peut obtenir la valeur de la transmittance en fonction du cosinus de l'angle zénithal solaire ($\cos(\theta_s)$) pour le rayonnement descendant et $\cos(\theta_c)$ pour le rayonnement ascendant approché par la valeur modélisée.

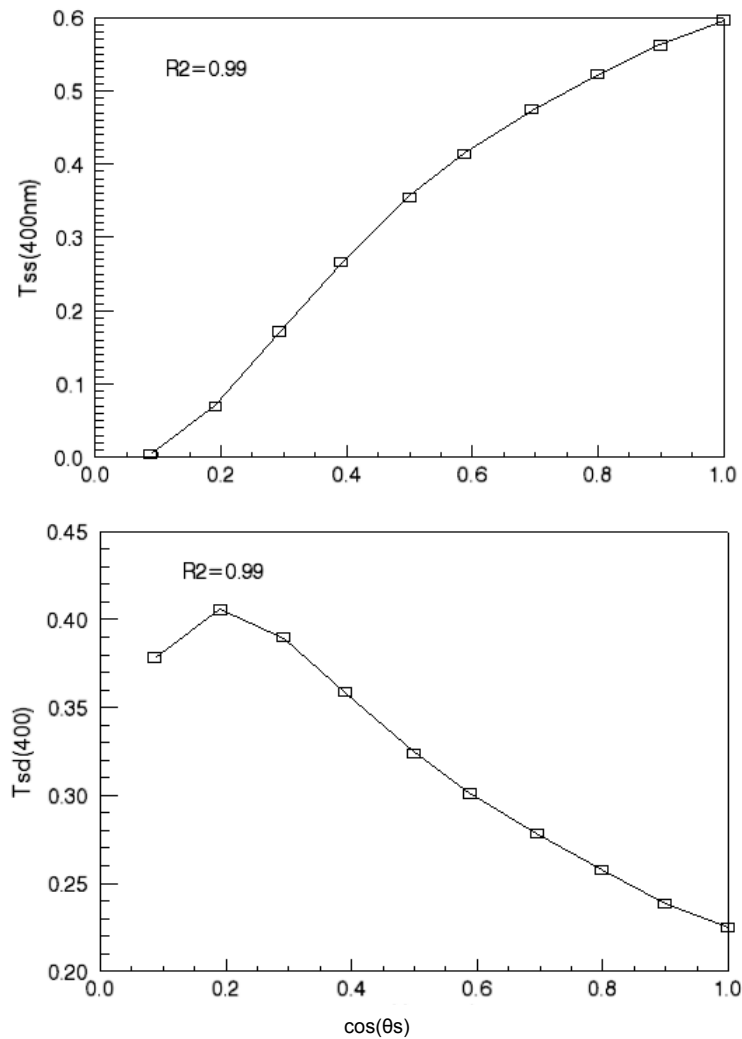


Figure 27 : Résultat de régression des transmittances τ_{ss} et τ_{sd} à 400 nm en fonction du cosinus de l'angle zénithal solaire θ_s .

La ligne noire correspond aux valeurs obtenues par une fonction polynomiale, les facteurs du polynôme sont obtenus par régression à partir des valeurs calculées par MODTRAN (symboles carrés dans la figure).

7.2. Interpolation tri-linéaire de ρ_{so}

La réflectance bidirectionnelle atmosphérique ρ_{so} change avec les variations des angles du Soleil et du capteur. Une fois que l'état de l'atmosphère est choisi, on peut construire la LUT de ρ_{so} en fonction des angles θ_s , θ_c et $\Delta\Phi$.

La relation entre ρ_{so} et chaque angle est présentée dans la Figure 28. Le résultat montre que la variation entre ρ_{so} et chaque angle est assez régulière, cela permet d'assurer la performance de l'interpolation tri-linéaire pour calculer la valeur de ρ_{so} avec les angles donnés (θ_s , θ_c et $\Delta\Phi$).

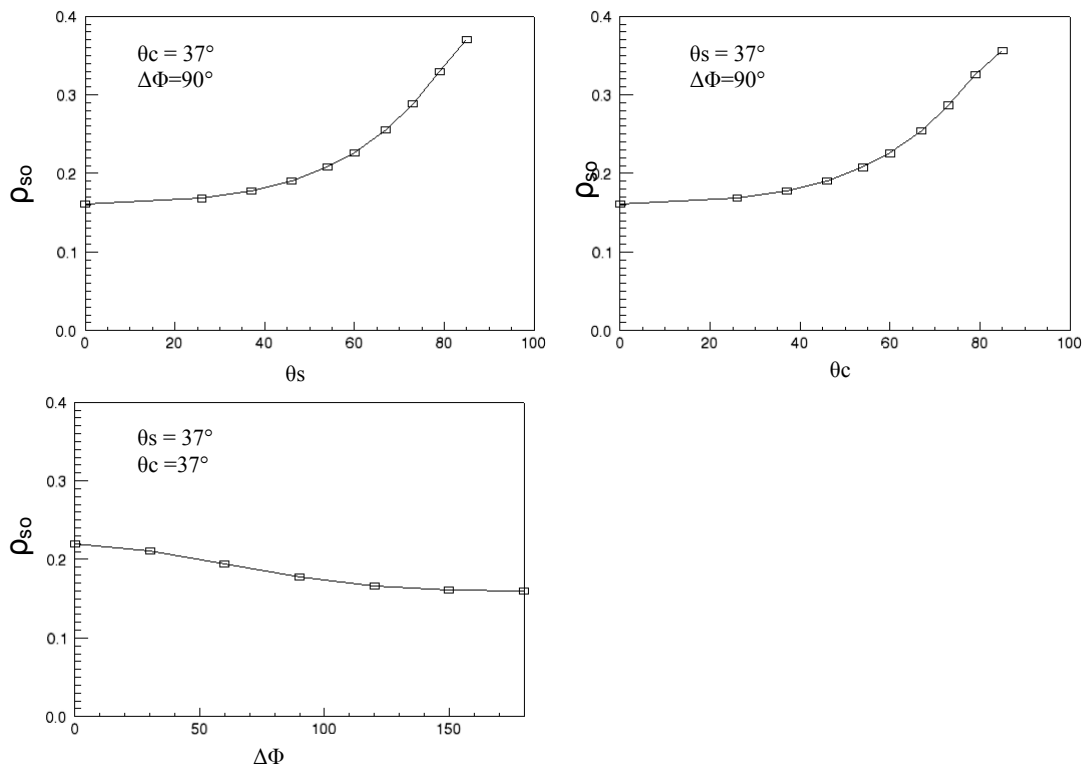


Figure 28 : Relation entre ρ_{so} et les angles θ_s , θ_c et $\Delta\Phi$ pour un type d'atmosphère donné.

L'interpolation tri-linéaire est une méthode d'interpolation linéaire d'un point qui se situe dans un cube (Figure 29). Le cube est un volume en 3 dimensions ou les coordonnées de chaque coins sont définies par (x_0, y_0, z_0) , (x_1, y_0, z_0) , (x_0, y_1, z_0) , ..., (x_1, y_1, z_1) . Les valeurs à chaque coin sont notées V_{000} , V_{100} , V_{010} , ... V_{111} . La valeur à la position (x, y, z) , V_{xyz} , est donnée par l'équation suivante:

$$\begin{aligned}
V_{xyz} = & V_{000}(x_1 - x)(y_1 - y)(z_1 - z) / D + \\
& V_{100}(x - x_0)(y_1 - y)(z_1 - z) / D + \\
& V_{010}(x_1 - x)(y - y_0)(z_1 - z) / D + \\
& V_{110}(x - x_0)(y - y_0)(z_1 - z) / D + \\
& V_{001}(x_1 - x)(y_1 - y)(z - z_0) / D + \\
& V_{101}(x - x_0)(y_1 - y)(z - z_0) / D + \\
& V_{011}(x_1 - x)(y - y_0)(z - z_0) / D + \\
& V_{111}(x - x_0)(y - y_0)(z - z_0) / D
\end{aligned}
\tag{56}$$

où $D = (x_1 - x_0)(y_1 - y_0)(z_1 - z_0)$.

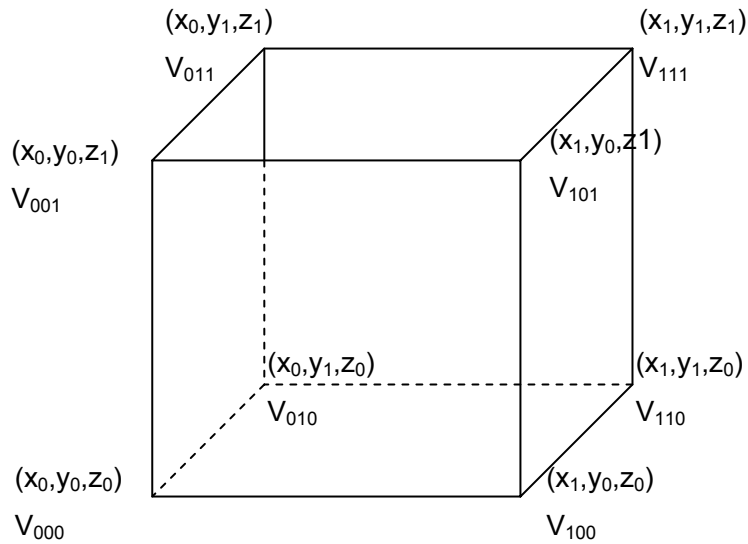


Figure 29 : Illustration de l'interpolation tri-linéaire

Nous présentons un exemple d'interpolation tri-linéaire de ρ_{so} dans la Figure 30 en comparant avec le résultat direct de MODTRAN. Les 2 courbes sont visiblement similaires, la qualité d'interpolation est jugée par l'erreur relative (re%), qui est la différence entre le résultat d'interpolation et le résultat de modèle et divisé par le résultat de modèle. Ici re% varie spectralement entre -3.58% à -1.84%, l'erreur moyenne est -3%, donc la performance de l'interpolation tri-linéaire de ρ_{so} est acceptable.

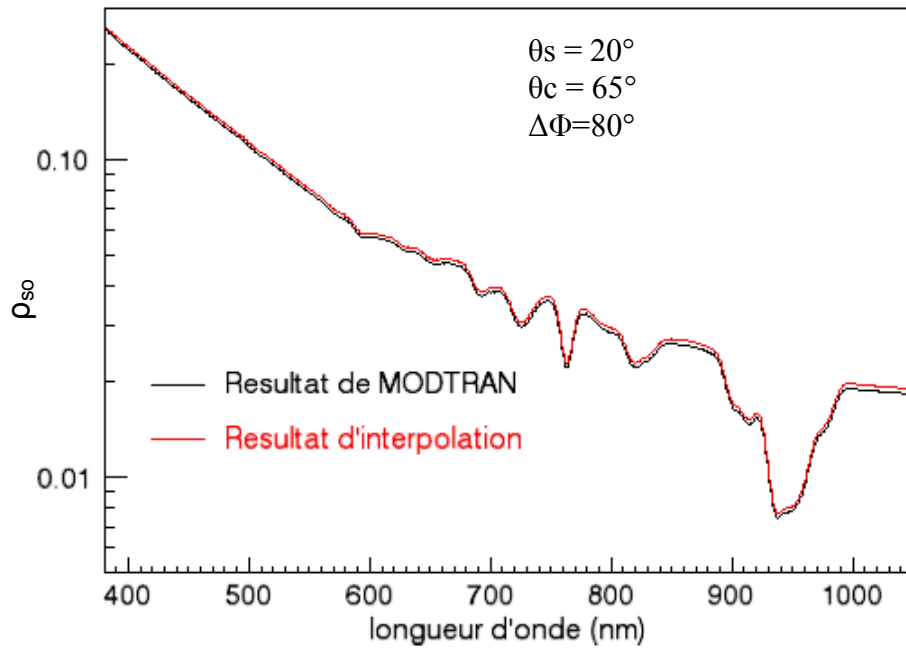


Figure 30 : Interpolation tri-linéaire de ρ_{so} .

7.3. Interpolation bilinéaire de R_{refl}

La distribution directionnelle de la réflectance directe de la surface marine R_{refl} peut être modélisée par Hydrolight en fonction de la vitesse du vent et de l'angle zénithal solaire θ_s . Pour une surface donnée, sa distribution de réflectance est considérée comme une demi-sphère, coupée en section en fonction des unités d'angle zénithal θ et d'angle azimutal Φ (Figure 31). Comme la résolution angulaire d'Hydrolight est de 10° pour θ et 15° pour Φ , c'est-à-dire 10 unités d'angle zénithal et 24 unités d'angle azimutal (Mobley et Sundman, 2008b). La demi-sphère contient $10 \times 24 = 240$ sections, donc on dispose de 240 R_{refl} correspondant à la valeur moyenne dans chaque section (Mobley, 1994).

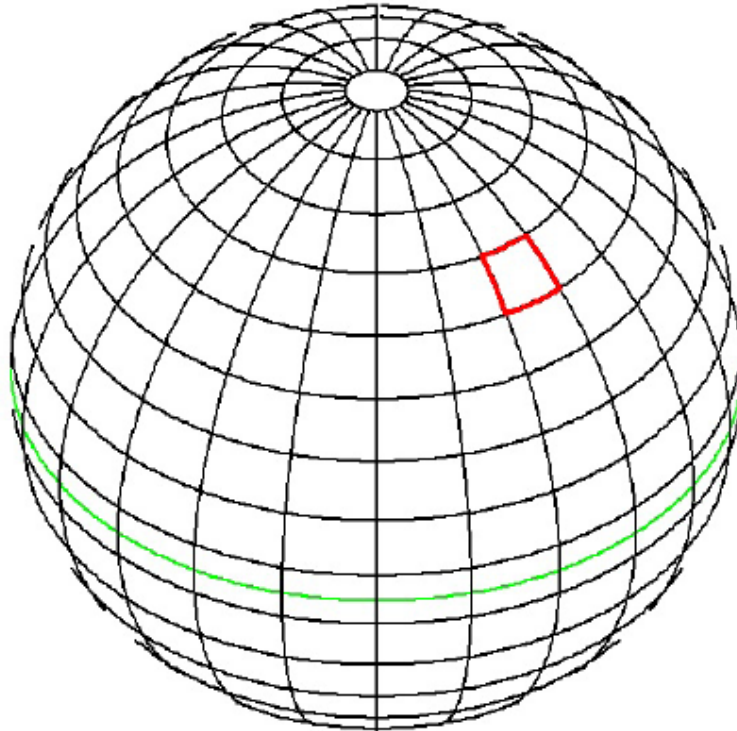


Figure 31 : Résolution angulaire d'Hydrolight de 10° en zénith et 15° en azimut.

Les fuseaux verticaux séparent le globe 24 angles azimutaux, les cercles horizontaux séparent le globe en 10 angles zénithaux. Le cercle vert représente l'équateur.

Généralement la résolution angulaire proposée par Hydrolight est satisfaisante pour caractériser les propriétés directionnelles d'une surface marine, mais cette résolution est trop faible pour la simulation puisqu'elle va créer des blocks dans l'image. Pour lisser les pixels, nous avons appliqué une interpolation bilinéaire pour chaque pixel correspondant aux angles $(\theta_c, \Delta\Phi)$. Les résultats d'interpolation ne sont pas "validés" car on ne dispose pas d'une résolution angulaire plus fine, mais notons que cette interpolation bilinéaire ne change pas la gamme de réflectance R_{refl} dans l'image simulée (Figure 32).

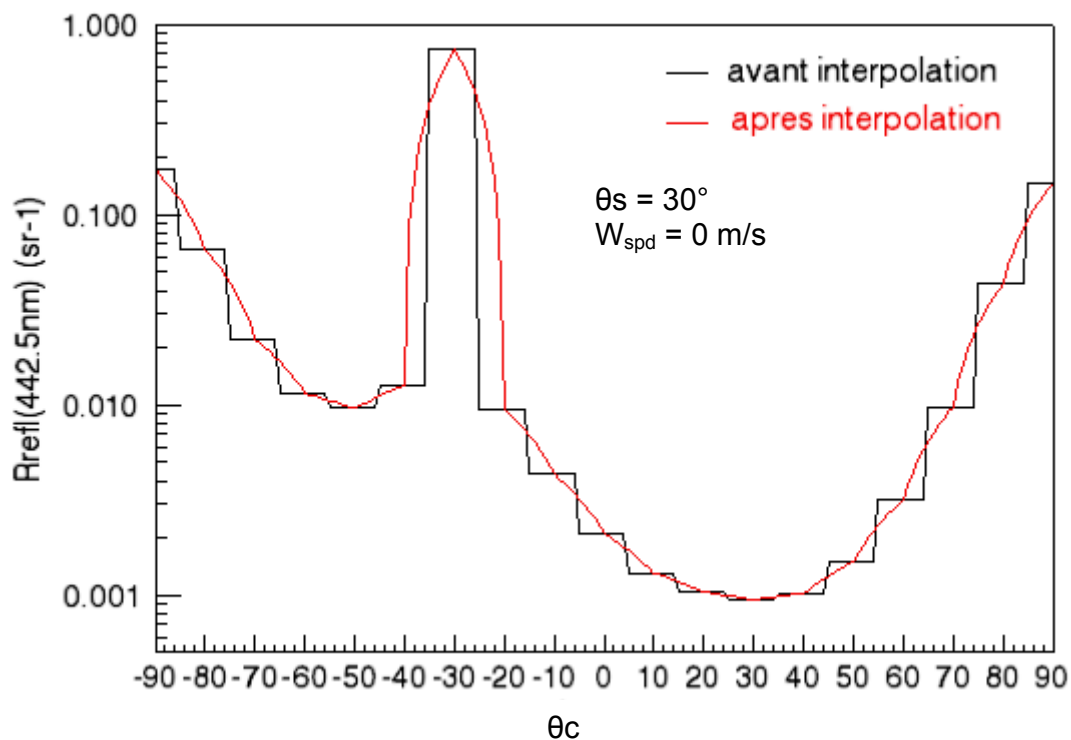


Figure 32 : Profil de R_{refl} à 442.5 nm avec $W_{\text{spd}}=0$ m/s et $\theta_s = 30^\circ$.

Les valeurs positives de θ_c signifient $\Delta\Phi=0^\circ$ et les valeurs négatives signifient $\Delta\Phi=180^\circ$. Le résultat d'interpolation bilinéaire (ligne rouge) permet de lisser le profil.

7.4. Multi-interpolation de R_{rs}

Comme présenté dans le Tableau 7, la LUT de R_{rs} contient 7 paramètres d'entrée. Pour des raisons de temps de calcul, l'intervalle entre 2 échelles dans la LUT ne peut pas être trop étroit. Pour limiter des erreurs d'approximation, nous avons effectué 2 étapes d'interpolation dont l'interpolation tri-linéaire pour les IOPs (a , b , b_b) et l'interpolation bilinéaire pour les angles (θ_c , $\Delta\Phi$) pour calculer la valeur de R_{rs} d'un pixel (a , b , b_b , θ_s , θ_c , $\Delta\Phi$, W_{spd} , λ).

La relation entre R_{rs} et les IOPs est présentée dans la Figure 33. Les courbes montrent une bonne linéarité entre R_{rs} et a , b et b_b (en logarithme). Il est donc possible d'appliquer l'interpolation tri-linéaire pour calculer R_{rs} avec les IOPs données (a , b , b_b). Les résultats de test ont montré que quand l'intervalle de LUT (partie IOPs) est égale à 1.5 comme facteur multiplicatif ($\text{IOPs}(i+1)/\text{IOPs}(i) = 1.5$ avec $i = 0, \dots, N$), soit 0.1761 en logarithme), l'erreur relative d'interpolation d'IOPs re% varie entre 1.75% à 4.45%, soit une erreur moyenne faible de 3.04%.

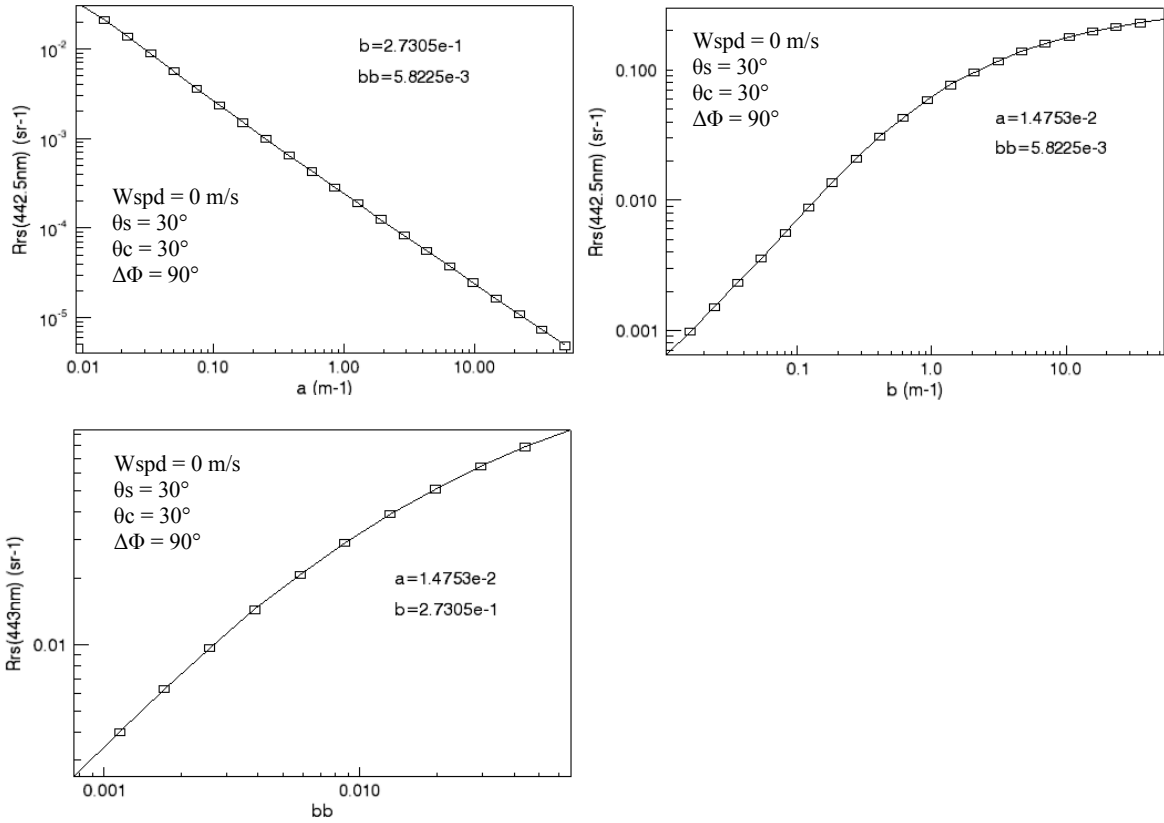


Figure 33 : Relation entre R_{rs} et les IOPs (a , b , b_b) avec des paramètres géométriques donnés. Les valeurs exactes (symboles carrées) sont obtenues par Hydrolight.

Nous avons aussi appliqué l'interpolation bilinéaire pour trouver la valeur de R_{rs} correspondant aux angles (θ_c , $\Delta\Phi$). Le processus de multi-interpolation est illustré par la Figure 34.

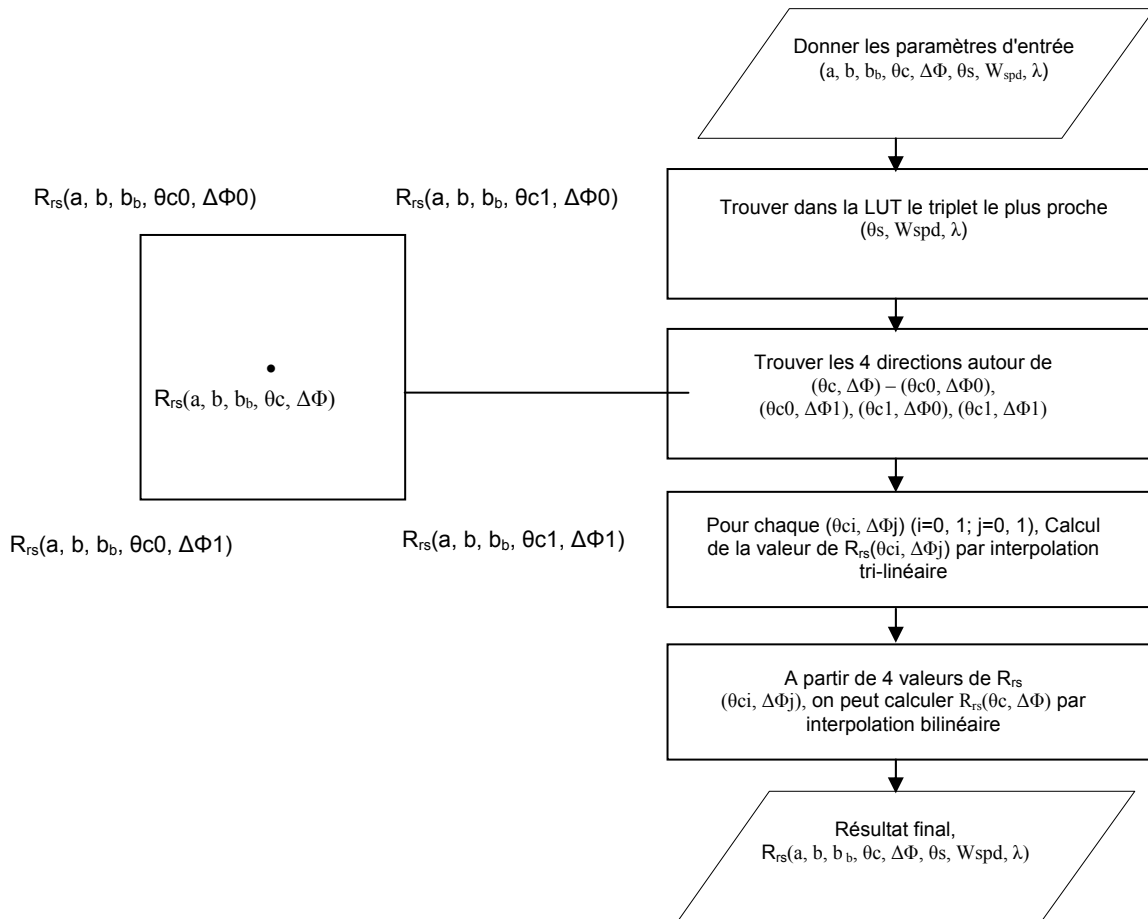


Figure 34 : Processus de multi-interpolation pour obtenir la valeur de R_{rs} pour chaque pixel.

Notons que dans les IOPs, la partie relative à l'eau de mer pure est souvent considérée comme constante. Donc pour le calcul de R_{rs} , on peut aussi appliquer les méthodes d'interpolation sur les IOPs partielles qui varient en fonction des constituants dans l'eau comme (a_{nw}, b_p, b_{bp}) ou (a_{nw}, b_p, b_{fp}) , cela ne changera pas le résultat car l'interpolation est invariante par translation.

8. Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons mis en place un simulateur d'images géostationnaires dans sa généralité. Il est capable de simuler des images globales ou locales de capteurs quelles que soient sa longitude sur l'orbite géostationnaire, ses bandes spectrales dans le domaine du visible, sa résolution si les données du paysage sont compatibles (de résolution égale ou meilleure). La FTM n'est pas prise en compte ni le rapport signal sur bruit mais cela pourra être envisagé dans la suite des travaux.

Le paysage d'entrée doit être décrit de façon spatialisée par des cartes de composition de l'eau, bathymétrique et de type de fond. Le logiciel Hydrolight simule la luminance spectrale

directionnelle émergeant de la surface de l'eau à partir de ses cartes d'entrée mais aussi en fonction de conditions environnementales (vent, ciel) et des conditions géométriques.

Le transfert atmosphérique peut également être modélisé par ce simulateur. Pour limiter le temps de calcul, nous avons généré des tables de correspondance pour ne pas avoir à lancer Hydrolight et MODTRAN pour chaque pixel. Ces LUT contiennent des résultats de simulation que nous interpolons pour obtenir le spectre de luminance de chaque pixel de l'image à simuler en haut de l'atmosphère.

Après avoir décrit le simulateur, nous allons présenter le scénario de simulation que nous avons utilisé afin d'atteindre l'objectif fixé à cette thèse qui est d'étudier l'influence des angles d'observation et d'éclairement sur la dynamique des luminances de l'image dans chaque bande spectrale et au cours de la journée.

Chapitre 3

Analyse des images simulées

Dans ce chapitre nous allons présenter un scénario de simulation pour parvenir au premier objectif fixé à cette thèse, à savoir étudier l'influence des angles d'observation et d'éclairement sur la dynamique des luminances spectrales de l'image.

En effet, à la différence des instruments en orbite héliosynchrone, les instruments géostationnaires doivent faire face à des angles d'observation et d'éclairement beaucoup plus importants. Cette spécificité risque d'avoir une forte influence sur les luminances mesurées par les capteurs dédiés à la couleur de l'eau. Pour mesurer cette influence nous avons choisi de simuler les images d'un capteur sur un paysage particulier que nous allons décrire dans le paragraphe suivant, puis nous présenterons les résultats de simulation et les interpréterons.

1. Scénario de simulation

1.1. *Paysage*

Les paysages d'intérêt dans notre étude sont les océans et les zones côtières. Comme nous l'avons évoqué dans le chapitre précédent, ce paysage doit être décrit pour renseigner au mieux les paramètres d'entrée du modèle Hydrolight qui va modéliser la luminance directionnelle en fonction des caractéristiques du paysage. Ces caractéristiques sont : la composition de l'eau en chlorophylle, matières minérales et organiques en suspension, la profondeur, le type de fond. En ce qui concerne la composition de l'eau, nous utilisons des cartes climatologiques de la composition de l'eau provenant du projet *GlobColour* comme données spatialisées. Ces cartes composites sont issues des produits de niveau 3 des capteurs MERIS, MODIS et SeaWiFS. Sont donc à notre disposition des cartes de concentration en chlorophylle (Chl), du coefficient d'absorption de la matière détritique et organique dissoute colorée (CDM) à la longueur d'onde de 443 nm ($a_{CDM(443)}$) et la carte de la concentration de la totale matière en suspension (TSM) (Figure 35). Ces 3 produits permettent de décrire la composition dans la colonne d'eau. Pour les eaux du cas 1, on utilise les cartes de Chl et de CDM. Pour les eaux du cas 2, on utilise 3 types de cartes : Chl, CDM et TSM.

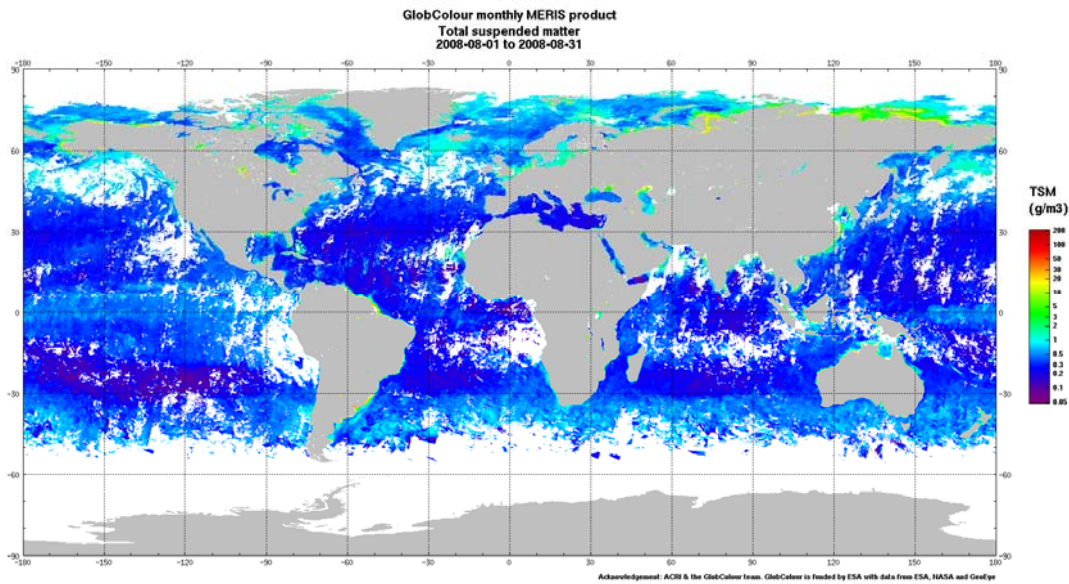
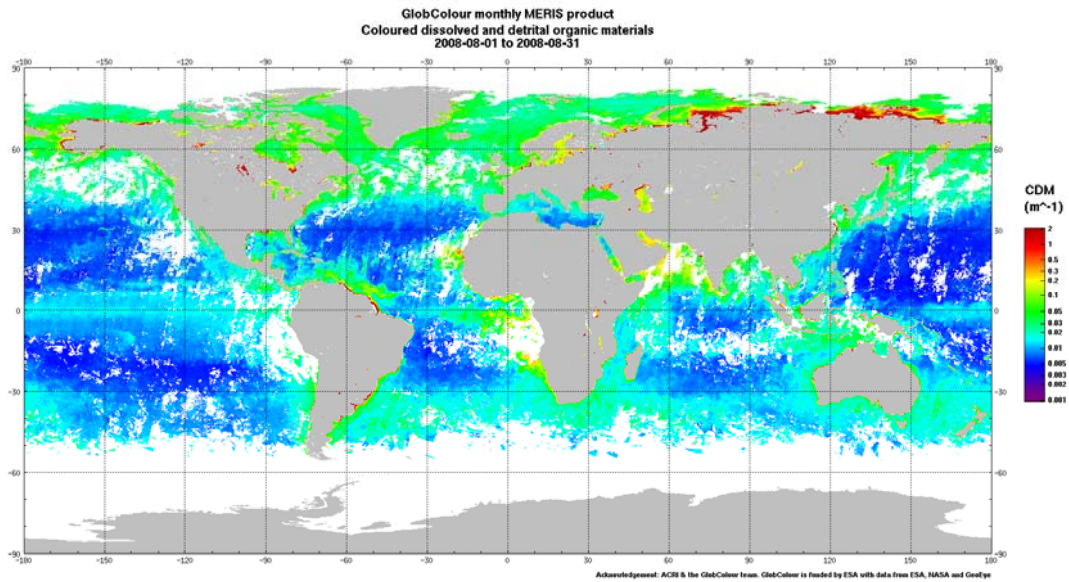
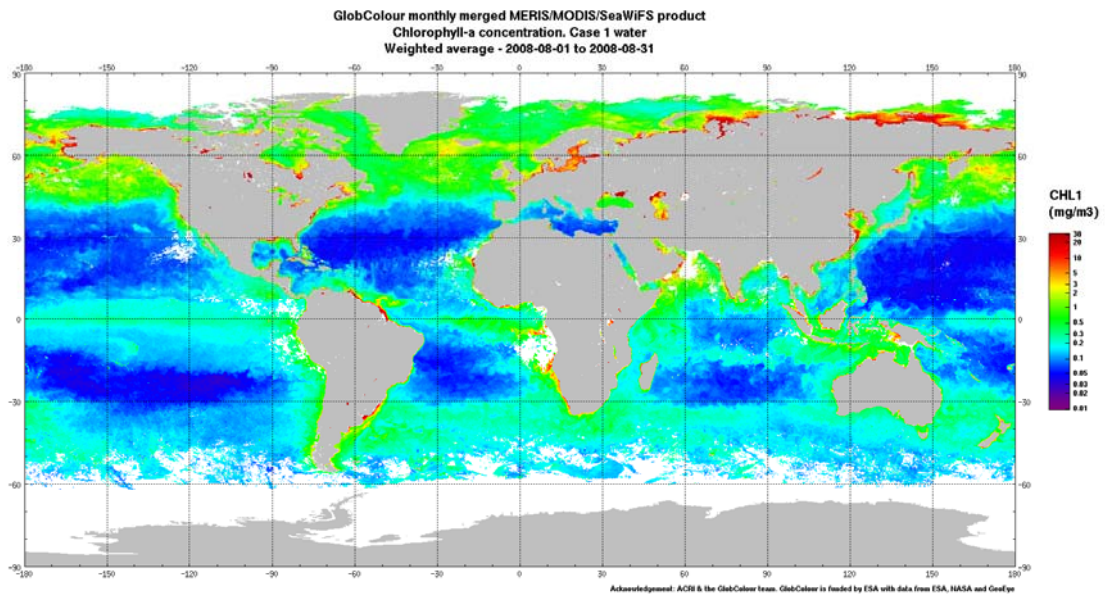


Figure 35 : Cartes mensuelles du produit niveau 3 de GlobColour (Chl, CDM et TSM)

Les cartes mensuelles présentaient des manques de données dus à la présence de nuages. Nous avons donc constitué une carte annuelle à partir des cartes mensuelles pour combler les manques de données sur une fenêtre temporelle plus longue. Pour un pixel donné, la moyenne sur les 12 mois a été calculée seulement sur les valeurs renseignées. Comme cela, on obtient une carte annuelle sans données manquantes pour les 3 paramètres (Chl, TSM et CDM), et ce, pour l'année 2008.

Ces 3 cartes seront donc figées lors de nos simulations. En effet, comme l'objectif est d'estimer la dynamique de la luminance au cours de la journée, le choix a été fait de ne pas modifier les cartes au sol pour ne mesurer que l'influence due aux angles.

Ces 3 cartes étaient fournies en projection cylindrique sur le site *GlobColour*. Pour simuler des images géostationnaires, ces cartes ont été transformées en projection stéréographique. On considère que la Terre est une sphère, le capteur géostationnaire peut viser un point sur la Terre ou l'angle zénithal du capteur est inférieur à 90° . On projette la surface sphérique observable sur un plan, donc à chaque pixel dans l'image correspond une surface sur la Terre qui augmente depuis le nadir du capteur vers les bords de l'image (Figure 36).

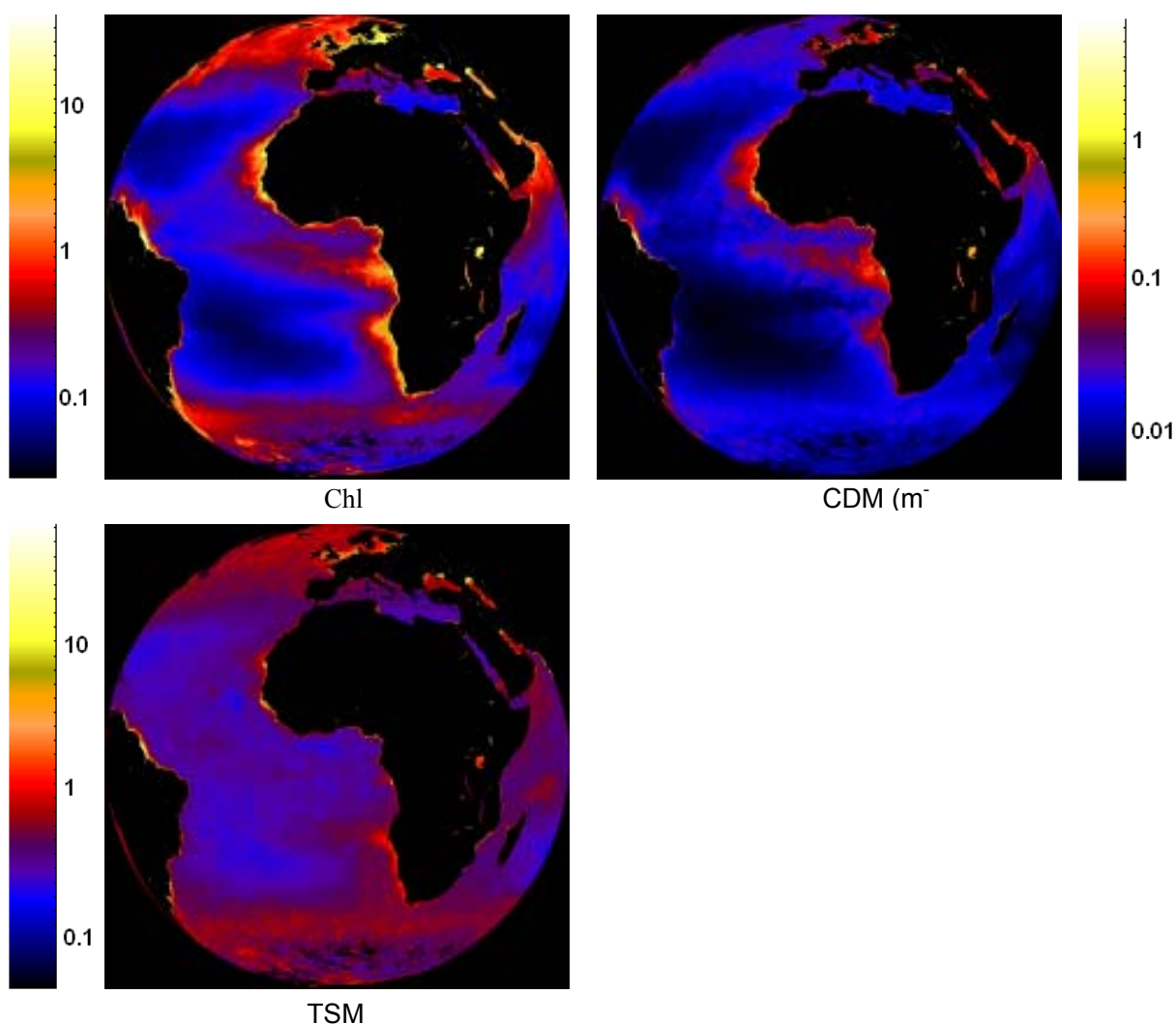


Figure 36 : Cartes de composition de l'eau (Chl, CDM et TSM) en projection géostationnaire dérivées des produits de GlobColour

Comme les modèles de transfert radiatifs sont différents pour les eaux du cas 1 et les eaux du cas 2, il est nécessaire de séparer les pixels en 2 classes disjointes.

La discrimination entre les eaux du cas 1 et celles du cas 2 pourrait être faite sur la comparaison de la réflectance de l'eau dans les bandes vertes. Bricaud et Morel (Bricaud *et al.*, 1987) ont montré qu'à concentration en chlorophylle égale, la réflectance dans les bandes vertes était supérieure pour les eaux du cas 2 par rapport à celles du cas 1. Cela est dû à la présence de sédiments dans ces dernières. Donc la méthode de classification des eaux en cas 1 ou cas 2 consiste à d'abord calculer une valeur seuil de réflectance en fonction de la concentration en chlorophylle dans l'eau à l'aide du modèle bio-optique. Si la réflectance mesurée est supérieure à une valeur seuil, le pixel est classé en cas 2, sinon il l'est en cas 1.

Mais dans le projet GlobColour, Morel et Bélanger (Morel et Bélanger, 2006) proposent une autre méthode pour la classification des eaux du cas 1 ou du cas 2. Cette méthode utilise Chl comme

entrée d'une LUT, basée sur le modèle bio-optique (Morel et Maritorena, 2001) et qui permet de donner la valeur seuil à 555 nm en tenant compte des angles solaire et du capteur. La carte "cas 1 ou cas 2" est présentée par la Figure 37. Dans cette carte en projection géostationnaire, les pixels signalés comme "cas 2" (blanc) représentent 2.85% du nombre total de pixels correspondant à de l'eau.

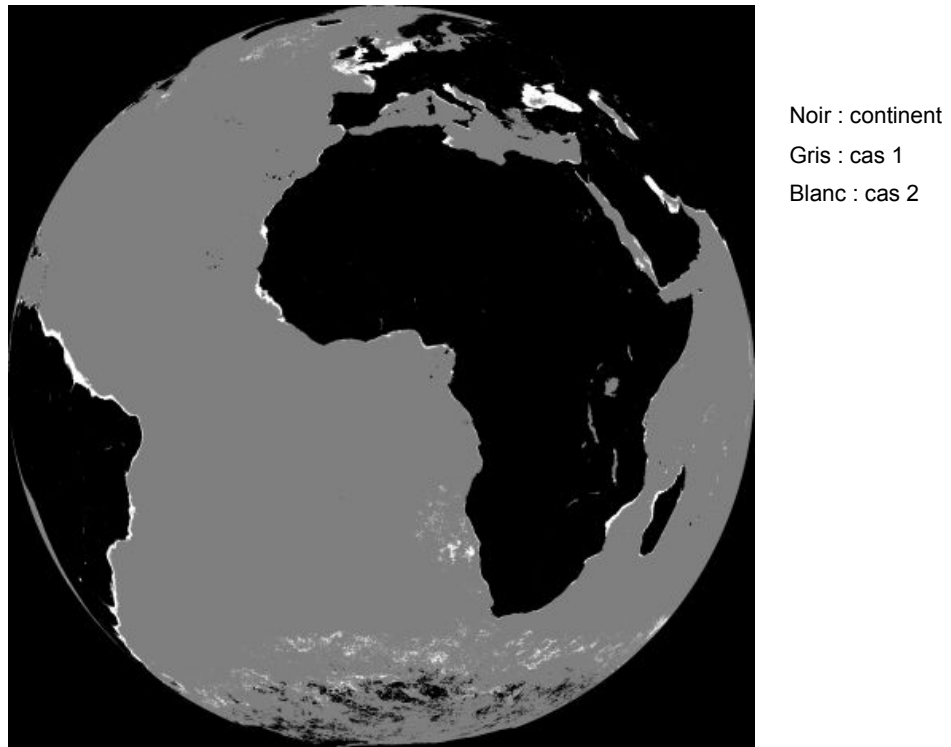


Figure 37 : Identification des eaux du cas 1 et du cas 2.

1.2. Hypothèses sur le paysage

En ce qui concerne la bathymétrie, nous avons fait l'hypothèse que la profondeur de tous les pixels est infinie. Cela se justifie dans les eaux du cas 1, c'est-à-dire dans les eaux du large. Pour les eaux du cas 2 cette hypothèse est plus discutable, en zone côtière où la profondeur est souvent faible. Cependant, étant donné la résolution spatiale égale à 4.6 km sur ces cartes, on peut considérer qu'après 1 pixel on se trouve déjà loin du bord, où la profondeur est déjà bien supérieure à 60 m, profondeur limite, pour que le fond ait une influence sur la luminance de surface (Andréfouët, 1998).

De plus, on considère que la composition de l'eau de chaque pixel ne varie pas pendant la journée. Nous savons que cette hypothèse est surtout fautive en zones côtières qui subissent une variation de composition dans l'eau en cycle diurne mais cela nous permet d'analyser que l'influence des angles d'observation et d'éclairement au cours de la journée. Mais il suffirait, si

nécessaire, de donner en entrée du simulateur des cartes de composition de l'eau qui varieraient dans le temps pour prendre en compte cette variation diurne dans nos simulations.

Comme la rugosité de la surface marine est modélisée en fonction de la vitesse du vent, quand la W_{spd} est égale à 0 m/s, la valeur maximum de luminance est dans la région sunglint, et si W_{spd} augmente, la luminance du sunglint va se disperser et la région affectée sera élargi. Comme l'objectif de la simulation des images GAC est d'évaluer la dynamique de luminance en fonction des angles, nous avons choisi de traiter une surface plate ($W_{spd} = 0$ m/s) pour maximiser la luminance reçue par le capteur.

1.3. Atmosphère

En ce qui concerne l'atmosphère, les transmittances et les réflectances dans la LUT sont déduites par un seul profil d'atmosphère et d'aérosol. C'est une simplification importante parce que les valeurs des transmittances atmosphériques (τ_{ss} , τ_{sd} , τ_{oo} , τ_{do}) et réflectances atmosphériques (ρ_{so} , ρ_{dd}) changent avec les profils atmosphériques. Pourtant, quel que soit le type d'atmosphère, la relation entre les paramètres atmosphériques et les angles reste la même, donc un seul type est suffisant pour indiquer l'influence des angles sur la dynamique des images GAC de L_{TOA} .

Pour simuler les images, nous avons choisi le modèle géométrique-saisonnier "1976 US Standard Atmosphere", et le modèle d'aérosol "Navy Maritime extinction". Les détails pour extraire les transmittances et réflectances sont présentés par (Verhoef et Bach, 2003).

1.4. Capteur

Nous avons simulé les 20 premières bandes du capteur OLCI (Ocean and Land Colour Imager), successeur d'ENVISAT/MeRIS, conçu pour la mission Sentinel 3 (Aguirre, *et al.*, 2007), parce que ces bandes spectrales ont été optimisées pour l'observation de la couleur de l'océan.

Tableau 10 : Bandes spectrales du capteur OLCI

Bande	Centre (nm)	Largueur	Bande	Centre (nm)	Largueur	Bande	Centre (nm)	Largueur
1	400.000	15.00	8	665.000	10.00	15	781.250	10.00
2	412.500	10.00	9	681.250	7.50	16	862.500	15.00
3	442.500	10.00	10	708.750	10.00	17	872.500	5.00
4	490.000	10.00	11	753.750	7.50	18	885.000	10.00
5	510.000	10.00	12	761.250	2.50	19	900.000	10.00
6	560.000	10.00	13	764.375	3.75	20	940.000	20.00
7	620.000	10.00	14	773.750	5.00			

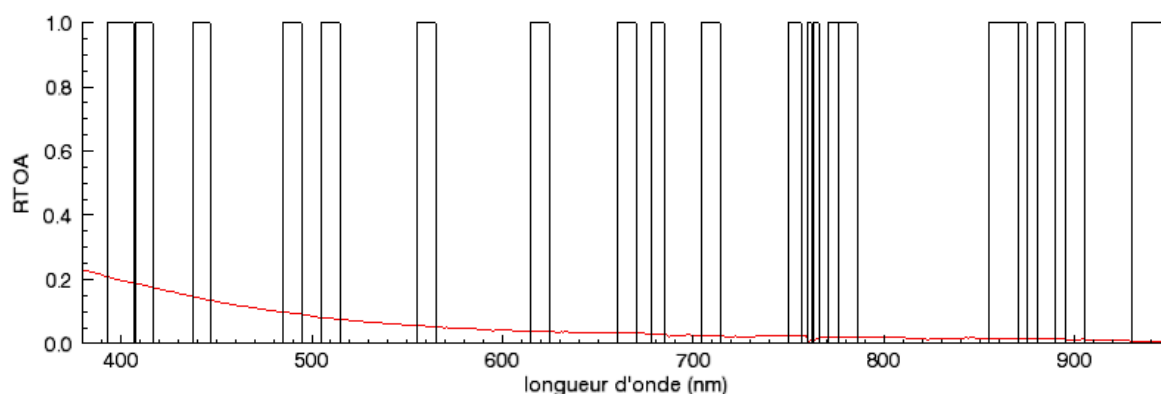


Figure 38 : Bandes spectrales calquées sur celles du capteur OLCI, la ligne rouge présente un spectre modélisé par Hydrolight de réflectance TOA sur l'océan

La résolution spatiale d'image est définie par la résolution spatiale des cartes de paysage à l'entrée du simulateur. La taille du pixel au nadir est de 4.63 km, au bord elle atteint 117.7 km et cela est dû à la géométrie d'observation.

La résolution temporelle a été fixée à 2 heures cela permet de calculer les angles zénithal et azimutal du soleil comme cartes d'entrée du simulateur. Cette résolution temporelle nous suffit pour présenter la dynamique de luminance pendant une journée au niveau global mais il est tout à fait possible de simuler des images toutes les 15 minutes, le temps de simulation en serait évidemment augmenté en conséquence.

Nous avons choisi comme date de simulation le 1^{er} août 2008. A partir de GMT= 0 :00 (l'heure de Greenwich), toutes les 2 heures, jusqu'à 24:00.

2. Résultats

2.1. *Images simulées au niveau de la surface*

2.1.1. *Images en réflectance (R_{rs} et R_{refl})*

Selon le processus de la simulation d'images, le simulateur produit dans un premier temps des images au niveau de la surface : la réflectance directionnelle provenant de la colonne d'eau (R_{rs}) et la réflectance directionnelle réfléchi par la surface de la mer (R_{refl}). On présente dans la Figure 39 deux images de R_{rs} à 560 nm et à 2 heures différentes (GMT=12:00 et GMT=16:00). Ces images montrent que l'image de R_{rs} est bien corrélée aux images des constituants de l'eau données en entrée du simulateur. La forte valeur de R_{rs} à l'embouchure de l'Amazone est due aux sédiments transportés par le fleuve (Martinez *et al.*, 2009). La forte valeur de R_{rs} sur les côtes africaines est due aux matières en suspension en eau peu profonde (Bricaud, *et al.*, 1987). La forte valeur de R_{rs} dans la mer du Nord est due à la forte productivité photosynthétique dans cette région (Fichez *et al.*, 1992). Les réflectances élevées (pixels de couleur jaune) se présentent principalement dans les régions de cas 2 et les valeurs faibles (pixels de couleur bleue) se présentent particulièrement dans les régions à très faible Chl et CDM. Cette distribution n'est apparemment pas influencée par l'angle du soleil et du capteur. Notons que les bandes circulaires dans les images sont dues à la résolution angulaire de θ_s ($=5^\circ$) dans la LUT de R_{rs} , qui crée des bandes circulaires autour de la position du soleil.

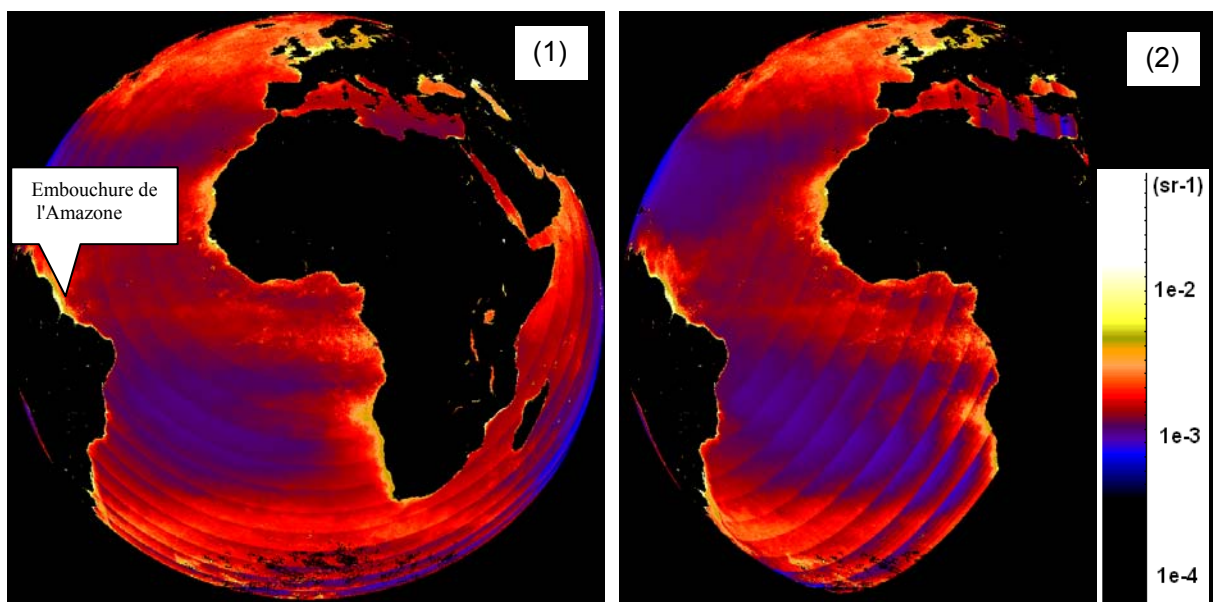


Figure 39 : Images de R_{rs} à 560nm (sr^{-1}) simulées à (1) GMT=12:00 et (2) GMT=16:00.

Les pixels noirs représentent soit les zones émergées, l'espace ou les régions non éclairées par le soleil.

Les images de réflectance en relative $R_{\text{refl}}/(R_{\text{rs}}+R_{\text{refl}})$ à 560 nm aux mêmes heures sont présentées dans la Figure 40. Elles représentent la lumière du soleil et du ciel réfléchi par la surface. La réflectance R_{refl} ne dépend pas des constituants de l'eau mais dépend fortement de l'état de la surface, de la position du soleil et de l'angle du capteur. Comme expliqué dans les hypothèses, la vitesse du vent est égale à 0 m/s partout sur l'image, on peut remarquer que la valeur de R_{refl} est faible quand l'angle zénithal du capteur θ_c est petit. En bord d'image, où l'angle zénithal du capteur est fort, la valeur de R_{refl} augmente aussi. Ce phénomène montre que quand l'angle zénithal du capteur θ_c est grand ($>70^\circ$), le signal réfléchi directement par la surface est dominant dans la luminance provenant de la surface, ce qui cache le signal provenant de l'eau.

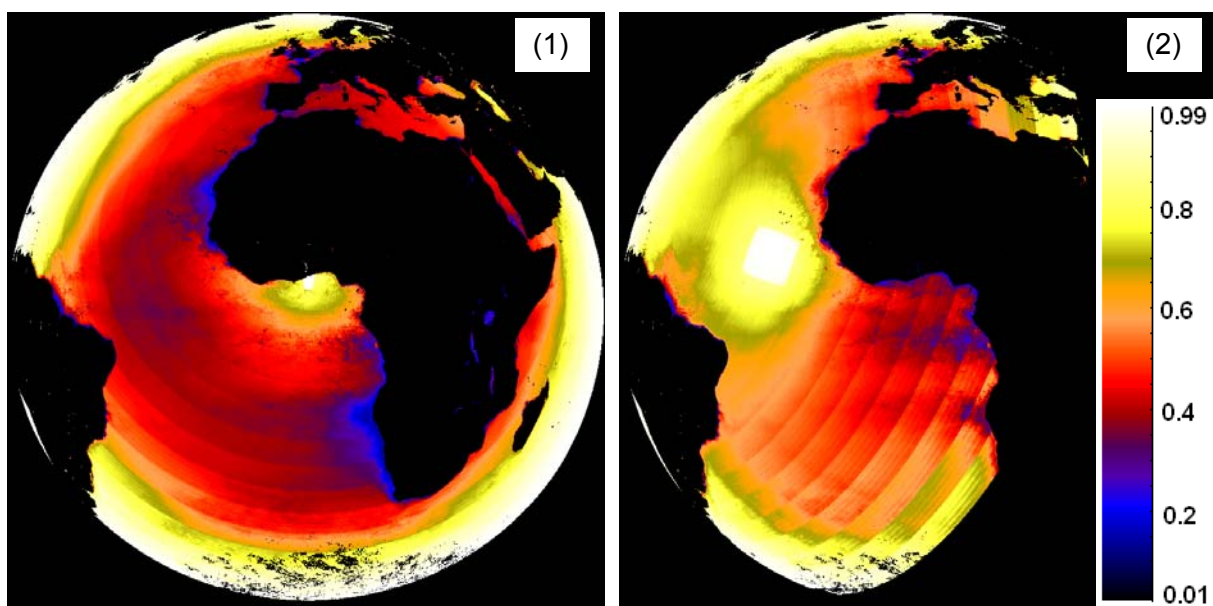


Figure 40 : Images de $R_{\text{refl}}/(R_{\text{rs}}+R_{\text{refl}})$ à 560 nm, simulées à (1) GMT=12:00 et (2) GMT=16:00.

On remarque aussi une zone aux valeurs très élevées (en couleur blanche) dans les images de R_{refl} (Figure 40). C'est la zone de sun glint provoquée par l'effet spéculaire. La position et la taille de la zone de sun glint dans l'image géostationnaire varient en fonction de l'heure et de la vitesse du vent à la surface. Plus la vitesse du vent augmente, plus la taille de la zone de sun glint augmente mais, comme l'énergie se diffuse, la valeur en luminance diminue.

2.1.2. Images en luminance

En multipliant les images en réflectance de surface par l'éclairement descendant $E_d(0+)$ simulée par MODTRAN (équation (45)), on peut obtenir les images de luminance au niveau de la surface. La luminance $L_u(0+)$ est la luminance qui serait mesurée juste au dessus de la surface marine, elle est la somme de la luminance L_w et L_{refl} . On présente, Figure 41, 3 images en luminance L_w , L_{refl} et $L_u(0+)$ à 560 nm et à GMT=16:00.

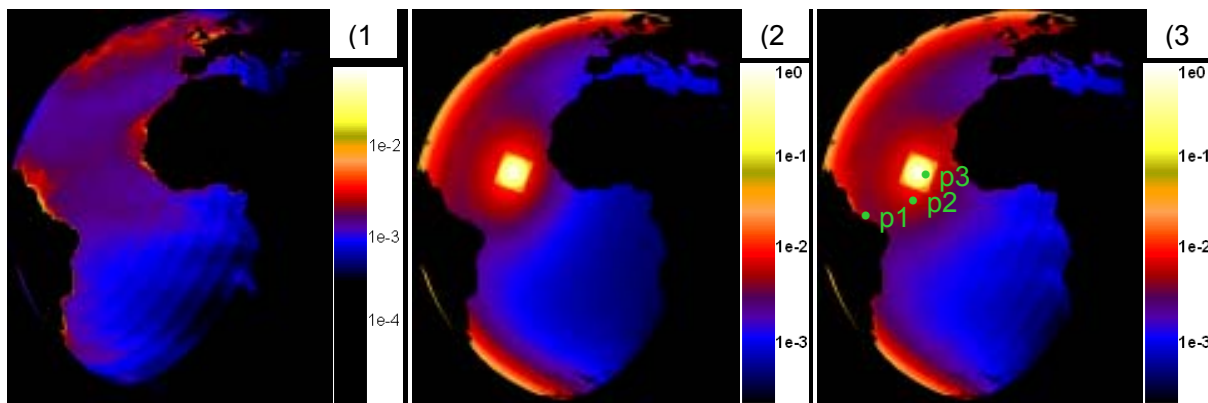


Figure 41 : Images de luminance à 560 nm ($W/m^2/sr/nm$) à GMT=16:00, (1) L_w , (2) L_{refl} , (3) $L_u(0+)$.

On remarque que l'influence de L_{refl} dans l'image de $L_u(0+)$ dépend de la position du soleil et de l'angle du capteur. Nous avons sélectionné 3 pixels particuliers dont un pixel de cas 2 à l'embouchure de l'Amazone (P1), un pixel de cas 1 dans l'océan Atlantique (P2) et un pixel de cas 1 dans la zone de sun glint (P3) à GMT=16:00, et tracé leur profils spectraux en L_w , L_{refl} et $L_u(0+)$ (Figure 42).

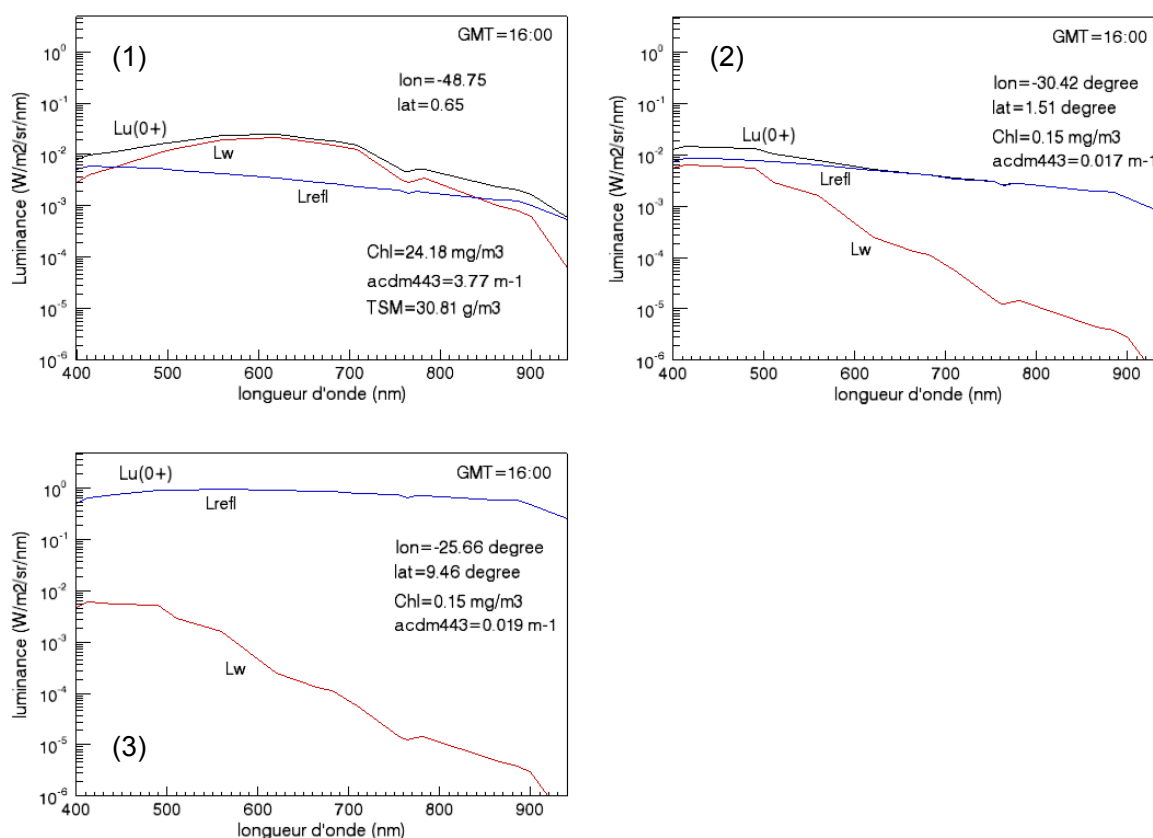


Figure 42 : Profils spectraux de pixels particuliers dans les images de luminance au niveau de la surface (L_u) à GMT=16:00:

- (1) P1: cas 2, à l'embouchure de l'Amazone;
- (2) P2: cas 1, dans l'océan d'Atlantique;
- (3) P3: cas 1, proche de P2 mais dans la zone de sunglint.

Pour chacun de ces spectres, on peut remarquer que :

- Dans les eaux du cas 2, la luminance L_w domine $L_u(0+)$ (Figure 42-(1)).
- Dans les eaux du cas 1, L_w dans les bandes du proche infrarouge peut être considérée comme nulle, c'est la raison pour laquelle on peut utiliser la méthode "pixel noir" (Gordon et Wang, 1994) pour la correction atmosphérique dans les eaux du cas 1 pour annuler la contribution atmosphérique et la réflexion directe par la surface (Figure 42-(2)).
- Dans la zone de sunglint, la luminance L_w est négligeable dans $L_u(0+)$, le pixel P3 est proche du pixel P2, de même composition de l'eau mais P3 se situe dans la zone de sunglint à GMT=16:00, ce qui provoque une forte réflexion directe de la luminance solaire vers le capteur (Figure 42-(3)). Cette luminance n'apporte aucune information sur l'eau et risque de saturer le capteur.

2.2. Images de la luminance en haut de l'atmosphère

Les images en luminance reçues par le capteur L_{TOA} sont obtenues ensuite par l'équation (44) et par la méthode d'interpolation décrite dans le chapitre 2. On présente dans la Figure 43, 3 images en luminance L_{TOA} à 560 nm à 3 différentes heures GMT=8:00, 12:00 et 16:00. Comme dans les eaux du cas 1, la luminance réfléchiée par l'atmosphère contribue à 90% dans la luminance L_{TOA} dans la bande verte (IOCCG, 2010). L_w est visiblement faible dans l'image de $L_{TOA}(560 \text{ nm})$. La variation de L_{TOA} à différentes heures dans la Figure 43 est provoquée par la réflexion atmosphérique et la réflexion directe par la surface qui dépendent des angles. Les valeurs sont plus élevées au bord du disque parce que L_{refl} et L_{so} augmentent avec l'angle θ_c . La zone de sunglint apparaît aussi dans les images de L_{TOA} mais la valeur est plus petite que L_{refl} parce que la luminance du sunglint a été absorbée et diffusée par l'atmosphère (Figure 44).

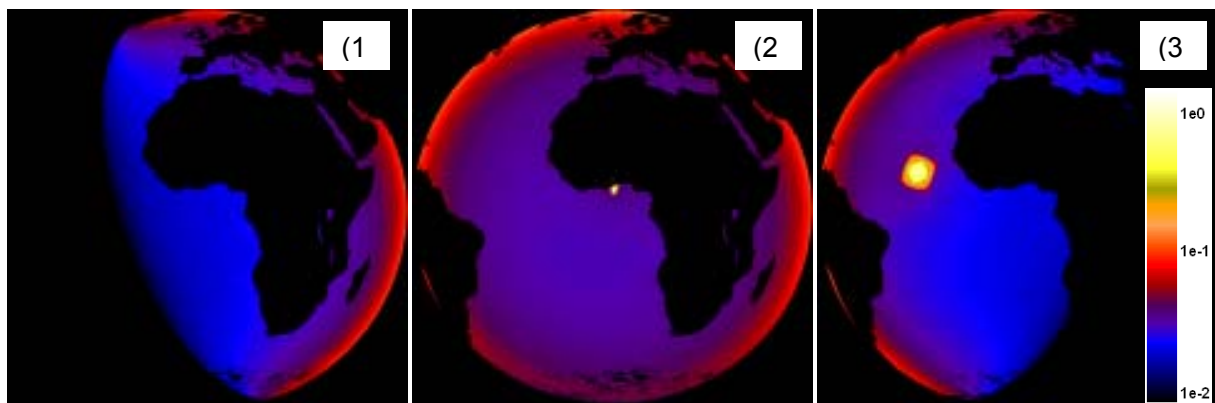


Figure 43 : Images en luminance $L_{TOA}(560 \text{ nm})$ ($\text{W}/\text{m}^2/\text{sr}/\text{nm}$) à (1) GMT=8:00, (2) GMT=12:00, (3) GMT=16:00

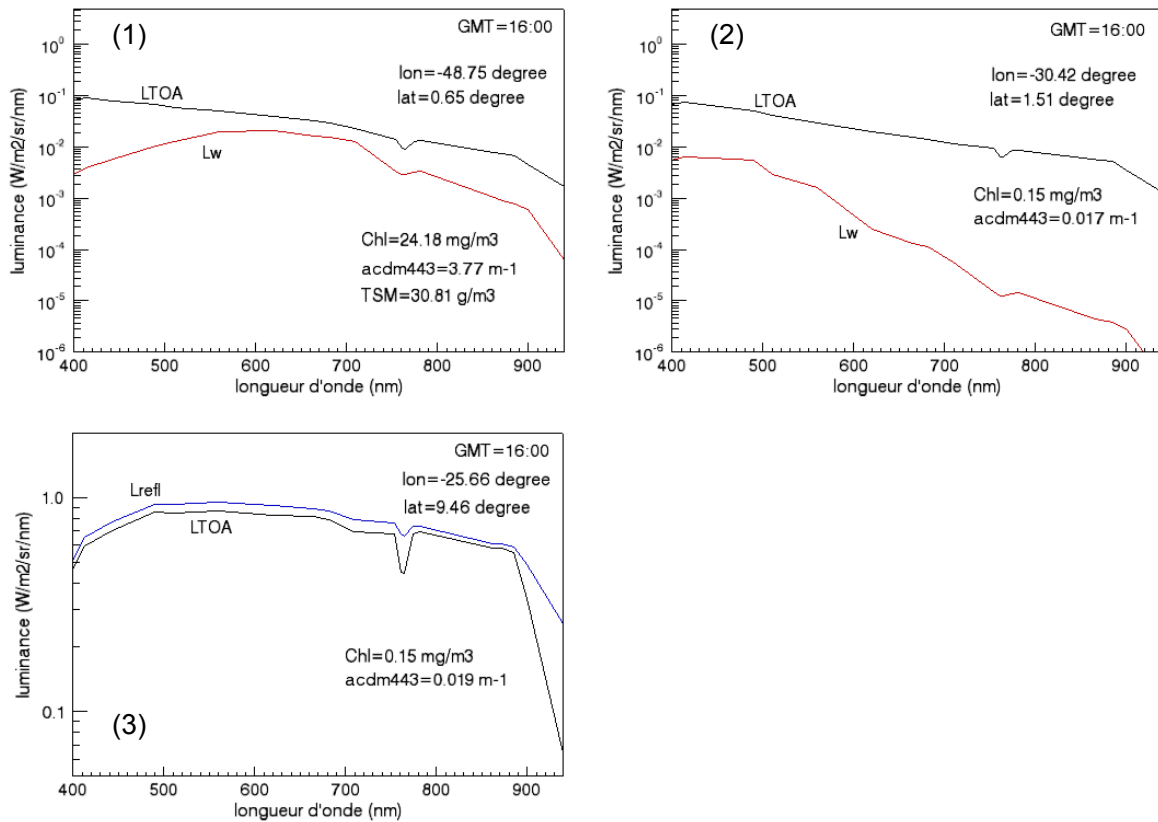


Figure 44 : Profils spectraux de pixels particuliers dans les images en luminance en haut de l'atmosphère à GMT=16:00: (1) P1: cas 2, à l'embouchure de l'Amazone; (2) P2: cas 1, dans l'océan d'Atlantique; (3) P3: cas 1, proche de P2 mais dans la zone de sunglint.

On peut remarquer que dans la Figure 44 (1) et (2), les spectres de L_w de cas 1 et de cas 2 sont très différents mais les spectres de L_{TOA} sont similaires. Cela montre que l'atmosphère contribue pour une importante partie dans la luminance reçue par le capteur et que la méthode de correction atmosphérique est très importante pour estimer la concentration des constituants. Dans la zone du sunglint, la situation est différente, la luminance solaire est réfléchiée par la surface marine vers le capteur, sa valeur est beaucoup plus forte que la luminance réfléchiée par l'atmosphère. Cette luminance subit l'absorption et la diffusion en traversant l'atmosphère et c'est pour cela que dans la Figure 44 (3), le spectre de L_{TOA} est inférieur à celui de L_{refl} dans le cas du sunglint.

2.3. Dynamique de luminance L_{TOA} pendant une journée

A partir des images en luminance L_{TOA} présentées dans la Figure 43, on peut déterminer les valeurs minimum et maximum et leur position (Tableau 11).

A GMT=8:00, la valeur minimum de $L_{TOA}(560 \text{ nm})$ se trouve quand θ_s est maximum (85° , au lever du soleil) et la valeur maximum est atteinte quand θ_s est minimum (15°) et θ_c maximum (85°).

A GMT=12:00, le soleil est derrière le capteur, θ_s et θ_c sont donc proches. La valeur minimum de la luminance se situe à $\theta_s=31^\circ$ et $\theta_c=16^\circ$ (ni lever, ni coucher du soleil), la valeur maximum se situe dans la zone du sunglint ($\theta_s=11^\circ$, $\theta_c=9^\circ$ et $\Delta\Phi=175^\circ$). L'angle θ_s est différent de l'angle θ_c parce qu'à GMT=12:00, le sunglint se situe sur les terres émergées ($\theta_s = \theta_c$ et $\Delta\Phi=180^\circ$).

A GMT=16:00, la valeur minimum de luminance se trouve aussi quand θ_s est maximum (85° , coucher du Soleil) et la valeur maximum de L_{TOA} se situe dans la zone de sunglint ($\theta_s=32^\circ$, $\theta_c=32^\circ$ et $\Delta\Phi=180^\circ$).

Tableau 11 : Valeurs minimum et maximum dans les images de L_{TOA} à 560 nm ($W/m^2/sr/nm$) à 3 heures différentes de la journée.

560 nm	GMT=8:00		GMT=12:00		GMT=16:00	
	min	max	min	max	min	max
L_{TOA}	0.00847	0.10961	0.02904	1.46087	0.00991	0.99767
θ_c ($^\circ$)	26.01	83.31	16.00	8.58	37.29	32.41
$\Delta\Phi$ ($^\circ$)	8.55	36.78	15.67	175.15	36.62	179.91
θ_s ($^\circ$)	85.00	14.90	30.63	10.58	85.00	32.31

Si l'on compare l'histogramme de $L_{TOA}(560 \text{ nm})$ à GMT=8:00 et 16:00, on remarque que la dynamique de la luminance est similaire, parce que la position du soleil à ces 2 instants est symétrique par rapport au capteur. Un petit pic (non visible) est présent dans l'histogramme de l'image à 16:00 pour les valeurs fortes provoquées par l'effet spéculaire (absent dans l'image à 8:00).

Si l'on compare l'histogramme à 8:00, 16:00 et 12:00, on peut remarquer qu'il y a un décalage à droite pour L_{TOA} à 12:00 car c'est le moment où la zone de couverture totale du capteur est éclairée de façon la plus homogène. L'histogramme à 12:00 peut paraître surprenant car il ne présente pas de valeurs faibles. Cela s'explique par le fait qu'à 12:00, toute la calotte terrestre est éclairée. Sur les bords de la Terre (θ_c et θ_s grands), la faible luminance, due au faible éclairage solaire au lever ou au coucher du soleil, est compensée par la forte réflexion et diffusion de l'atmosphère.

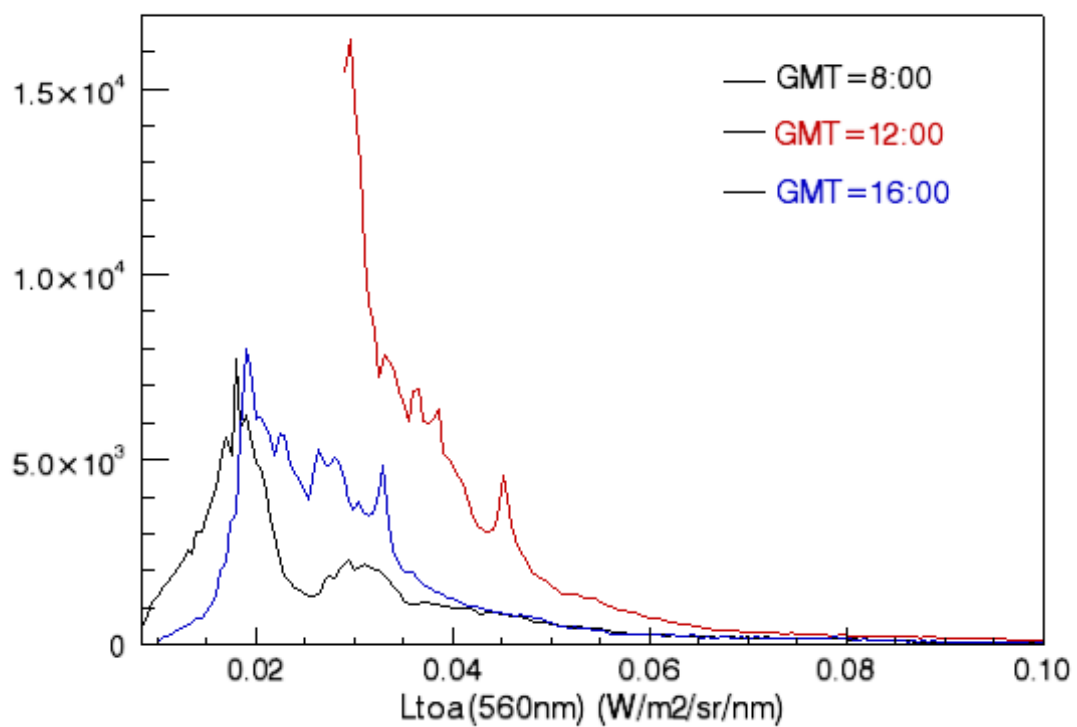


Figure 45 : Histogramme des images de $L_{TOA}(560nm)$ à GMT=8:00, 12:00 et 16:00

La gamme de luminance de L_{TOA} à chaque longueur d'onde d'OLCI toutes les 2 heures est calculée à partir des images simulées et on présente, dans le

Tableau 12, les valeurs min et max pour 3 heures différentes. Ce tableau montre que toutes les bandes sont affectées par le sunglint et qu'à 12:00, il est plus fort qu'à 16:00. Certaines bandes spectrales (hautes longueurs d'onde) ont une très faible dynamique et le capteur a besoin d'avoir une très haute sensibilité pour détecter des faibles signaux. On peut remarquer que la luminance maximum mesurée (max2) n'est pas toujours à la même longueur d'onde. A 8:00, L_{TOA} maximum est à 412 nm et à 12:00 et 16:00, L_{TOA} maximum est à 560 nm. Cela s'explique par l'absence de sunglint (à 8:00), l'absorption et la diffusion de l'eau et l'atmosphère donne la valeur de luminance maximum dans la bande bleue, à 412 nm. Quand la zone de sunglint apparaît à 12:00 et 16:00, la valeur maximum de luminance se trouve dans la zone de sunglint et est maximum à 560 nm.

Tableau 12 : Gamme de L_{TOA} à 20 bandes d'OLCI pour 3 différentes heures.

L_{TOA} (nm)	GMT=8:00			GMT=12:00			GMT=16:00		
	min	max1 ⁽¹⁾	max2 ⁽²⁾	min	max1	max2	min	max1	max2
400	0.0148	0.1704	0.1704	0.0547	0.1958	0.7299	0.0168	0.1737	0.5310
412	0.0172	0.1985	0.1985	0.0646	0.2301	0.9275	0.0194	0.2023	0.6776
442	0.0163	0.1892	0.1892	0.0625	0.2236	1.1139	0.0185	0.1921	0.8029
490	0.0144	0.1710	0.1710	0.0480	0.2053	1.3974	0.0165	0.1726	0.9825
510	0.0122	0.1484	0.1484	0.0406	0.1789	1.4024	0.0142	0.1498	0.9742
560	0.0085	0.1096	0.1096	0.0290	0.1318	1.4609	0.0099	0.1105	0.9977
620	0.0061	0.0824	0.0824	0.0185	0.0999	1.4228	0.0071	0.0828	0.9627
665	0.0057	0.0764	0.0764	0.0144	0.0940	1.4044	0.0067	0.0765	0.9511
681	0.0053	0.0707	0.0707	0.0129	0.0872	1.3537	0.0062	0.0707	0.9143
709	0.0045	0.0563	0.0563	0.0105	0.0694	1.2077	0.0052	0.0565	0.8031
753	0.0038	0.0519	0.0519	0.0082	0.0648	1.1656	0.0044	0.0522	0.7848
761	0.0025	0.0308	0.0308	0.0060	0.0380	0.7962	0.0028	0.0311	0.5178
764	0.0024	0.0295	0.0295	0.0059	0.0363	0.7963	0.0027	0.0297	0.5161
773	0.0036	0.0487	0.0487	0.0075	0.0609	1.1677	0.0041	0.0490	0.7855
781	0.0036	0.0498	0.0498	0.0075	0.0624	1.1959	0.0042	0.0501	0.8067
862	0.0025	0.0354	0.0354	0.0049	0.0446	1.0024	0.0028	0.0356	0.6754
872	0.0024	0.0348	0.0348	0.0047	0.0440	0.9996	0.0028	0.0351	0.6738
885	0.0022	0.0316	0.0316	0.0044	0.0398	0.9583	0.0025	0.0319	0.6426
900	0.0014	0.0166	0.0166	0.0032	0.0202	0.6153	0.0016	0.0167	0.3914
940	0.0006	0.0054	0.0054	0.0015	0.0067	0.1368	0.0007	0.0055	0.0741

max1⁽¹⁾ – valeur maximum sans la zone de sunglint

max2⁽²⁾ – valeur maximum avec la zone de sunglint

La dynamique de luminance L_{TOA} permettra de spécifier la sensibilité spectrale du capteur et d'adapter la calibration du futur capteur géostationnaire.

3. Discussion

Après la présentation des résultats, certaines zones problématiques observées vont être étudiées de façon plus approfondie : les zones de réflexion spéculaire, les zones faiblement éclairées, et les zones situées en limites angulaires pour garder une bonne proportion de luminance provenant de l'eau dans le signal mesuré au niveau du capteur.

3.1. *Zone de sunglint*

La valeur maximum de luminance L_{TOA} se trouve souvent dans la zone de sunglint provoquée par la réflexion spéculaire. La luminance dans la zone de sunglint peut être 30 fois plus grande que la luminance hors de la zone de sunglint, ce qui risque de saturer le capteur.

Il existe 2 conversions entre la luminance mesurée et sa valeur numérique contenue dans l'image. La luminance est d'abord transformée en courant électrique par le détecteur. La réflexion spéculaire pourrait saturer le capteur si la luminance est trop importante. La 2^{ème} conversion est la conversion Analogique / Numérique qui transforme le courant électrique en comptes numériques (processus de quantification). La lumière sera codée en N bits. C'est le nombre de bits qui limite la dynamique d'une image numérique.

Bien qu'on puisse technologiquement développer un capteur qui soit capable de mesurer la luminance de sunglint, ces valeurs occuperaient une grande partie de la gamme et cela réduirait la sensibilité du capteur pour mesurer la luminance utile. Comme la luminance utile L_w est négligeable par rapport la luminance L_{refl} dans cette zone, la saturation radiométrique dans la zone de sunglint peut être tolérée. Ainsi tous les bits pourront être utilisés pour quantifier la luminance utile et assurer une bonne sensibilité du capteur à de faible variation de la radiométrie sur l'eau.

Une autre solution pour éviter la saturation en sunglint serait d'utiliser un filtre polarisant devant l'optique du capteur pour filtrer la lumière polarisée perpendiculairement à l'axe du filtre afin de réduire la puissance du signal. Mais les futurs capteurs géostationnaires ne couvriront pas nécessairement toute la surface sur la Terre et le capteur pourra être épointé pour éviter la zone de sunglint si la position et la taille de cette zone est connue. On peut calculer la position du centre de la zone de sunglint en fonction de l'heure et généralement la taille est amplifiée par la vitesse du vent (Preisendorfer, 1961). Dans nos études, la vitesse du vent a été fixée à 0 m/s, et le diamètre du sunglint est d'environ 500 km quand GMT=16:00 (Figure 43). Deux profils au milieu de cette zone de sunglint à GMT=16:00 sont présentés dans la Figure 46.

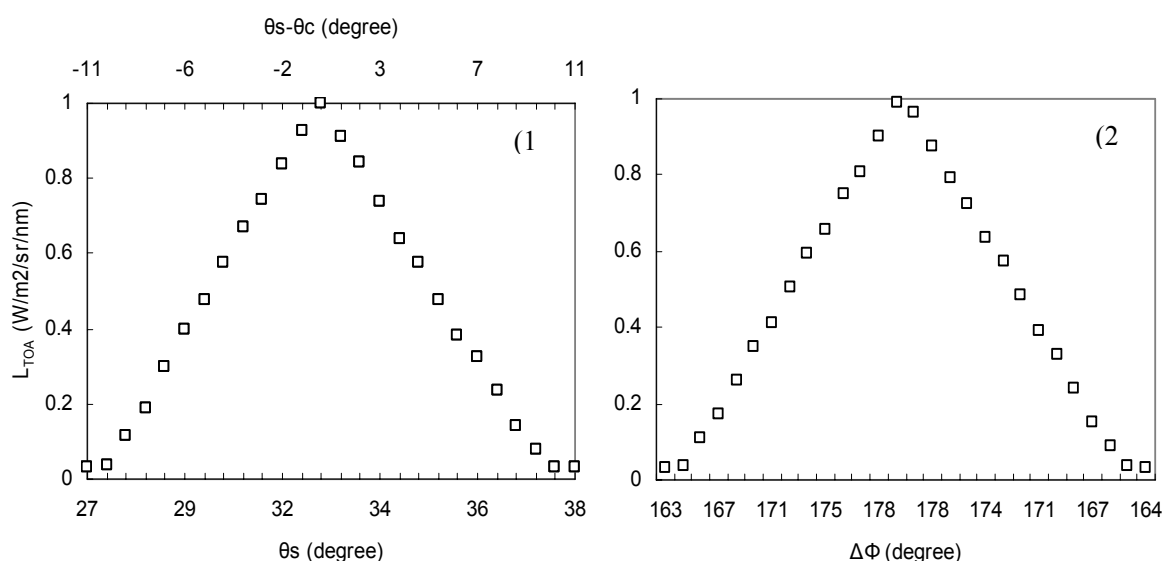


Figure 46 : Profils de $L_{TOA}(560 \text{ nm})$ en fonction de (1) angle zénithal, (2) angle azimutal relatif dans la zone de sunglint à GMT=16:00

On pouvait créer un masque pour éviter le sunglint en choisissant : $-10^\circ < \theta_s - \theta_c < +10^\circ$ et $165^\circ < \Delta\Phi < 195^\circ$. Si la vitesse du vent augmente, la taille du sunglint va augmenter mais la luminance spéculaire maximale mesurée sera en même temps réduite.

3.2. Limite d'éclairement

La valeur minimum dans l'image de luminance L_{TOA} est provoquée par la faible intensité de l'éclairement solaire. Quand l'angle θ_s est grand (le lever ou le coucher de Soleil), l'intensité de rayonnement de la source est insuffisante pour que le capteur puisse mesurer la réflexion en haut de l'atmosphère. Dans ce cas là, le capteur ne mesure que du bruit.

3.3. Limite du rapport L_w/L_{TOA}

Le dernier phénomène important observé vient du fait que les images simulées montrent clairement l'augmentation de L_{TOA} avec θ_c sur le bord de la Terre quelque soit l'angle $\Delta\Phi$. C'est tout d'abord parce que la réflexion directe de la surface augmente avec θ_c (Figure 40). Mais cela s'explique aussi par l'augmentation de l'épaisseur de l'atmosphère avec θ_c qui va entraîner aussi l'augmentation de la diffusion atmosphérique (Figure 28).

Enfin on peut dire qu'il existe des conditions limites sur l'angle θ_s et θ_c pour assurer une proportion minimale de signal utile L_w dans la luminance mesurée (L_{TOA}). Dans la Figure 47, on trace le rapport L_w/L_{TOA} comme une fonction de θ_c et θ_s . Ce rapport est maximum à 5% dans un cercle défini par $\theta_s + \theta_c = 30^\circ$. Quand θ_c ou θ_s augmente, le rapport L_w/L_{TOA} diminue.

Après correction atmosphérique avec la méthode du pixel noir (Gordon et Wang, 1994; Antoine et Morel, 1998), nous avons comparé la luminance estimée L_w' avec le signal original L_w simulé. Nous avons remarqué que l'erreur entre L_w' et L_w augmente quand le rapport L_w/L_{TOA} diminue. Quand L_w/L_{TOA} est en dessous de 3%, l'erreur moyenne de L_w' est supérieure à 100%. La condition angulaire pour assurer $L_w/L_{TOA} \geq 3\%$ est donc donnée par l'inégalité $\theta_s + \theta_c < 90^\circ$, avec une limite à 60° pour chaque angle.

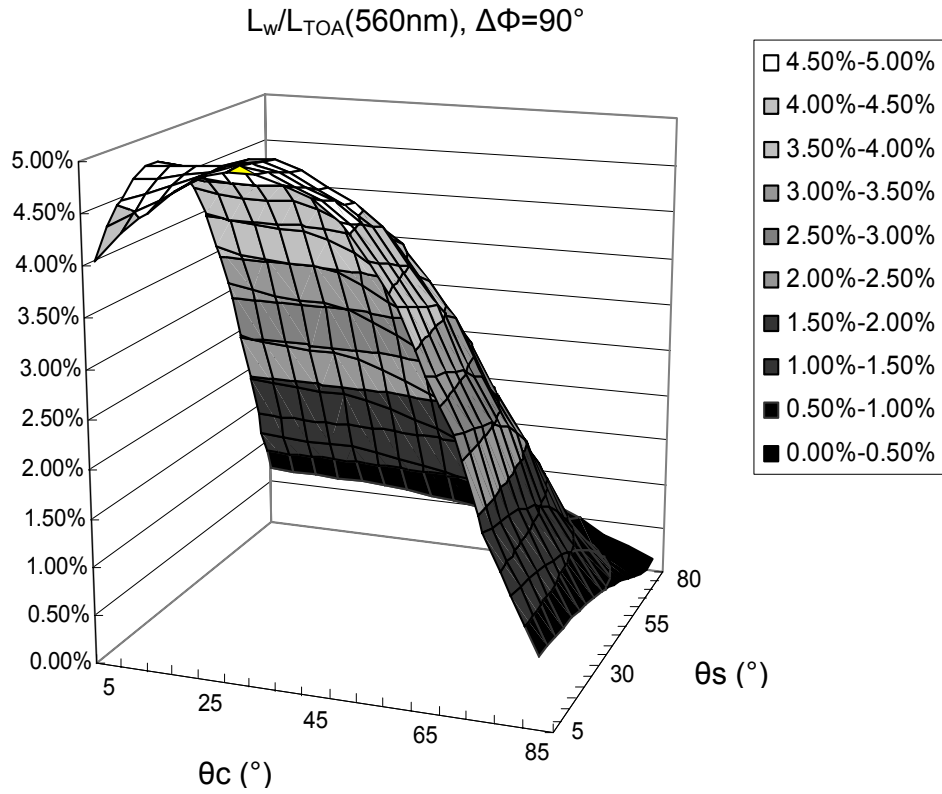


Figure 47 : Influence des angles (θ_s, θ_c) sur le rapport L_w/L_{TOA} pour un exemple du cas 1

Si on applique le masque indiqué dans 3.1 pour enlever l'influence de sunglint, la valeur maximum de l'image en luminance L_{TOA} sera réduite, nous avons donné cette valeur (max1) dans le

Tableau 12.

4. Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons présenté les images géostationnaires simulées d'un hypothétique capteur géostationnaire au cours de la journée. Pour chaque image de la journée et pour chaque longueur d'onde nous avons évalué la dynamique des luminances afin de spécifier et de calibrer un futur capteur géostationnaire.

Nous avons également dans cette partie visualisé, mesuré et analysé l'influence des angles d'observation et d'éclairement sur la dynamique des images. Nous avons aussi déterminé les zones dont les données ne permettent pas de mesurer la couleur de l'eau avec précision comme dans la zone du sunglint, dans les zones où l'éclairement est limité ou bien dans les zones où le signal portant la couleur de l'eau est trop faible.

Dans le chapitre suivant, au-delà de la luminance à mesurer, nous allons analyser l'influence des angles d'observation et d'éclairement sur l'estimation en chlorophylle produite par un algorithme classique de rapport de bandes sur des images géostationnaires.

Chapitre 4

Influence des angles solaire et d'observation sur l'erreur d'estimation de concentration en chlorophylle (cas 1)

Au chapitre précédent, nous avons montré que les angles d'observation et d'éclairement ont une forte influence sur la luminance mesurée par le capteur géostationnaire. Dans ce chapitre nous allons analyser l'influence des angles d'observation et d'éclairement sur l'estimation en chlorophylle dans les eaux du cas 1 par une méthode classique de rapport de bandes.

Dans cette étude nous ferons l'hypothèse forte d'une correction atmosphérique parfaite. Nous savons que l'une des difficultés majeures dans l'estimation des composants de l'eau est précisément la correction atmosphérique mais ce travail ne rentre pas dans le cadre de notre étude. Ce que nous désirons analyser ici est l'influence de l'anisotropie de la surface de l'eau vis à vis de la lumière sur l'estimation en chlorophylle dans les eaux du cas 1.

1. Introduction

1.1. *Estimation de Chl*

La mesure quantitative du phytoplancton est une application majeure en télédétection de la couleur de l'eau. Cette application est effectuée indirectement par l'estimation de concentration en chlorophylle (Chl) à partir des données de couleur de l'océan (spectre de luminance ou de réflectance).

Les études sur la couleur de l'océan montrent que plus Chl augmente dans l'eau, plus l'absorption dans le domaine bleu augmente, et plus le pic de réflectance se décale du bleu vers le vert (Yentsch, 1960). Gordon et al. ont développé un algorithme de rapport de bandes empirique, largement utilisé pour estimer la concentration en chlorophylle et phaeopigment (pigments n'intervenant pas dans la photosynthèse) (Gordon, *et al.*, 1983) à partir des données de CZCS. Grâce à cette mission, on a pu obtenir une carte de distribution mondiale du phytoplancton.

Après la mission de CZCS, les capteurs de couleur d'eau de nouvelle génération comme SeaWiFS, MODIS, MERIS ont été lancés. Les algorithmes d'estimation de Chl ont aussi été développés. Les méthodes de rapport de bandes ont été améliorées (O'Reilly, *et al.*, 1998; O'Reilly, *et al.*, 2000), des méthodes de réseaux de neurones ont aussi été développées (Doerffer et Schiller, 2007; Vilas, *et al.*, 2011). Les études sur la chlorophylle s'orientent actuellement des eaux du large vers celles des eaux des côtières (Gohin, *et al.*, 2002). L'estimation des IOPs à partir de la couleur de l'eau est aussi étudiée (Loisel et Stramski, 2000).

1.2. Méthodes de rapport de bandes

Actuellement, les algorithmes d'estimation de chlorophylle les plus utilisés sont toujours les algorithmes de rapport de bandes. Ces algorithmes sont empiriques, la relation entre la chlorophylle et le rapport de bandes est calculée par régression utilisant des mesures *in situ*. La qualité de l'algorithme dépend du choix des bandes, du type d'équation et surtout du nombre et de la représentativité des mesures satellitaires et *in situ*.

Nous présentons dans le tableau 12 certains algorithmes de rapport de bandes d'estimation de chlorophylle largement utilisés.

Tableau 13 : Algorithmes empiriques de rapport de bandes (O'Reilly, *et al.*, 2000)

Capteur	Algorithme	Equation	
SeaWiFS	OC2v2	$\text{Chl} = 10^{(a_0 + a_1 X + a_2 X^2 + a_3 X^3)} + a_4$ $X = \log_{10} \left[\frac{R_{rs}(490)}{R_{rs}(555)} \right]$	a = [0.319, -2.336, 0.879, -0.135, -0.071]
SeaWiFS	OC4v4	$\text{Chl} = 10^{(a_0 + a_1 X + a_2 X^2 + a_3 X^3 + a_4 X^4)}$ $X = \log_{10} \left[\frac{\max(R_{rs}(443), R_{rs}(490), R_{rs}(510))}{R_{rs}(555)} \right]$	a = [0.366, -3.067, 1.930, 0.649, -1.532]
MODIS	OC3M	$\text{Chl} = 10^{(a_0 + a_1 X + a_2 X^2 + a_3 X^3 + a_4 X^4)}$ $X = \log_{10} \left[\frac{\max(R_{rs}(443), R_{rs}(490))}{R_{rs}(550)} \right]$	a = [0.283, -2.753, 1.457, 0.659, -1.403]
MERIS	OC4E	$\text{Chl} = 10^{(a_0 + a_1 X + a_2 X^2 + a_3 X^3 + a_4 X^4)}$ $X = \log_{10} \left[\frac{\max(R_{rs}(443), R_{rs}(490), R_{rs}(510))}{R_{rs}(560)} \right]$	a = [0.368, -2.814, 1.456, 0.768, -1.292]

1.3. Effets angulaires

Les études théoriques et expérimentales ont montré que la distribution de la luminance émergeant de l'eau L_w n'est pas isotrope quelles que soient les eaux du cas 1 (Morel et Gentili, 1991, 1993, 1996) ou les eaux du cas 2 (Loisel et Morel, 2001; Voss, *et al.*, 2003). L_w dépend des angles solaires, du capteur, de l'état de l'atmosphère, de l'état de la surface marine et des IOPs, il est difficile d'utiliser la méthode analytique pour décrire la relation entre L_w et ces paramètres. Gordon et Clark (Gordon et Clark, 1981) introduisent le terme "luminance émergeant de l'eau normalisée" $[L_w]_n$ (en anglais, normalized water-leaving radiance, définie par l'équation suivante :

$$L_w = [L_w]_n \mu_s \exp\left[-\left(\frac{\tau_r}{2} + \tau_{oz}\right) \frac{1}{\mu_s}\right] \quad (57)$$

où μ_s est le cosinus zénithal de l'angle solaire θ_s , τ_r est l'épaisseur optique de Rayleigh dans l'atmosphère et τ_{oz} est l'épaisseur optique de l'ozone.

L'objectif d'utiliser $[L_w]_n$ est d'éliminer l'influence de l'atmosphère et celle de l'angle solaire sur L_w (Gordon, 1996). En effet, cette méthode permet de supprimer l'influence de l'éclairement descendant au niveau de la surface $E_d(0+)$, car $E_d(0+)$ est remplacé par l'éclairement solaire extraterrestre F_0 . L_w peut être écrit en fonction du rapport du coefficient de rétrodiffusion et du coefficient d'absorption (Morel et Gentili, 1993):

$$L_w = L_u(0-) \frac{1-\rho}{n_w^2} \quad (58)$$

$$L_w = E_d(0+) \frac{(1-\rho)(1-\bar{\rho})}{(1-\bar{R})n_w^2} \frac{f}{Q} \left(\frac{b_b}{a}\right) \quad (59)$$

où ρ est la réflectance Fresnel interne, $\bar{\rho}$ est la réflectance Fresnel air-eau, \bar{R} est la réflectance Fresnel eau-air, n_w est l'indice de réfraction de l'eau. R est la réflectance de l'eau juste en dessous de la surface. Le facteur f décrit la relation entre les IOPs (b_b/a) et la réflectance de l'eau R . Il dépend de l'angle θ_s et de la longueur d'onde. La fonction Q décrit la distribution angulaire de la luminance ascendante juste en dessous de la surface (Equation(20)). Cette distribution dépend aussi de l'angle θ_s et de la longueur d'onde.

Selon l'étude de Morel et Gentili (Morel et Gentili, 1993, 1996), la valeur de Q varie entre 0.3 et 6.5 dans les eaux du cas 1 avec θ_s . La différence entre Q_{max} et Q_{min} augmente avec θ_s comme le facteur f . Le rapport f/Q est relativement moins affecté par θ_s . Ce phénomène apparaît aussi dans les eaux du cas 2 selon l'étude de Loisel et Morel (Loisel et Morel, 2001). Et pour un θ_s donné, la variabilité de f/Q en fonction de l'angle du capteur ($\theta_c, \Delta\Phi$) dépend des IOPs de l'eau, et plus précisément, le rapport b/a . La variabilité de f/Q diminue quand le rapport b/a augmente.

Dans le processus de correction atmosphérique, si le rapport f/Q est connu, on peut convertir L_w en luminance normalisée, où $\theta_s = \theta_c = \Delta\Phi = 0^\circ$ (Morel et Gentili, 1996; Antoine et Morel, 1999).

$$[L_w]_n = F_0 \mathfrak{R}_0 \frac{f_0}{Q_0} \left(\frac{b_b}{a}\right) \quad (60)$$

$$\text{où} \quad \mathfrak{R}(\theta_c) = \frac{(1-\rho)(1-\bar{\rho})}{(1-\bar{r}R)n_w^2}$$

$$\mathfrak{R}_0 = \mathfrak{R}(\theta_c = 0)$$

$$L_w = [L_w]_n t(\theta_s) \frac{\mathfrak{R}(\theta_c)}{\mathfrak{R}_0} \frac{f(\theta_s)}{Q(\theta_s, \theta_c, \Delta\phi)} \left(\frac{f_0}{Q_0}\right)^{-1} \quad (61)$$

$$\text{où} \quad t(\theta_s) = \mu_s \exp\left[-\left(\frac{\tau_r}{2} + \tau_{oz}\right) \frac{1}{\mu_s}\right]$$

Notons que le rapport f/Q dépend de Chl dans les eaux du cas 1, qui est inconnue avant l'estimation de L_w . Une procédure itérative est donc nécessaire pour progressivement trouver la valeur de f/Q .

1.4. **Problématique**

Comme la variation de L_w (ou R_{rs}) dépend des angles du soleil et du capteur. La variation augmente avec l'angle zénithal θ_s et θ_c (Morel et Gentili, 1996; Loisel et Morel, 2001). Cette variation risque d'induire des erreurs sur l'estimation de Chl. L'avantage du rapport de bandes de R_{rs} est qu'il permet d'éliminer partiellement l'influence de l'effet angulaire quand la variation dans les 2 bandes est similaire et faible (Gohin, *et al.*, 2002); les variations se compensent et s'annulent grâce au rapport. Pour des capteurs héliosynchrones, qui passent toujours à la même heure sur une région donnée, avec un champ d'observation donné, l'angle du soleil et du capteur varient faiblement, ce qui n'est pas le cas des capteurs géostationnaires. Dans ce chapitre, nous voulons analyser l'effet angulaire sur le rapport de bandes et quantifier l'erreur d'estimation de chlorophylle provoquée par cet effet pour valider (ou pas) l'utilisation de ce type d'algorithme sur des images géostationnaires.

2. **Méthode**

La démarche de cette étude consiste d'abord à simuler la réflectance R_{rs} en faisant varier les angles du soleil et du capteur sur 3 exemples d'eau du cas 1 pour étudier et quantifier l'effet angulaire sur le rapport de bandes. Ensuite, on analysera l'erreur d'estimation de Chl pour quantifier l'erreur provoquée par la variation des angles. La vitesse du vent est supposée nulle.

2.1. Algorithme choisi

L'algorithme OC4v4 (O'Reilly, *et al.*, 1998; O'Reilly, *et al.*, 2000) a été développé par le projet NASA SIMBIOS (Fargion et McClain, 2001) qui contient 2853 observations avec une gamme de chlorophylle variant entre 0.008 mg/m³ et 90 mg/m³. Cet algorithme a été validé sur de nombreux sites (D'Ortenzio *et al.*, 2002; Richardson *et al.*, 2004; Marrari *et al.*, 2006) et nous avons donc choisi OC4v4 pour effectuer cette étude.

2.2. Quantification de la variation du rapport de bandes

L'algorithme OC4v4 décrit la relation entre le logarithme de Chl et le logarithme du rapport de bande maximal $R = \max [R_{rs}(443), R_{rs}(490), R_{rs}(510)] / R_{rs}(555)$ par une fonction polynomiale. Si une déviation apparaît sur R, elle provoquera une erreur sur la concentration en chlorophylle estimée Chl'.

Nous utilisons la déviation relative rd% pour quantifier la dérive de R par rapport à sa valeur moyenne \bar{R} pour tous les angles considérés.

$$rd\% = \frac{R(\theta_s, \theta_c, \Delta\phi) - \bar{R}}{\bar{R}} 100\% \quad (62)$$

Pour un échantillon d'eau donné, nous utilisons le coefficient de variation cv pour quantifier la variabilité de R dues aux angles.

$$cv = \frac{\sqrt{\frac{1}{N_s N_c N_p} \sum_{i=1}^{N_s} \sum_{j=1}^{N_c} \sum_{k=1}^{N_p} (R(\theta_{si}, \theta_{cj}, \Delta\phi_k) - \bar{R})^2}}{\bar{R}} \quad (63)$$

2.3. Quantification de l'erreur d'estimation en Chl

L'erreur d'estimation de la concentration en chlorophylle est quantifiée par l'erreur relative (re%) entre la concentration en chlorophylle estimée Chl' et sa valeur initiale Chl,

$$re\% = \frac{Chl' - Chl}{Chl} 100\% \quad (64)$$

La performance de l'algorithme en fonction des angles est quantifiée par l'erreur relative quadratique moyenne.

$$rrmse\% = \sqrt{\frac{1}{N} \sum \left(\frac{Chl' - Chl}{Chl} \right)^2} 100\% \quad (65)$$

3. Résultats et discussion

3.1. *Variabilité du rapport de bandes en fonction des angles*

On a simulé avec Hydrolight la réflectance R_{rs} de 3 échantillons du cas 1 dans la carte de composition de l'eau présentée au chapitre 3 (Figure 36).

(a) $Chl = 0.05 \text{ mg/m}^3$, $a_{CDM}(443\text{nm}) = 0.0053 \text{ m}^{-1}$

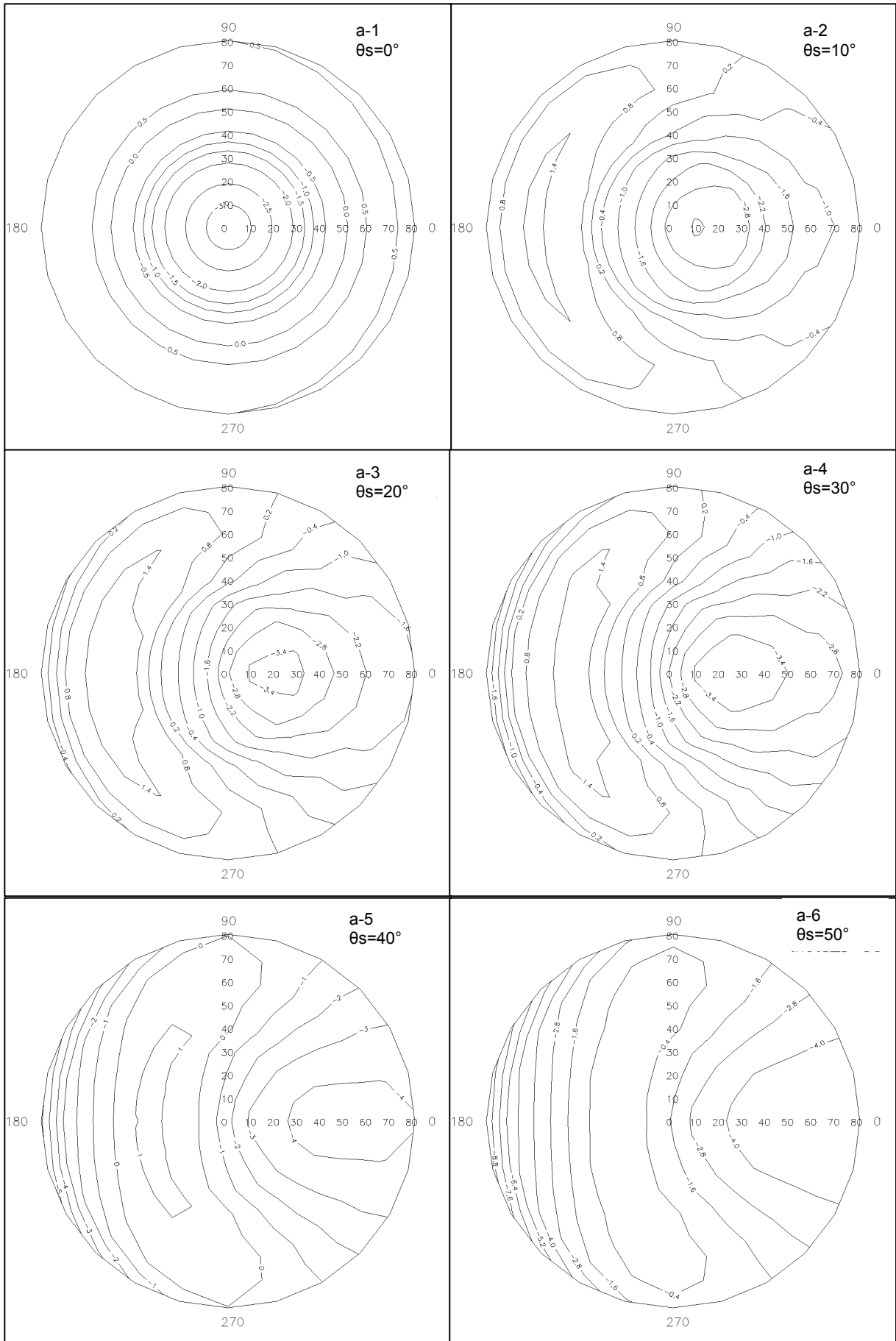
(b) $Chl = 0.54 \text{ mg/m}^3$, $a_{CDM}(443\text{nm}) = 0.0546 \text{ m}^{-1}$

(c) $Chl = 2.91 \text{ mg/m}^3$, $a_{CDM}(443\text{nm}) = 0.1761 \text{ m}^{-1}$

Les angles θ_s et θ_c varient entre 0° et 80° et l'angle $\Delta\Phi$ varie entre 0° et 360° .

La variation de R en fonction des angles est présentée sous forme de graphes polaires pour les 3 échantillons et pour 9 angles zénithaux donnés (Figure 48, et en Annexe 1 : Figure 54 et Figure 55). Ces résultats permettent de montrer la tendance de R en fonction de l'angle zénithal solaire.

- (1) Quand $\theta_s = 0^\circ$, le rapport de bandes au nadir est minimal, éloigné du rapport de bandes moyen. La valeur maximale de $rd\%$ est donc au nadir, quand $\theta_s = 0^\circ$.
- (2) Quand θ_s augmente, la valeur maximale de $rd\%$ a tendance à suivre le soleil, elle se situe du même côté du soleil, avec $\theta_c \approx \theta_s$.
- (3) Quand θ_s augmente jusqu'à une certaine valeur θ_{s1} , la distribution de R change. La valeur de R la plus éloignée de la moyenne se situe à l'opposé du soleil quand θ_c est maximum.
- (4) Quand θ_s continue d'augmenter jusqu'à la valeur θ_{s2} , il s'agit du dernier changement de position du maximum de $rd\%$ qui revient du côté du soleil.
- (5) Les valeurs de θ_{s1} et θ_{s2} ne sont pas fixées, elles varient en fonction de la composition de l'eau. Pour nos 3 échantillons, θ_{s1} varient entre 30° et 40° et θ_{s2} se situe autour de 70° .
- (6) le maximum de $rd\%$ augmente avec θ_s .



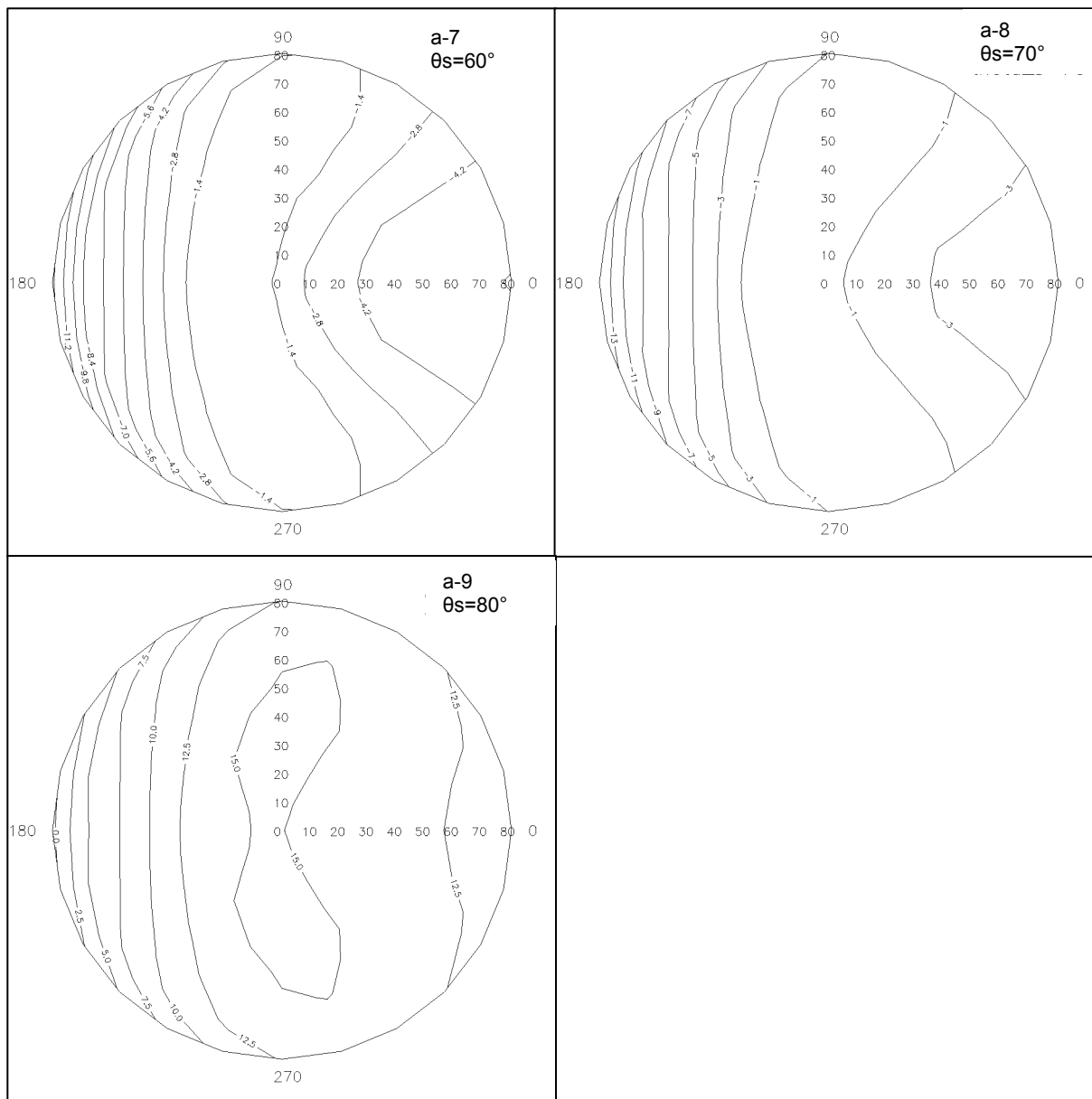


Figure 48 : Graphe polaire de $rd\%$ pour l'échantillon **(a)** pour 9 angles zénithaux solaires donnés entre 0° et 80° . $Chl = 0.05 \text{ mg/m}^3$, $a_{CDM}(443\text{nm}) = 0.0053 \text{ m}^{-1}$.

Le cercle représente la variation de l'angle azimutal relatif $\Delta\Phi$ de 0° à 360° . La distance entre un point et le centre du cercle représente l'angle zénithal du capteur θ_c , variant entre 0° et 80° .

La relation entre la gamme de $rd\%$ et l'angle zénithal solaire est tracée sur la Figure 49. Cette figure montre qu'un grand angle θ_s provoque une dispersion de R plus importante, mais cette dispersion diminue quand Chl augmente. Cette observation correspond l'observation de la variation de la fonction Q en fonction du rapport d'IOPs b/a (Loisel et Morel, 2001), que la variation de la fonction Q diminue quand le rapport b/a augmente. Les valeurs de b/a dans la bande verte (560 nm) pour ces 3 échantillons sont : (a) 0.68, (b) 3.40, (c) 8.22.

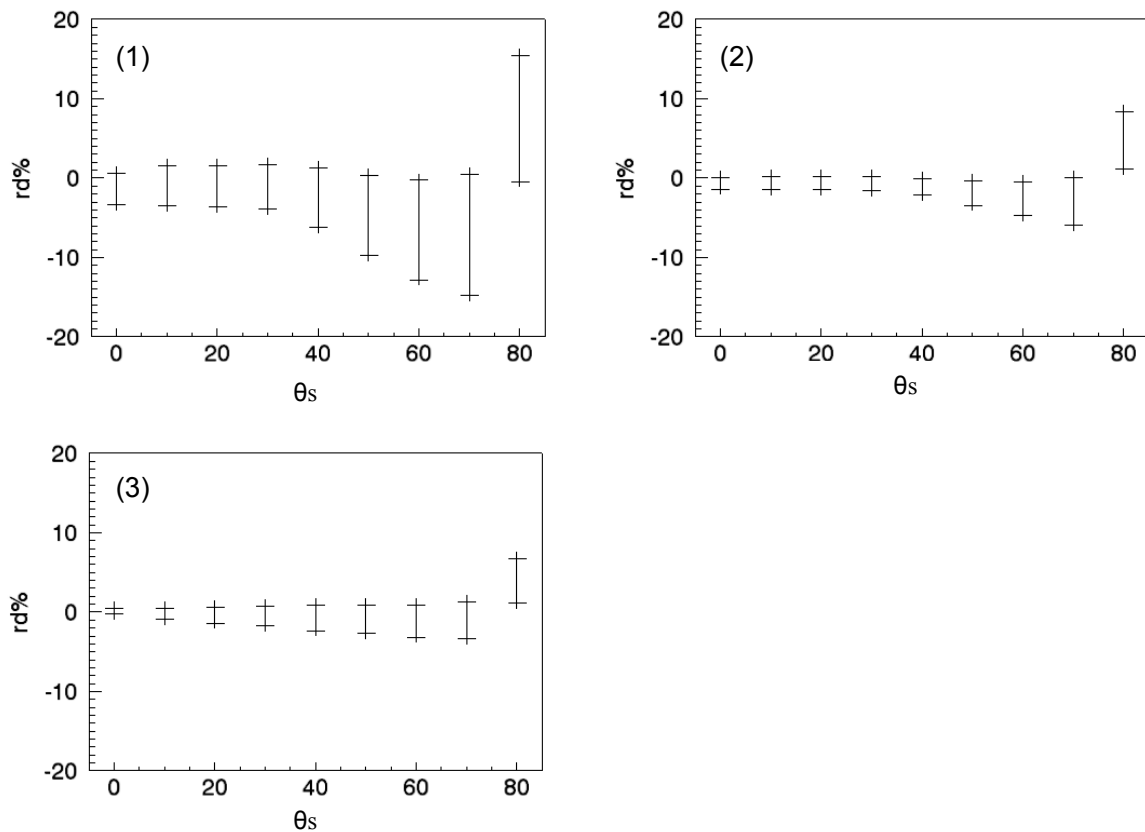


Figure 49 : Gamme de rd% (du minimum au maximum pour tous les angles du capteur ($\theta_c, \Delta\Phi$)) en fonction de l'angle zénithal de soleil pour l'échantillon a (1), l'échantillon b (2) et l'échantillon c (3).

Nous avons calculé le coefficient de variation pour ces 3 échantillons. Quand Chl augmente, la variabilité de R diminue :

(a) $cv = 0.0512$

(b) $cv = 0.0265$

(c) $cv = 0.0192$

3.2. Sensibilité d'OC4v4

En appliquant l'algorithme de rapport de bandes, la déviation de R se transforme en erreur d'estimation de Chl. L'étude sur la sensibilité d'OC4v4 effectuée par (Pinkerton *et al.*, 2005) (Figure 50) montre que l'erreur provoquée par la déviation de R varie selon la valeur de Chl.

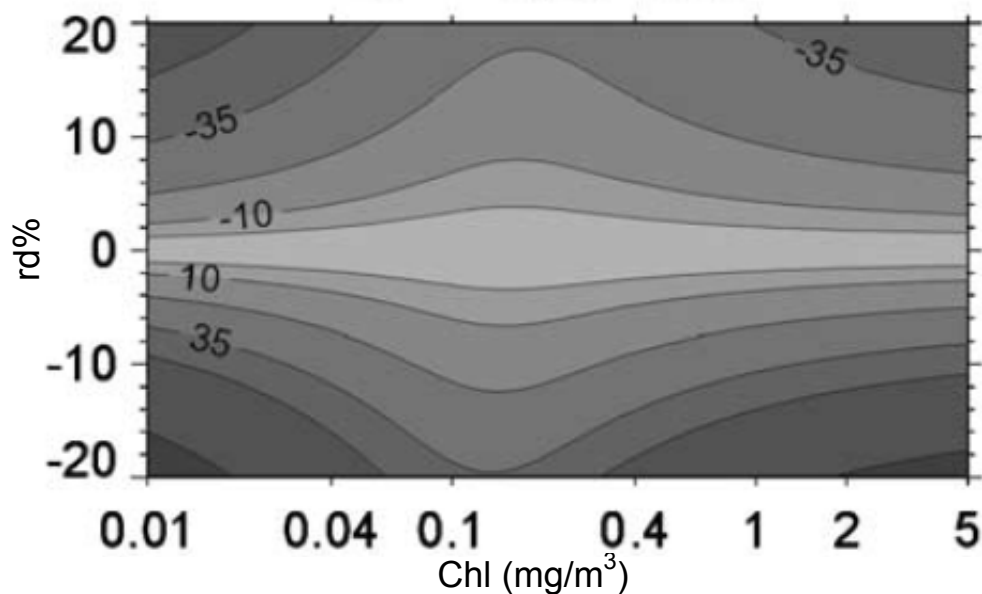


Figure 50 : re% en fonction de rd% et de chl. Ce graphe mesure la sensibilité d'OC4v4 (Pinkerton, *et al.*, 2005)

L'algorithme est moins sensible quand Chl se situe entre 0.1 et 0.5 mg/m^3 . C'est-à-dire que pour la même déviation relative rd%, re% est minimum entre ces 2 valeurs. Quand Chl sort de cet intervalle (<0.1 ou > 0.5), re% augmente. La gamme de re% aux valeurs extrêmes de rd% dans Figure 49 a été calculée.

- (a) re% = -30% ~ +40.11%;
- (b) re% = -15.52% ~ +12.62%;
- (c) re% = -17.34% ~ +9.94%.

Ces résultats montrent que l'influence de la variation des angles sur l'erreur d'estimation de concentration en chlorophylle est plus importante dans les eaux pauvres que dans les eaux riches en chlorophylle car d'une part l'effet angulaire est plus important quand Chl est faible et d'autre part l'algorithme est plus sensible à la déviation de R pour les faibles concentrations. Pour les eaux de fortes concentrations en chlorophylle ($>0.5 \text{ mg/m}^3$), l'algorithme est aussi sensible mais l'effet angulaire devient de moins en moins important quand Chl augmente.

3.3. Quantification de l'erreur d'estimation de Chl en fonction des angles

Mille pixels du cas 1 ont été aléatoirement choisis sur la carte de composition provenant de *GlobColour*. La gamme de Chl varie de 0.04 à 10.67 mg/m^3 et la gamme de $a_{\text{CDM}}(443\text{nm})$ varie de 0.0053 à 0.2005 m^{-1} . Nous avons simulé leurs réflectances de télédétection avec la même configuration d'angles (9 angles zénithaux solaires et 24 angles azimutaux relatifs). La

comparaison entre $Chl'(\theta_s, \theta_c, \Delta\Phi)$ et Chl , pour tous les angles, montre une bonne cohérence (Figure 51 (1)). On obtient un $rmse\%$ de 28.50% et une $re\%$ allant de -64.85% à +292.90%. Pour chaque valeur de Chl , on obtient une série de Chl' correspondant aux différents angles. Ces Chl' forment une oscillation autour de Chl_0' , estimation de Chl avec la moyenne \bar{R} sur tous les angles (Figure 51 (2)).

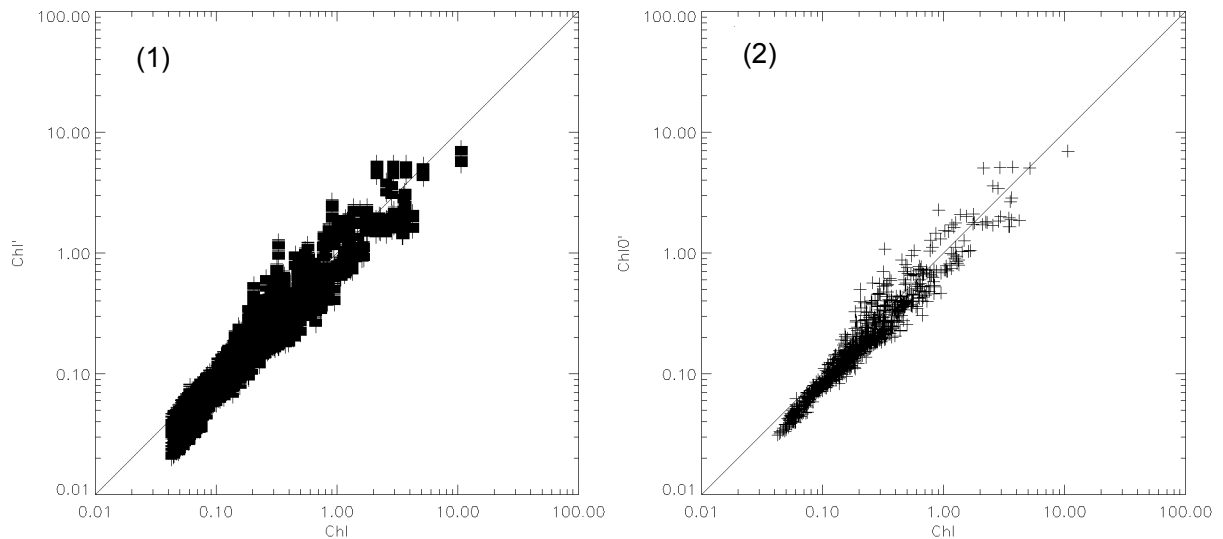


Figure 51 : Performance d'OC4v4 avec des données simulées. (1) comparaison entre $Chl'(\theta_s, \theta_c, \Delta\Phi)$ et Chl , (2) comparaison entre Chl_0' et Chl , Chl_0' est obtenu avec le R moyen (\bar{R})

Loisel et al. ont étudié l'effet de la variation des IOPs sur l'erreur d'estimation de Chl (Loisel *et al.*, 2010). La variation de rapport a_{CDM} sur le coefficient d'absorption des constituants a_{nw} peut influencer le résultat d'estimation de Chl . Une forte proportion d' a_{CDM} induit une surestimation de Chl et une faible proportion d' a_{CDM} induit une sous-estimation de Chl . En conséquence, nous avons tracé à partir de nos données la relation entre $re(Chl_0')\%$ et le rapport de $a_{CDM}(443nm)$ sur le coefficient d'absorption des particules ($a_p(443nm)$). Enfin, nous avons trouvé que l'erreur d'estimation de Chl provoquée par des IOPs (surtout CDM) peut être décrit par une fonction linéaire de $a_{CDM}(443nm)/a_p(443nm)$.

$$re(Chl_0')\% = -0.7039 + 0.641(a_{CDM} 443 / a_p 443) \quad (66)$$

L'équation (66) permet de corriger l'erreur d'estimation de Chl provoqué par CDM si le rapport est connu, ce qui est difficile pour les données satellitaires. Dans nos études, comme la composition de l'eau est prédéfinie pour la simulation, elle nous permet d'éliminer l'erreur provoquée par CDM afin d'extraire l'erreur d'estimation de Chl exactement due aux angles (Figure 53). Après la correction des IOPs, on obtient un $rmse\%$ à 8.72% et une $re\%$ comprise entre -41.91% et +46.15%. C'est la gamme d'erreur d'estimation dans les eaux du cas 1 due à la variation des

angles (angle zénithal variant entre 0° et 80° et angle azimutal entre 0° et 360°), avec l'algorithme OC4v4.

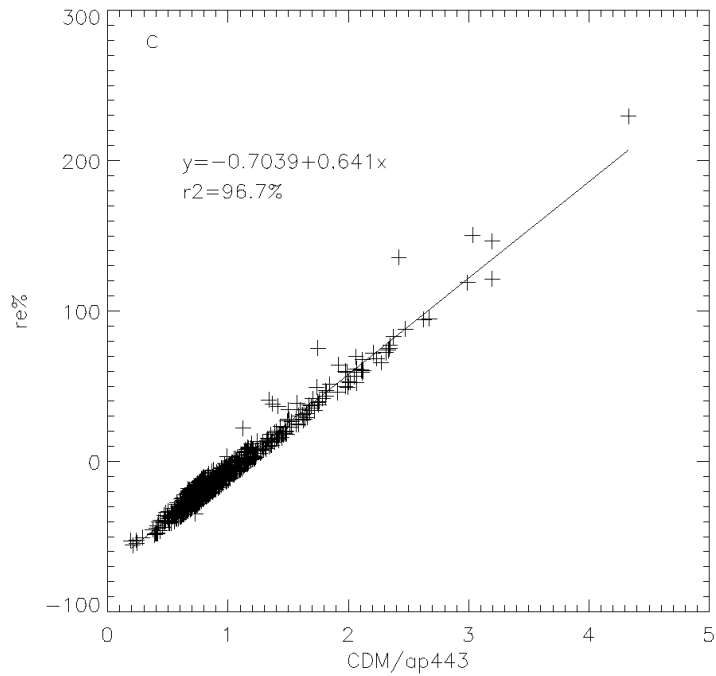


Figure 52 : Relation entre l'erreur relative d'estimation de Chl et $a_{CDM}(443nm)/a_p(443nm)$.

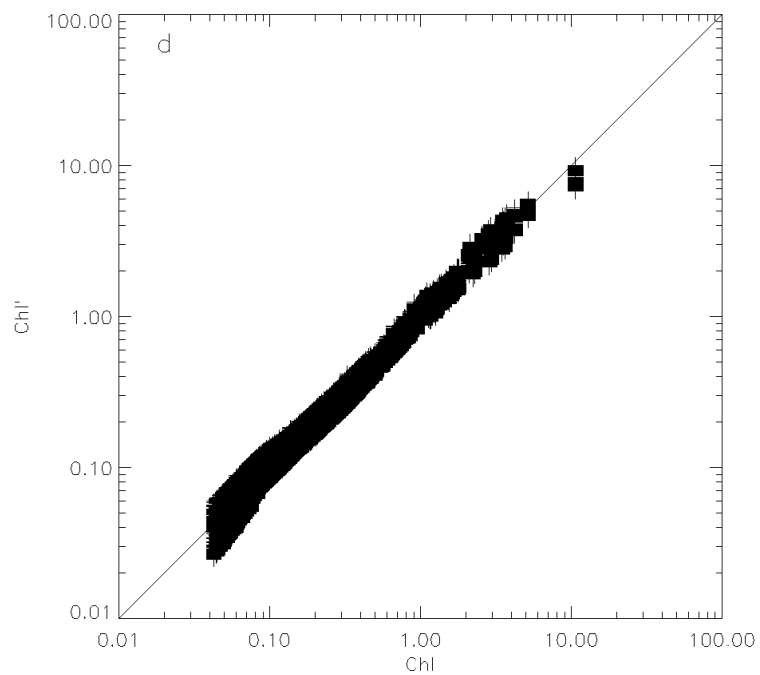


Figure 53 : Comparaison entre $Chl'(\theta_s, \theta_c, \Delta\Phi)$ et Chl après la correction des IOPs

Comme ce résultat montre que c'est le fort angle zénithal solaire qui amplifie l'anisotropie de R, nous essayons de réduire la gamme de l'angle zénithal et comparons les performances d'OC4v4. On peut remarquer que l'algorithme OC4v4 donne de meilleurs résultats quand on diminue l'angle zénithal maximal (Tableau 14).

Tableau 14 : Relation entre la performance d'OC4v4 et la limite angulaire zénithale

θ_s (°)	θ_c (°)	\overline{cv} (N = 1000)	re%	rrmse%
0 – 80	0 – 80	0.0456	-41.91% +46.15%	8.72%
0 – 70	0 – 80	0.0160	-22.33% +43.16%	5.67%
0 – 70	0 – 70	0.0136	-20.56% +42.41%	5.41%
0 – 60	0 – 70	0.0128	-19.08% +41.09%	5.34%
0 – 60	0 – 60	0.0118	-18.52% +41.03%	5.27%

Ainsi, si l'on donne une limite angulaire à l'angle zénithal solaire et du capteur, on constate que la performance de l'algorithme est améliorée.

4. Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons étudié l'influence des angles sur l'erreur d'estimation de Chl avec l'algorithme OC4v4. Le rapport de bandes permet de réduire l'influence de l'effet angulaire sur la luminance ou la réflectance, mais on constate qu'il y a une dépendance résiduelle due à l'angle θ_s . On remarque que la variabilité de R augmente avec θ_s et surtout dans les eaux faiblement chargées en chlorophylle. Cette observation correspond parfaitement aux études précédentes sur la fonction Q qui montrent que sa gamme augmente avec l'augmentation de θ_s (Morel et Gentili, 1993) et qu'elle diminue quand la diffusion de l'eau augmente (Loisel et Morel, 2001).

Ce chapitre a donc montré qu'un algorithme de rapport de bandes pouvait être utilisé pour des images géostationnaires dont les luminances varient avec les angles mais qui se compensent dans le rapport. Nous avons quantifié l'erreur en fonction des angles. Mais nous rappelons que ce résultat n'est valide que dans cas où la correction atmosphérique est parfaite. C'est donc l'erreur qui est seulement imputable aux variations dues aux angles. Nous avons ainsi testé la résistance de l'algorithme à l'effet directionnel de la réflectance de l'eau.

Conclusion et perspectives

1. Bilan du travail effectué

Dans cette thèse nous avons, dans une première partie, rappelé le principe et le contexte actuel de la télédétection en couleur de l'eau. Nous avons également présenté les instruments géostationnaires et montré par quelques exemples l'apport des imageurs géostationnaires par rapport aux imageurs héliosynchrones.

Dans un deuxième temps, nous avons développé un simulateur d'images multispectrales géostationnaires en utilisant des modèles de transfert radiatif dans l'eau et dans l'air pour simuler des images en réflectance puis en luminance spectrale qui seraient acquises par un capteur géostationnaire hypothétique. Par rapport à la bibliographie, l'originalité de notre travail se situe en partie dans ce chapitre car les simulations sont souvent effectuées au niveau du pixel et non au niveau de l'image. Quand une image est simulée dans la littérature, elle est souvent très simplifiée et la caractérisation de l'eau est souvent homogène pour tous les pixels. Dans nos simulations, nous avons porté une attention particulière à donner du réalisme à nos images et une vraie dynamique en s'appuyant sur les cartes climatologiques de *GlobColour*.

Dans un troisième temps, afin d'évaluer l'influence des angles d'observation et d'éclairement sur la dynamique de l'image en luminance au cours de la journée, nous avons analysé des images simulées sur un paysage dans le temps. De cette étude, nous avons obtenu également des valeurs numériques minimales et maximales qui vont permettre de spécifier et calibrer des futurs capteurs géostationnaires. Nous avons de même situé les zones problématiques dans l'image qui apportent peu ou pas d'information sur la couleur de l'eau. Ces zones géographiques ont été traduites par des angles limites d'observation et d'éclairement. Cela permettra dans l'avenir de ne traiter que des zones où l'image porte une information sur la couleur de l'eau ou bien de focaliser le capteur directement sur ces zones particulières.

Enfin nous avons évalué l'influence des conditions géométriques d'acquisition sur l'estimation en chlorophylle dans l'eau et montré qu'un algorithme classique de rapport de bandes pouvait donner des estimations cohérentes à partir d'images géostationnaires limitées aux zones définies au chapitre précédent, portant un signal significatif sur la couleur de l'eau.

2. Perspectives

Mais l'utilisation d'images géostationnaires n'apporte de réel intérêt que lorsque l'on désire analyser un phénomène dynamique dans le temps. C'est sur les zones côtières que se concentrent principalement ces phénomènes (Antoine, 2010). C'est la raison pour laquelle nous pensons que la suite de ce travail doit s'orienter vers la simulation d'images géostationnaires sur des zones côtières particulières c'est-à-dire que les images géostationnaires devront se concentrer sur une zone géographique précise (LAC) avec une résolution spatiale meilleure (de l'ordre de 300m).

Pour cela, on envisage d'utiliser un modèle dynamique de diffusion comme Mars 3D (Lazure et Dumas, 2008) pour modéliser la dynamique du paysage à savoir les concentrations en Chl, MES et CDOM au cours de la journée. Plusieurs sites d'étude sont possibles comme le suivi d'un émissaire urbain à Marseille après une forte pluie, le suivi de l'embouchure de l'Adour au pays Basque ou le suivi d'une crise anoxique dans l'étang de Thau.

Nos modèles sont maintenant prêts pour s'orienter vers de telles simulations. Une LUT spécifique pourrait être construite en se focalisant sur la dynamique des IOP en zones côtières.

De plus, si la résolution spatiale des cartes de composition de l'eau en entrée est assez fine, on pourra alors prendre en compte la FTM du capteur.

L'ensemble de ce travail permettra de mettre en avant l'intérêt de lancer un capteur géostationnaire dans les prochaines années pour le suivi des zones côtières.

Bibliographie

- Aguirre M., Berruti B., Bezy J. L., Drinkwater M., Heliere F., Klein U., Mavrocordaos C., Greco B. and Benveniste J., (2007), Sentinel-3: The ocean and medium resolution land mission for GMES operational services, ESA Bulletin.
- Andréfouët S., (1998), Apport de la télédétection pour une approche descriptive et fonctionnelle des systèmes coralliens de Polynésie Française, *Ph.D Thesis*, Université Française du Pacifique.
- Antoine D., (1998), "Apports de la télédétection spatiale de la "couleur de l'océan" à l'océanographie", *Océanis*, vol.24, pp.81-150.
- Antoine D., (2010), OCAPI (Ocean Colour Advanced Permanent Imager), Recording the Earth's oceans breathing from space, *Full mission proposal in response to the ESA call for the 8th Earth Explorer Opportunity Mission EE-8*, Laboratoire d'Océanographie de Villefranche.
- Antoine D. and Morel A., (1998), "Relative Importance of Multiple Scattering by Air Molecules and Aerosols in Forming the Atmospheric Path Radiance in the Visible and Near-Infrared Parts of the Spectrum", *Appl. Opt.*, vol.37, pp.2245-2259.
- Antoine D. and Morel A., (1999), "A multiple scattering algorithm for atmospheric correction of remotely sensed ocean colour (MERIS instrument): principle and implementation for atmospheres carrying various aerosols including absorbing ones", *International Journal of Remote Sensing*, vol.20, pp.1875-1916.
- ASTM, "ASTM G173-03 Standard Tables for Reference Solar Spectral Irradiance: Direct Normal and Hemispherical on 37° Tilted Surface", ASTM International, www.astm.org.
- Austin R. W., (1974), "The remote sensing of spectral radiance from below the ocean surface", in *Optical aspects of oceanography*, Academic, p.317-344.
- Austin R. W. and Halikas G., (1976), *The Index of Refraction of Seawater*, Scripps Institution of Oceanography.
- Babin M., Morel A., Fournier-Sicre V., Fell F. and Stramski D., (2003a), "Light scattering properties of marine particles in coastal and open ocean waters as related to the particle mass concentration", *Limnology and Oceanography*, vol.48, pp.843-859.
- Babin M., Stramski D., Ferrari G. M., Claustre H., Bricaud A., Obolensky G. and Hoepffner N., (2003b), "Variations in the light absorption coefficients of phytoplankton, nonalgal particles, and dissolved organic matter in coastal waters around Europe", *J. Geophys. Res.*, vol.108, pp.3211.

- Bach H. and Mauser W., (1989), "Extraction of agricultural parameters from imaging-spectrometry data and simulated MERIS data through red edge analysis", EISAC'89, Proceedings of an ESA and JRC-IRSA Workshop,
- Bajjouk T., (1996), Evaluation qualitative et quantitative des macroalgues à partir d'imagerie multispectrale : application à l'étude de la production de carbone dans la région de Roscoff, *Ph.D Thesis*, Université de Bretagne Occidentale.
- Barale V. and Zibordi G., (1994), "Trends in the surface colour field of the European marginal seas", Proceedings 2nd Thematic conference Remote Sensing for Marine and Coastal Environments, Ann Arbor, USA.
- Berk A., Anderson G. P., Acharya P. K., Chetwynd J. H., Bernstein L. S., Shettle E. P., Matthew M. W. and Adler-Golden S. M., (1999), MODTRAN4 User's Manual, *Air Force Research Laboratory Report*, Air Force Research Laboratory, Space Vehicles Directorate, Air Force Materiel Command.
- Berk A., Bernstein L. S., Anderson G. P., Acharya P. K., Robertson D. C., Chetwynd J. H. and Adler-Golden S. M., (1998), "MODTRAN Cloud and Multiple Scattering Upgrades with Application to AVIRIS", *Remote Sensing of Environment*, vol.65, pp.367-375.
- Bijaoui j., (1995), Complémentarité des images optiques et radars pour la connaissance des littoraux, *Ph.D Thesis*, Université de Nice.
- Billat V. and Wald L., (1995), "Use of a simulator for the study of the sensitivity of the signal sensed by the MERIS spectrometer", Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1995. IGARSS '95. 'Quantitative Remote Sensing for Science and Applications', International,
- Binding C. E., Bowers D. G. and Mitchelson-Jacob E. G., (2005), "Estimating suspended sediment concentrations from ocean colour measurements in moderately turbid waters; the impact of variable particle scattering properties", *Remote Sensing of Environment*, vol.94, pp.373-383.
- Bowers D. G., Harker G. E. L. and Stephan B., (1996), "Absorption spectra of inorganic particles in the Irish Sea and their relevance to remote sensing of chlorophyll", *International Journal of Remote Sensing*, vol.17, pp.2449-2460.
- Bréon F. M. and Henriot N., (2006), "Spaceborne observations of ocean glint reflectance and modeling of wave slope distributions", *J. Geophys. Res.*, vol.111, pp.C06005.
- Bricaud A., Babin M., Morel A. and Claustre H., (1995), "Variability in the chlorophyll-specific absorption coefficients of natural phytoplankton: Analysis and parameterization", *J. Geophys. Res.*, vol.100, pp.13321-13332.
- Bricaud A., Morel A. and André J. M., (1987), "Spatial/temporal variability of algal biomass and primary productivity in the Mauritanian upwelling zone, as estimated from CZCS data", *Advances in Space Research*, vol.7, pp.53-62.
- Bricaud A., Morel A., Babin M., Allali K. and Claustre H., (1998), "Variations of light absorption by suspended particles with chlorophyll a concentration in oceanic (case 1) waters: Analysis and implications for bio-optical models", *Journal of Geophysical Research*, vol.103, pp.31033-31044.

- Bricaud A., Morel A. and Prieur L., (1981), "Absorption by Dissolved Organic Matter of the Sea (Yellow Substance) in the UV and Visible Domains", *Limnology and Oceanography*, vol.26(1), pp.43-53.
- Briggs S. A., Settle J. J., Gallagher F. G., Groom G. B. and Wyatt B. K., (1995), Spatial resolution of PRISM, *RSADU Report Number 94/09*,
- Cannizzaro J. P. and Carder K. L., (2006), "Estimating chlorophyll a concentrations from remote-sensing reflectance in optically shallow waters", *Remote Sensing of Environment*, vol.101, pp.13-24.
- Carder K. L., Chen F. R., Lee Z. P., Hawes S. K. and Kamykowski D., (1999), "Semianalytic Moderate-Resolution Imaging Spectrometer algorithms for chlorophyll a and absorption with bio-optical domains based on nitrate-depletion temperatures", *J. Geophys. Res.*, vol.104, pp.5403-5421.
- Chami M., (2007), "Importance of the polarization in the retrieval of oceanic constituents from the remote sensing reflectance", *J. Geophys. Res.*, vol.112, pp.C05026.
- Chandrasekhar S., (1960), *Radiative Transfer*, Dover Publications Inc.
- Clark D. K., (1981), "Phytoplankton algorithms for the Nimbus-7 CZCS", in *Oceanography from space*, Plenum Press, p.227.
- Clarke G. L., Ewing G. C. and Lorenzen C. J., (1970), "Spectra of Backscattered Light from the Sea Obtained from Aircraft as a Measure of Chlorophyll Concentration", *Science*, vol.167, pp.1119-1121.
- Claustre H., Bricaud A., Babin M., Bruyant F., Guillou L., Le Gall F., Marie D. and Partensky F., (2002), "Diel variations in prochlorococcus optical properties", *Limnology and Oceanography*, vol.47, pp.1637-1647.
- Claustre H., Morel A., Babin M., Cailliau C., Marie D., Marty J.-C., Tailliez D. and Vaultot D., (1999), "Variability in particle attenuation and chlorophyll fluorescence in the tropical Pacific: Scales, patterns, and biogeochemical implications", *J. Geophys. Res.*, vol.104, pp.3401-3422.
- Cox C. and Munk W., (1954), "Measurement of the Roughness of the Sea Surface from Photographs of the Sun's Glitter", *J. Opt. Soc. Am.*, vol.44, pp.838-850.
- D'Ortenzio F., Marullo S., Ragni M., Ribera d'Alcalà M. and Santoleri R., (2002), "Validation of empirical SeaWiFS algorithms for chlorophyll-a retrieval in the Mediterranean Sea: A case study for oligotrophic seas", *Remote Sensing of Environment*, vol.82, pp.79-94.
- Doerffer R. and Schiller H., (2007), "The MERIS Case 2 water algorithm", *International Journal of Remote Sensing*, vol.28, pp.517-535.
- Doxaran D., Froidefond J.-M. and Castaing P., (2002), "A reflectance band ratio used to estimate suspended matter concentrations in sediment-dominated coastal waters", *International Journal of Remote Sensing*, vol.23, pp.5079 - 5085.
- Doxaran D., Froidefond J.-M. and Castaing P., (2003), "Remote-Sensing Reflectance of Turbid Sediment-Dominated Waters. Reduction of Sediment Type Variations and

Changing Illumination Conditions Effects by Use of Reflectance Ratios", *Appl. Opt.*, vol.42, pp.2623-2634.

Durand D., Pozdnyakov D., Sandven S., Cauneau F., Wald L., Jacob A., Kloster K. and Miles M., (1999), Characterisation of Inland and Coastal Waters with Space Sensors, *CEO Contract No. 14049-1998-06 F1ED ISPO NO*, Center for Earth Observation.

Ebuchi N., (2002), "Probability distribution of surface wave slope derived using Sun glitter images from geostationary meteorological satellite and surface vector winds from scatterometers", *Journal of Oceanography*, vol.58, pp.477-486.

Fargion G. S. and McClain C. R., (2001), SIMBIOS Project 2000 Annual Report, *NASA/TM-2001-209976*, NASA Goddard Space Flight Center.

Fichez R., Jickells T. D. and Edmunds H. M., (1992), "Algal blooms in high turbidity, a result of the conflicting consequences of turbulence on nutrient cycling in a shallow water estuary", *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol.35, pp.577-592.

Fournier G. and Forand J., (1994), "Analytic phase function for ocean water", *SPIE Ocean Optics XII*,

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

Froidefond J.-M., Castaing P. and Prud'homme R., (1999), "Monitoring suspended particulate matter fluxes and patterns with the AVHRR/NOAA-11 satellite: application to the Bay of Biscay", *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, vol.46, pp.2029-2055.

Froidefond J.-M. and Doxran D., (2004), "Télédétection optique appliquée à l'étude des eaux côtiers", *Télédétection*, vol.4, pp.157-174.

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

Frouin R., Franz B. A. and Werdell P. J., (2003), The SeaWiFS PAR Product, *NASA Tech. Memo. 2003-206892, SeaWiFS Postlaunch Technical Report Series Vol.22, Algorithm Updates for the Fourth SeaWiFS Data Reprocessing*, NASA Goddard Space Flight Center.

Frouin R. and Murakami H., (2007), "Estimating photosynthetically available radiation at the ocean surface from ADEOS-II global imager data", *Journal of Oceanography*, vol.63, pp.493-503.

Gin K. Y. H., Koh S. T. and Lin I. I., (2002), "Study of the effects of suspended marine clay on the reflectance spectra of phytoplankton", *International Journal of Remote Sensing*, vol.23, pp.2163 - 2178.

Girard M. C., (1999), *Traitement des données de télédétection*, DUNOD.

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

- Gohin F., Saulquin B., Oger-Jeanneret H., Lozac'h L., Lampert L., Lefebvre A., Riou P. and Bruchon F., (2008), "Towards a better assessment of the ecological status of coastal waters using satellite-derived chlorophyll-a concentrations", *Remote Sensing of Environment*, vol.112, pp.3329-3340.
- Gordon H. R., (1990), "Radiometric considerations for ocean color remote sensors", *Appl. Opt.*, vol.29, pp.3228-3236.
- Gordon H. R., (1996), MODIS Normalized Water-leaving RAdiance Algorithm Theoretical Basis Document (MOD18), *NAS5-31363*, University of Miami.
- Gordon H. R., Brown O. B., Evans R. H., Brown J. W., Smith R. C., Baker K. S. and Clark D. K., (1988), "A Semianalytic Radiance Model of Ocean Color", *J. Geophys. Res.*, vol.93, pp.10909-10924.
- Gordon H. R. and Clark D. K., (1981), "Clear water radiances for atmospheric correction of coastal zone color scanner imagery", *Appl. Opt.*, vol.20, pp.4175-4180.
- Gordon H. R., Clark D. K., Brown J. W., Brown O. B., Evans R. H. and Broenkow W. W., (1983), "Phytoplankton pigment concentrations in the Middle Atlantic Bight: comparison of ship determinations and CZCS estimates", *Appl. Opt.*, vol.22, pp.20-36.
- Gordon H. R. and Wang M., (1994), "Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm", *Appl. Opt.*, vol.33, pp.443-452.
- Gregg W. W. and Carder K. L., (1990), "A simple spectral solar irradiance model for cloudless maritime atmospheres", *Limnology and Oceanography*, vol.35, pp.1657-1675.
- Gregg W. W., Chen F. C., Mezaache A. L., Chen J. D. and Whiting J. A., (1993), The Simulated SeaWiFS Data Set, Version 1, *NASA Tech. Memo. 104566*, *SeaWiFS Technical Report Series Vol. 9*, NASA Goddard Space Flight Center.
- Gregg W. W., Patt F. S. and Wooward R. H., (1994), The Simulated SeaWiFS Data Set, Version 2, *NASA Tech. Memo. 104566*, *SeaWiFS Technical Report Series Vol. 15*, NASA Goddard Space Flight Center.
- Huemrich K. F., (2001), "The GeoSail model: a simple addition to the SAIL model to describe discontinuous canopy reflectance", *Remote Sensing of Environment*, vol.75, pp.423-431.
- IOCCG, (2010), Atmospheric Correction for Remotely-Sensed Ocean-Colour Products, *IOCCG Report Number 10*, International Ocean-Colour Coordinating Group.
- Jacquemoud S. and Baret F., (1990), "PROSPECT: A model of leaf optical properties spectra", *Remote Sensing of Environment*, vol.34, pp.75-91.
- Jeong S., Jeong Y., Ryu D., Kim S., Chl S., Hong J., Kim S.-W. and Youn H. S., (2009), "In-orbit imaging and radiometric performance prediction for flight model Geostationary Ocean Color Imager", SPIE, San Diego, CA, USA

- Kang G., Kang S., Yong S., Kim J., Chang Y. and Youn H., (2004), "Korea geostationary ocean color imager (KGOCI)", IGARSS'04, Anchorage, USA.
- Kneizys F. X., Shettle E. P., Abreu L. W., Chetwynd J. H. and Anderson G. P., (1988), Users Guide to LOWTRAN 7, *Air Force Geophysics Laboratory Report No. AFGL-TR-88-0177*, Hanscom AFB.
- Kutser T., Vahtmäe E. and Praks J., (2009), "A sun glint correction method for hyperspectral imagery containing areas with non-negligible water leaving NIR signal", *Remote Sensing of Environment*, vol.113, pp.2267-2274.
- Lazure P. and Dumas F., (2008), "An external–internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS)", *Advances in Water Resources*, vol.31, pp.233-250.
- Loisel H., Deschamps P. Y., Nicolas J. M. and Moulin C., (2002), Polder-2 bio-optical algorithms, *POLDER-2 Algorithm Theoretical Basis Document*, CNES.
- Loisel H., Lubac B., Dessailly D., Duforet-Gaurier L. and Vantrepotte V., (2010), "Effect of inherent optical properties variability on the chlorophyll retrieval from ocean color remote sensing: an in situ approach", *Opt. Express*, vol.18, pp.20949-20959.
- Loisel H. and Morel A., (1998), "Light scattering and chlorophyll concentration in case 1 waters: A re-examination", *Limnology and Oceanography*, vol.43, pp.847-858.
- Loisel H. and Morel A., (2001), "Non-isotropy of the upward radiance field in typical coastal (Case 2) waters", *International Journal of Remote Sensing*, vol.22, pp.275-295.
- Loisel H. and Stramski D., (2000), "Estimation of the Inherent Optical Properties of Natural Waters from the Irradiance Attenuation Coefficient and Reflectance in the Presence of Raman Scattering", *Appl. Opt.*, vol.39, pp.3001-3011.
- Maritorena S., Morel A. and Gentili B., (1994), "Diffuse Reflectance of Oceanic Shallow Waters: Influence of Water Depth and Bottom Albedo", *Limnology and Oceanography*, vol.39, pp.1689-1703.
- Marrari M., Hu C. and Daly K., (2006), "Validation of SeaWiFS chlorophyll a concentrations in the Southern Ocean: A revisit", *Remote Sensing of Environment*, vol.105, pp.367-375.
- Martinez J. M., Guyot J. L., Filizola N. and Sondag F., (2009), "Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data", *CATENA*, vol.79, pp.257-264.
- Minghelli-Roman A., Laugier T., Polidori L., Mathieu S., Loubersac L. and Gouton P., (2011), "Satellite survey of seasonal trophic status and occasional anoxic 'malaigue' crises in the Thau lagoon using MERIS images", *International Journal of Remote Sensing*, vol.32, pp.909-923.
- Minghelli-Roman A., Polidori L., Mathieu S., Loubersac L. and Cauneau F., (2007), "Bathymetric Estimation Using MERIS Images in Coastal Sea Waters", *Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE*, vol.4, pp.274-277.
- Minghelli A., (1999), Apport et perspectives de l'imagerie hyperspectrale pour la télédétection des paysages naturels et agricoles, *Ph.D Thesis*, Université de Nice-Sophia Antipolis.

- Mobley C. D., (1994), *Light and Water: Radiative Transfer in Nature Waters*, Academic Press.
- Mobley C. D., Gentili B., Gordon H. R., Jin Z., Kattawar G. W., Morel A., Reinersman P., Stamnes K. and Stavn R. H., (1993), "Comparison of numerical models for computing underwater light fields", *Appl. Opt.*, vol.32, pp.7484-7504.
- Mobley C. D. and Sundman L. K., (2008a), Hydrolight 5, Ecolight 5, Technical documentation, Sequoia Scientific, Inc.
- Mobley C. D. and Sundman L. K., (2008b), Hydrolight 5, Ecolight 5, User guide, Sequoia Scientific, Inc.
- Mobley C. D., Sundman L. K. and Boss E., (2002), "Phase Function Effects on Oceanic Light Fields", *Appl. Opt.*, vol.41, pp.1035-1050.
- Montagner F., (2001), Reference model for MERIS level 2 processing, *MERIS PO-TN-MEL-GS-0026*, ESA.
- Morel A., (1974), "Optical properties of pure water and pure seawater", in *Optical aspects of oceanography*, Academic, p.1-24.
- Morel A., (1988), "Optical Modeling of the Upper Ocean in Relation to Its Biogenous Matter Content (Case I Waters)", *Journal of Geophysical Research*, vol.93, pp.10749-10768.
- Morel A. and Antoine D., (2007), Pigment index retrieval in case 1 waters, *MERIS Algorithm Theoretical Basis Documents 2.9*, ESA.
- Morel A., Antoine D. and Gentili B., (2002), "Bidirectional Reflectance of Oceanic Waters: Accounting for Raman Emission and Varying Particle Scattering Phase Function", *Appl. Opt.*, vol.41, pp.6289-6306.
- Morel A. and Bélanger S., (2006), "Improved detection of turbid waters from ocean color sensors information", *Remote Sensing of Environment*, vol.102, pp.237-249.
- Morel A. and Gentili B., (1991), "Diffuse reflectance of oceanic waters: its dependence on Sun angle as influenced by the molecular scattering contribution", *Appl. Opt.*, vol.30, pp.4427-4438.
- Morel A. and Gentili B., (1993), "Diffuse reflectance of oceanic waters. II Bidirectional aspects", *Appl. Opt.*, vol.32, pp.6864-6879.
- Morel A. and Gentili B., (1996), "Diffuse reflectance of oceanic waters. III. Implication of bidirectionality for the remote-sensing problem", *Appl. Opt.*, vol.35, pp.4850-4862.
- Morel A. and Maritorena S., (2001), "Bio-optical properties of oceanic waters: A reappraisal", *Journal of Geophysical Research*, vol.106, pp.7163-7180.
- Morel A. and Prieur L., (1977), "Analysis of variations in ocean color", *Limnology and Oceanography*, vol.22, pp.709-722.
- Mueller J. L., (2000), SeaWiFS algorithm for the diffuse attenuation coefficient, $K(490)$, using water-leaving radiances at 490 and 555 nm, *NASA Tech. Memo. 2000-206892*,

- Nechad B., Ruddick K. G. and Park Y., (2010), "Calibration and validation of a generic multisensor algorithm for mapping of total suspended matter in turbid waters", *Remote Sensing of Environment*, vol.114, pp.854-866.
- Neukermans G., Ruddick K., Bernard E., Ramon D., Nechad B. and Deschamps P.-Y., (2009), "Mapping total suspended matter from geostationary satellites: a feasibility study with SEVIRI in the Southern North Sea", *Opt. Express*, vol.17, pp.14029-14052.
- O'Reilly J. E., Maritorena S., Mitchell B. G., Siegel D. A., Carder K. L., Garver S. A., Kahru M. and McClain C., (1998), "Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS", *J. Geophys. Res.*, vol.103, pp.24937-24953.
- O'Reilly J. E., Maritorena S., Siegel D., O'Brien M. C., Toole D., Mitchell B. G., Kahru M., Chavez F. P., Strutton P., Cota G., Hooker S. B., McClain C. R., Carder K. L., Muller-Karger F., Harding L., Magnuson A., Phinney D., Moore G. F., Aiken J., Arrigo K. R., Letelier R. and Culver M., (2000), "Ocean color chlorophyll a algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4: Version 4", in *SeaWiFS Postlaunch Technical Report Series*, NASA Goddard Space Flight Center, vol.11, p.9-23.
- Ottaviani M., Spurr R., Stamnes K., Li W., Su W. and Wiscombe W., (2008), "Improving the description of sunglint for accurate prediction of remotely sensed radiances", *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, vol.109, pp.2364-2375.
- Pegau W. S. and Zaneveld J. R. V., (1993), "Temperature-dependent absorption of water in the red and near-infrared portions of the spectrum", *Limnology and Oceanography*, vol.38, pp.188-192.
- Petus C., Chust G., Gohin F., Doxaran D., Froidefond J.-M. and Sagarminaga Y., (2010), "Estimating turbidity and total suspended matter in the Adour River plume (South Bay of Biscay) using MODIS 250-m imagery", *Continental Shelf Research*, vol.30, pp.379-392.
- Philpot W. D., (1989), "Bathymetric mapping with passive multispectral imagery", *Appl. Opt.*, vol.28, pp.1569-1578.
- Pinkerton M. H., Richardson K. M., Boyd P. W., Gall M. P., Zeldis J., Oliver M. D. and Murphy R. J., (2005), "Intercomparison of ocean colour band-ratio algorithms for chlorophyll concentration in the Subtropical Front east of New Zealand", *Remote Sensing of Environment*, vol.97, pp.382-402.
- Pope R. M. and Fry E. S., (1997), "Absorption spectrum (380-700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements", *Appl. Opt.*, vol.36, pp.8710-8723.
- Preisendorfer R. W., (1961), "Application of radiative transfer theory to light measurements in the sea", *International Union of Geodesy and Geophysics, Monographs*, vol.10, pp.11-30.
- Preisendorfer R. W., (1976), "Introduction", in *Hydrolight Optics*, U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Environmental Research Laboratories, Pacific Marine Environmental Laboratory, vol.1,

- Preisendorfer R. W. and Mobley C. D., (1985), Unpolarized irradiance reflectances and glitter patterns of random capillary waves on lakes and seas, by Monte Carlo simulation, *NOAA Tech. Memo. ERL PMEL-63*, Pacific Marine Environmental Laboratory.
- Prieur L. and Sathyendranath S., (1981), "An optical classification of coastal and oceanic waters based on the specific spectral absorption curves of phytoplankton pigments, dissolved organic matter, and other particulate materials", *Limnology and Oceanography*, vol.26, pp.671-689.
- Ranchin T., Wald L. and Mangolini M., (1996), "The ARSIS method: a general solution for improving spatial resolution of images by the means of sensor fusion", Proceedings of the conference "Fusion of Earth data: merging point measurements, raster maps and remotely sensed images", Cannes, France.
- Richardson K. M., Pinkerton M. H., Boyd P. W., Gall M. P., Zeldis J., Oliver M. D. and Murphy R. J., (2004), "Validation of SeaWiFS data from around New Zealand", *Advances in Space Research*, vol.33, pp.1160-1167.
- Sathyendranath S., Prieur L. and Morel A., (1989), "A three-component model of ocean colour and its application to remote sensing of phytoplankton pigments in coastal waters", *International Journal of Remote Sensing*, vol.10, pp.1373-1394.
- Segelstein D., (1981), The Complex Refractive Index of Water, *M.S Thesis*, University of Missouri--Kansas City.
- Siegel D. A., Maritorena S., Nelson N. B., Hansell D. A. and Lorenzi-Kayser M., (2002), "Global distribution and dynamics of colored dissolved and detrital organic materials", *J. Geophys. Res.*, vol.107, pp.3228.
- Siegel D. A., Wang M., Maritorena S. and Robinson W., (2000), "Atmospheric Correction of Satellite Ocean Color Imagery: The Black Pixel Assumption", *Appl. Opt.*, vol.39, pp.3582-3591.
- Smith R. C. and Baker K. S., (1981), "Optical properties of the clearest natural waters (200-800 nm)", *Applied Optics*, vol.20, pp.177-184.
- Stamnes K., Tsay S. C., Wiscombe W. and Jayaweera K., (1988), "Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media", *Applied Optics*, vol.27, pp.2502-2509.
- Stramski D., Reynolds R. A., Kahru M. and Mitchell B. G., (1999), "Estimation of Particulate Organic Carbon in the Ocean from Satellite Remote Sensing", *Science*, vol.285, pp.239-242.
- Tanré D., Deroo C., Duhaut P., Herman M., Morcrette J. J., Perbos J. and Deschamps P. Y., (1990), "Technical note Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the 5S code", *International Journal of Remote Sensing*, vol.11, pp.659-668.
- Tassan S., (1994), "Local algorithms using SeaWiFS data for the retrieval of phytoplankton, pigments, suspended sediment, and yellow substance in coastal waters", *Appl. Opt.*, vol.33, pp.2369-2378.
- Verhoef W., (1985), "Earth observation modeling based on layer scattering matrices", *Remote Sensing of Environment*, vol.17, pp.165-178.

- Verhoef W., (1998), Theory of radiative transfer models applied in optical remote sensing of vegetation canopies, *Ph.D Thesis*, Wageningen Agricultural University.
- Verhoef W. and Bach H., (2003), "Simulation of hyperspectral and directional radiance images using coupled biophysical and atmospheric radiative transfer models", *Remote Sensing of Environment*, vol.87, pp.23-41.
- Verhoef W. and Bach H., (2007), "Coupled soil-leaf-canopy and atmosphere radiative transfer modeling to simulate hyperspectral multi-angular surface reflectance and TOA radiance data", *Remote Sensing of Environment*, vol.109, pp.166-182.
- Vilas L. G., Spyrakos E. and Palenzuela J. M. T., (2011), "Neural network estimation of chlorophyll a from MERIS full resolution data for the coastal waters of Galician rias (NW Spain)", *Remote Sensing of Environment*, vol.115, pp.524-535.
- Voss K. J., Mobley C. D., Sundman L. K., Ivey J. E. and Mazel C. H., (2003), "The spectral upwelling radiance distribution in optically shallow waters", *Limnology and Oceanography*, vol.48, pp.364-373.
- Voss K. J., Morel A. and Antoine D., (2007), "Detailed validation of the bidirectional effect in various Case 1 waters for application to ocean color imagery", *Biogeosciences*, vol.4, pp.781-789.
- Wald L. and Monget J. M., (1983), "Sea Surface Winds From Sun Glitter Observations", *J. Geophys. Res.*, vol.88, pp.2547-2555.
- Wang P., Liu K. Y., Cwik T. and Green R., (2002), "MODTRAN on supercomputers and parallel computers", *Parallel Computing*, vol.28, pp.53-64.
- Werdell P. J. and Bailey S. W., (2005), "An improved in-situ bio-optical data set for ocean color algorithm development and satellite data product validation", *Remote Sensing of Environment*, vol.98, pp.122-140.
- Yentsch C. S., (1960), "The influence of phytoplankton pigments on the colour of sea water", *Deep Sea Research (1953)*, vol.7, pp.1-9.

Index des tableaux

Tableau 1 : Caractéristiques des capteurs passés et actuels	40
Tableau 2 : Imageurs embarqués sur les satellites Météosats.	45
Tableau 3 : Liste des modes d'utilisation d'Hydrolight.....	56
Tableau 4 : Paramètres d'entrée d'Hydrolight en mode "IOP DATA"	57
Tableau 5 : Sorties d'Hydrolight	57
Tableau 6 : Modèles d'atmosphère et d'aérosol intégrés dans MODTRAN.....	64
Tableau 7 : Résultat de la quantification de la deviation entre 2 modèles.	66
Tableau 8 : Extrait de la LUT de R_{rs} en fonction de $(a, b, b_b, \theta_c, \Delta\Phi, \theta_s, W_{spd})$ à 442 nm.	71
Tableau 9 : Gamme et pas d'échantillonnage des paramètres d'entrée pour les LUT	71
Tableau 10 : Bandes spectrales du capteur OLCI	89
Tableau 11 : Valeurs minimum et maximum dans les images de L_{TOA} à 560 nm ($W/m^2/sr/nm$) à 3 heures différentes de la journée.....	95
Tableau 12 : Gamme de L_{TOA} à 20 bandes d'OLCI pour 3 différentes heures.	98
Tableau 13 : Algorithmes empiriques de rapport de bandes (O'Reilly, <i>et al.</i> , 2000)	104
Tableau 14 : Relation entre la performance d'OC4v4 et la limite angulaire zénithale.....	115

Index des figures

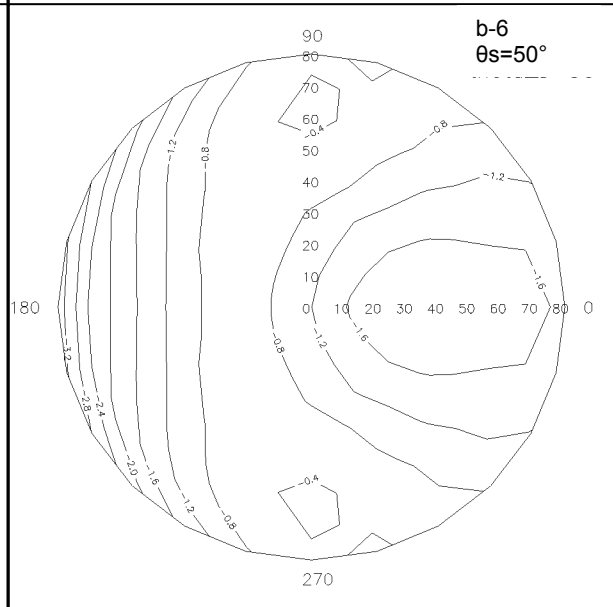
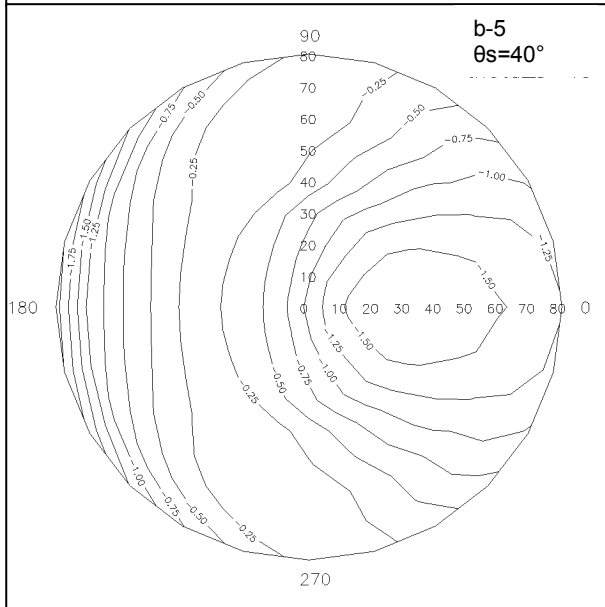
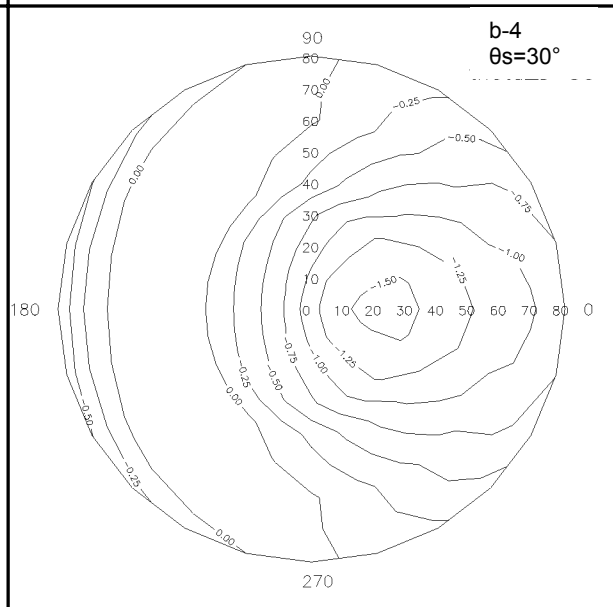
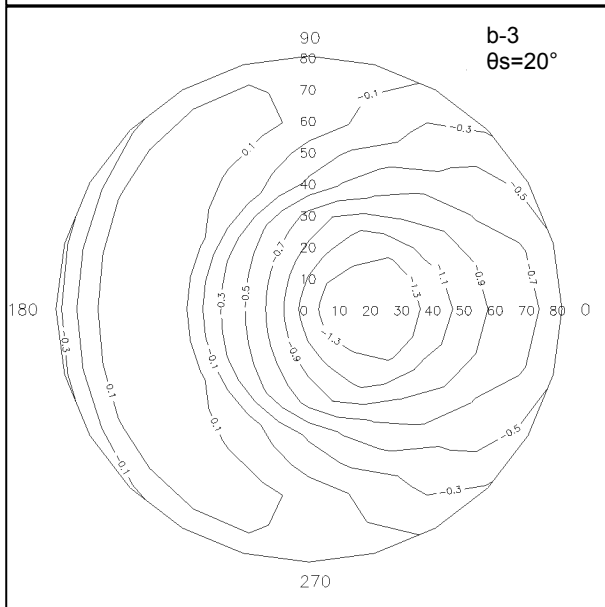
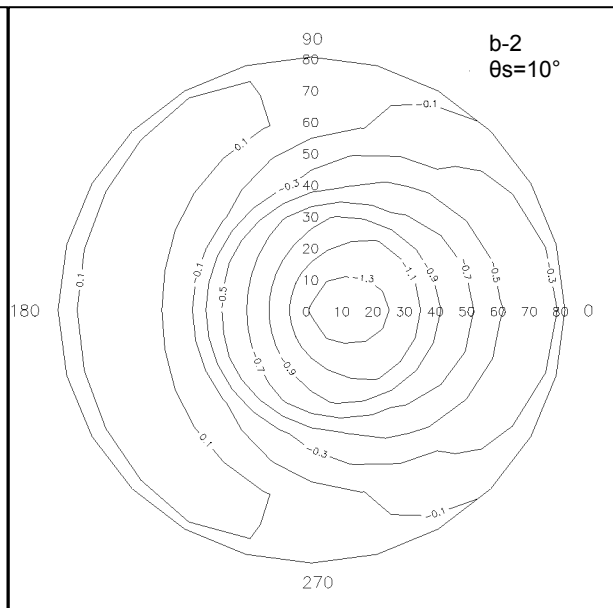
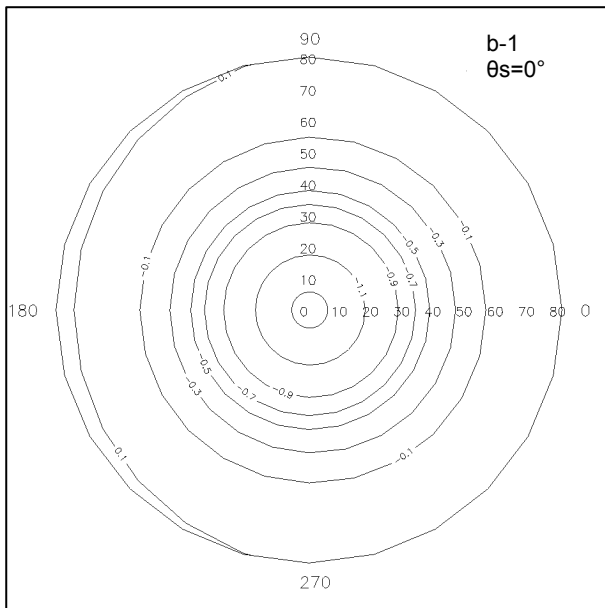
Figure 1 : Configuration géométrique.....	20
Figure 2 : Représentation schématique des luminances reçues par un capteur de la couleur de l'océan.....	21
Figure 3 : Répartition du rayonnement incident solaire à travers l'atmosphère.	22
Figure 4 : Eclairage solaire en haut de l'atmosphère (TOA, ligne noire) et au bas de l'atmosphère (BOA, ligne rouge).....	23
Figure 5 : Transmittance spectrale de l'atmosphère (E_{BOA}/E_{TOA}) entre 280 et 2400 nm.	23
Figure 6 : Réflexion et réfraction à l'interface air-eau.....	25
Figure 7 : Interaction du rayonnement à l'interface air-eau.....	26
Figure 8 : Distribution de la luminance réfléchie directe par la surface L_{refl} à 442 nm avec une vitesse du vent $W_{spd} = 0$ m/s et un angle zénithal solaire $\theta_s = 30^\circ$. La luminance est modélisée par Hydrolight (Mobley, 1994).....	28
Figure 9 : Propagation du rayonnement dans l'eau.....	29
Figure 10 : Coefficient d'absorption (a) (Pope et Fry, 1997) et de diffusion (b) (Morel, 1974) de l'eau de mer pure	32
Figure 11 : Variation de la réflectance $R(\lambda)$ (modélisée par Hydrolight) en fonction de la concentration en chlorophylle (Chl).....	33
Figure 12 : Réflectance de télédétection $R_{rs}(\lambda)$ des eaux turbides en fonction de la concentration des matières en suspension (TSM, mg/m^3).....	34
Figure 13 : Réflectance de télédétection en forte substance jaune (CDOM, m^{-1}).....	35
Figure 14 : Directionnalité de R_{rs} à 560 nm en coordonnées cylindriques, pour les 2 distributions d'angles solaires.....	36
Figure 15 : Schéma d'une acquisition et grandeurs physiques déterminant la résolution spatiale.....	37
Figure 16 : Images MERIS acquises durant la crise anoxique à l'étang de Thau en 2003 (Minghelli-Roman, <i>et al.</i> , 2011)	47
Figure 17 : Variation diurne de TSM dans les zones côtières mesurée par SEVIRI (Neukermans, <i>et al.</i> , 2009).....	47
Figure 18 : (1) Image MERIS sur la Nouvelle Calédonie, affectée par des nuages (pixels blancs), (2) Image MODIS sur Hawaii, affectée par le sunglint (zone claire).....	48

Figure 19 : Image GOCI acquise en Avril 2011	49
Figure 20 : Chaîne de simulation de la luminance	55
Figure 21 : Interaction des 4 flux dans l'atmosphère sur une surface terrestre non-lambertienne, (Verhoef et Bach, 2003).	62
Figure 22 : Comparaison entre les résultats de méthode 4 flux (ligne solide) et les résultats du code de méthode Monte Carlo (ligne pointillée).....	66
Figure 23 : Illustration de la taille réelle du pixel augmentant avec l'angle zénithal du capteur.	67
Figure 24 : Relation entre la taille du pixel (km) et l'angle de visée θ_v (°).....	69
Figure 25 : Projection de l'image géostationnaire, si le capteur se situe à la longitude 0° et à la latitude 0°	69
Figure 26 : Spectre de transmittance directe τ_{ss} et de transmittance diffuse τ_{sd} obtenues avec MODTRAN	73
Figure 27 : Résultat de régression des transmittances τ_{ss} et τ_{sd} à 400 nm en fonction du cosinus de l'angle zénithal solaire θ_s	74
Figure 28 : Relation entre ρ_{so} et les angles θ_s , θ_c et $\Delta\Phi$ pour un type d'atmosphère donné.	75
Figure 29 : Illustration de l'interpolation tri-linéaire	76
Figure 30 : Interpolation tri-linéaire de ρ_{so}	77
Figure 31 : Résolution angulaire d'Hydrolight de 10° en zénith et 15° en azimut.	78
Figure 32 : Profil de R_{refl} à 442.5 nm avec $W_{spd}=0$ m/s et $\theta_s = 30^\circ$	79
Figure 33 : Relation entre R_{rs} et les IOPs (a , b , b_b) avec des paramètres géométriques donnés. Les valeurs exactes (symboles carrés) sont obtenues par Hydrolight.	80
Figure 34 : Processus de multi-interpolation pour obtenir la valeur de R_{rs} pour chaque pixel.	81
Figure 35 : Cartes mensuelles du produit niveau 3 de GlobColour (Chl, CDM et TSM)	84
Figure 36 : Cartes de composition de l'eau (Chl, CDM et TSM) en projection géostationnaire dérivées des produits de GlobColour.....	86
Figure 37 : Identification des eaux du cas 1 et du cas 2.	87
Figure 38 : Bandes spectrales calquées sur celles du capteur OLCI, la ligne rouge présente un spectre modélisé par Hydrolight de réflectance TOA sur l'océan	89
Figure 39 : Images de R_{rs} à 560nm (sr^{-1}) simulées à (1) GMT=12:00 et (2) GMT=16:00.	90
Figure 40 : Images de $R_{refl}/(R_{rs}+R_{refl})$ à 560 nm, simulées à (1) GMT=12:00 et (2) GMT=16:00.	91
Figure 41 : Images de luminance à 560 nm ($W/m^2/sr/nm$) à GMT=16:00, (1) L_w , (2) L_{refl} , (3) $L_u(0+)$	92

Figure 42 : Profils spectraux de pixels particuliers dans les images de luminance au niveau de la surface (L_u) à GMT=16:00:	92
Figure 43 : Images en luminance $L_{TOA}(560 \text{ nm})$ ($W/m^2/sr/nm$) à (1) GMT=8:00, (2) GMT=12:00, (3) GMT=16:00.....	94
Figure 44 : Profils spectraux de pixels particuliers dans les images en luminance en haut de l'atmosphère à GMT=16:00: (1) P1: cas 2, à l'embouchure de l'Amazone; (2) P2: cas 1, dans l'océan d'Atlantique; (3) P3: cas 1, proche de P2 mais dans la zone de sunglint.	94
Figure 45 : Histogramme des images de $L_{TOA}(560nm)$ à GMT=8:00, 12:00 et 16:00	96
Figure 46 : Profils de $L_{TOA}(560 \text{ nm})$ en fonction de (1) angle zénithal, (2) angle azimutal relatif dans la zone de sunglint à GMT=16:00	99
Figure 47 : Influence des angles (θ_s , θ_c) sur le rapport L_w/L_{TOA} pour un exemple du cas 1	101
Figure 48 : Graphe polaire de rd% pour l'échantillon (a) pour 9 angles zénithaux solaires donnés entre 0° et 80° . $Chl = 0.05 \text{ mg/m}^3$, $a_{CDM}(443nm) = 0.0053 \text{ m}^{-1}$	110
Figure 49 : Gamme de rd% (du minimum au maximum pour tous les angles du capteur (θ_c , $\Delta\Phi$)) en fonction de l'angle zénithal de soleil pour l'échantillon a (1), l'échantillon b (2) et l'échantillon c (3).	111
Figure 50 : re% en fonction de rd% et de chl. Ce graphe mesure la sensibilité d'OC4v4 (Pinkerton, <i>et al.</i> , 2005).....	112
Figure 51 : Performance d'OC4v4 avec des données simulées. (1) comparaison entre $Chl'(\theta_s, \theta_c, \Delta\Phi)$ et Chl , (2) comparaison entre Chl_0' et Chl , Chl_0' est obtenu avec le R moyen (\bar{R}).....	113
Figure 52 : Relation entre l'erreur relative d'estimation de Chl et $a_{CDM}(443nm)/a_p(443nm)$. 114	
Figure 53 : Comparaison entre $Chl'(\theta_s, \theta_c, \Delta\Phi)$ et Chl après la correction des IOPs.....	114
Figure 54 : Graphe polaire de rd% pour l'échantillon (b) pour 9 angles zénithaux solaires donnés entre 0° et 80° . $Chl = 0.54 \text{ mg/m}^3$, $a_{CDM}(443nm) = 0.0546 \text{ m}^{-1}$	137
Figure 55 : Graphe polaire de rd% pour l'échantillon (c) pour 9 angles zénithaux solaires donnés entre 0° et 80° . $Chl = 2.91 \text{ mg/m}^3$, $a_{CDM}(443nm) = 0.1761 \text{ m}^{-1}$	139

Annexe 1

Graphes polaires de la déviation relative du rapport de bandes pour l'algorithme d'estimation de la concentration en chlorophylle pour différents angles solaires et 2 concentrations en chlorophylle différentes (cas b et cas c)



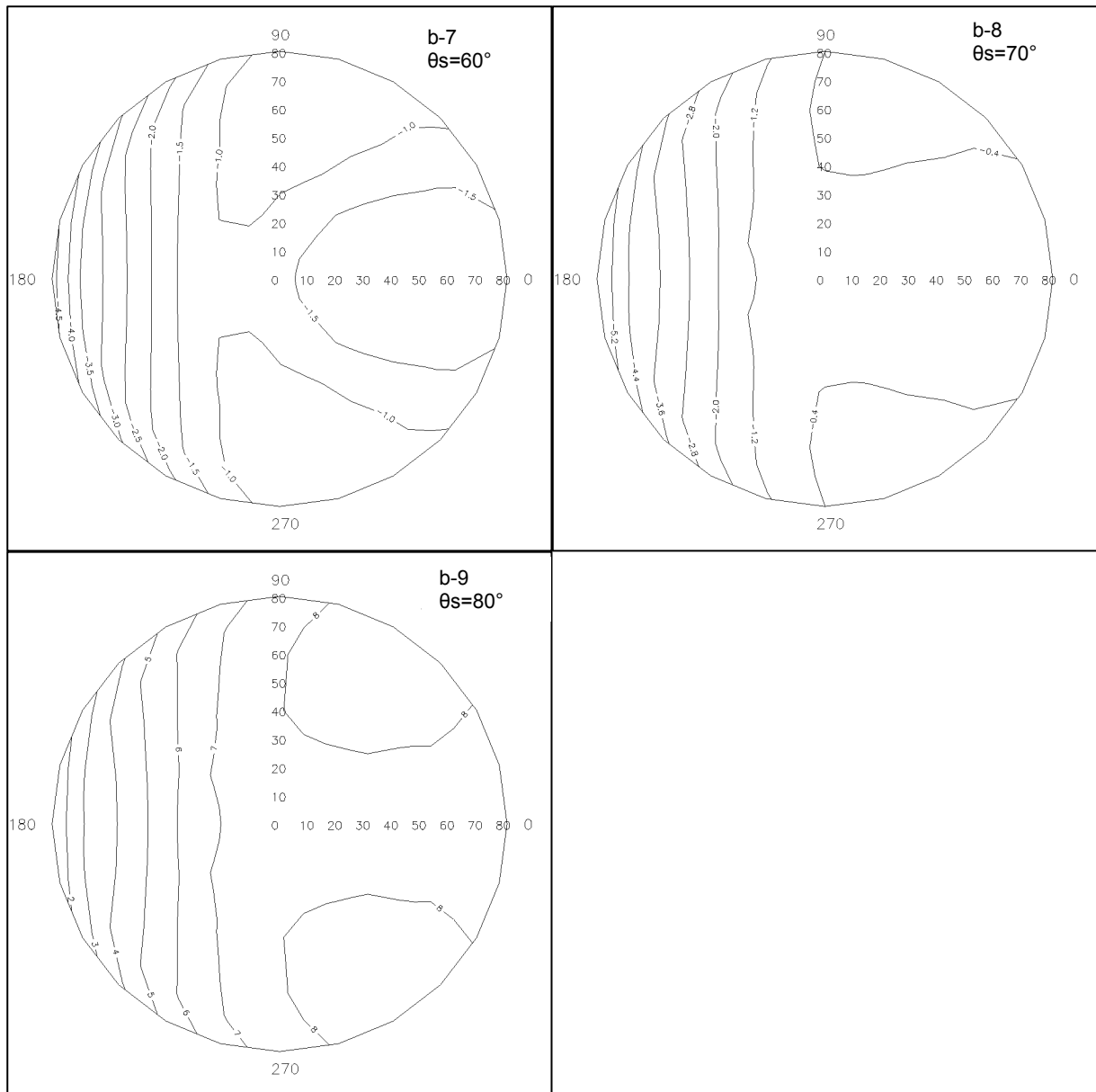
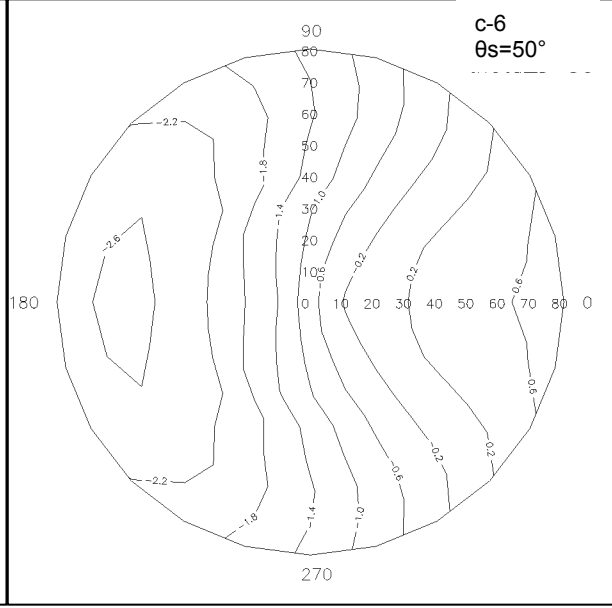
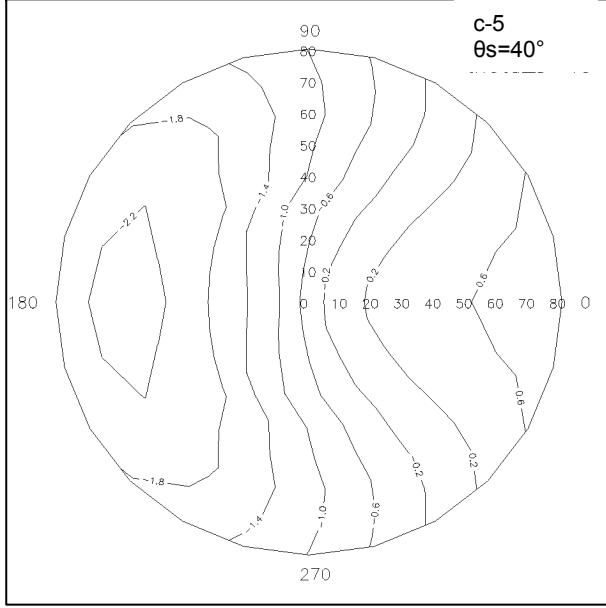
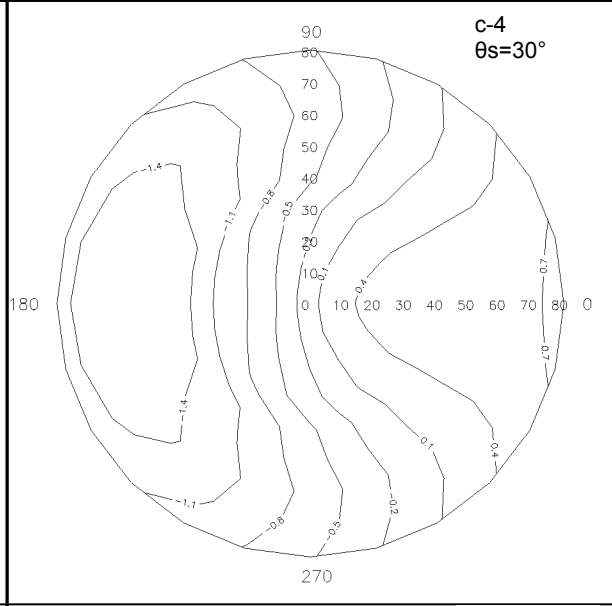
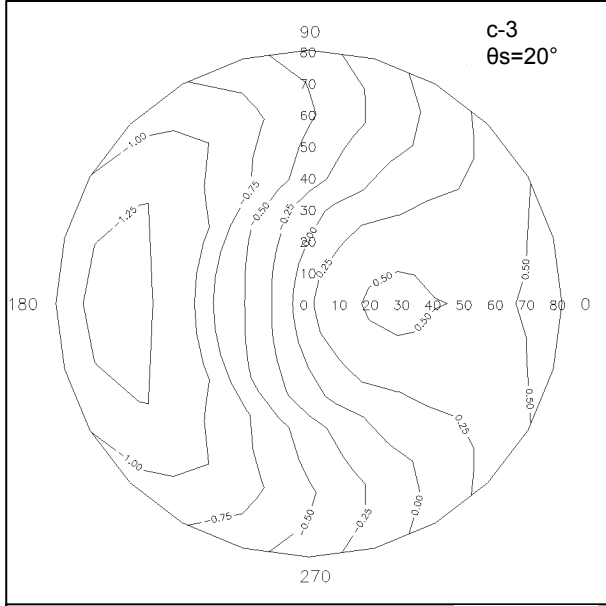
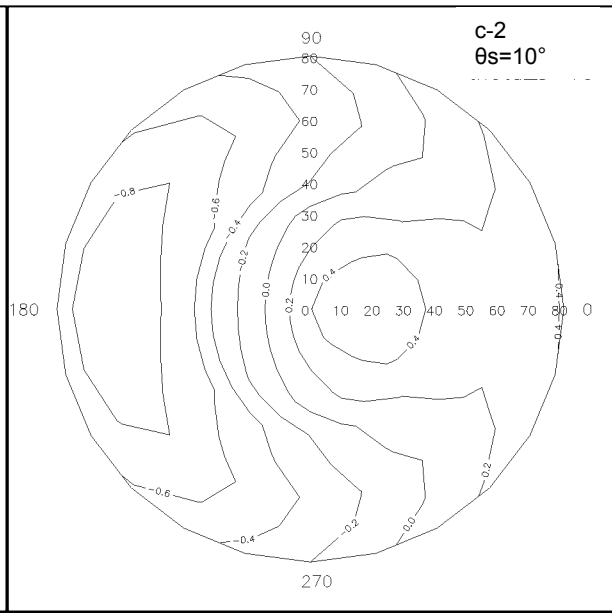
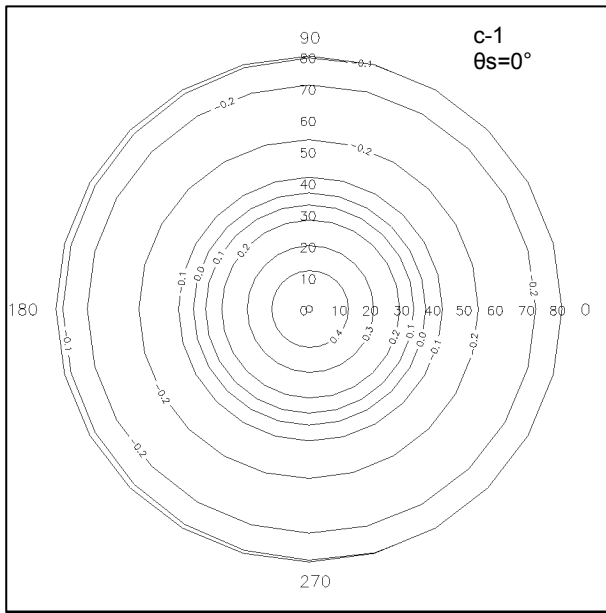


Figure 54 : Graphe polaire de $rd\%$ pour l'échantillon (**b**) pour 9 angles zénithaux solaires donnés entre 0° et 80° . $Chl = 0.54 \text{ mg/m}^3$, $a_{CDM}(443\text{nm}) = 0.0546 \text{ m}^{-1}$.

Le cercle représente la variation de l'angle azimutal relatif $\Delta\Phi$ de 0° à 360° . La distance entre un point et le centre du cercle représente l'angle zénithal du capteur θ_c , variant entre 0° et 80° .



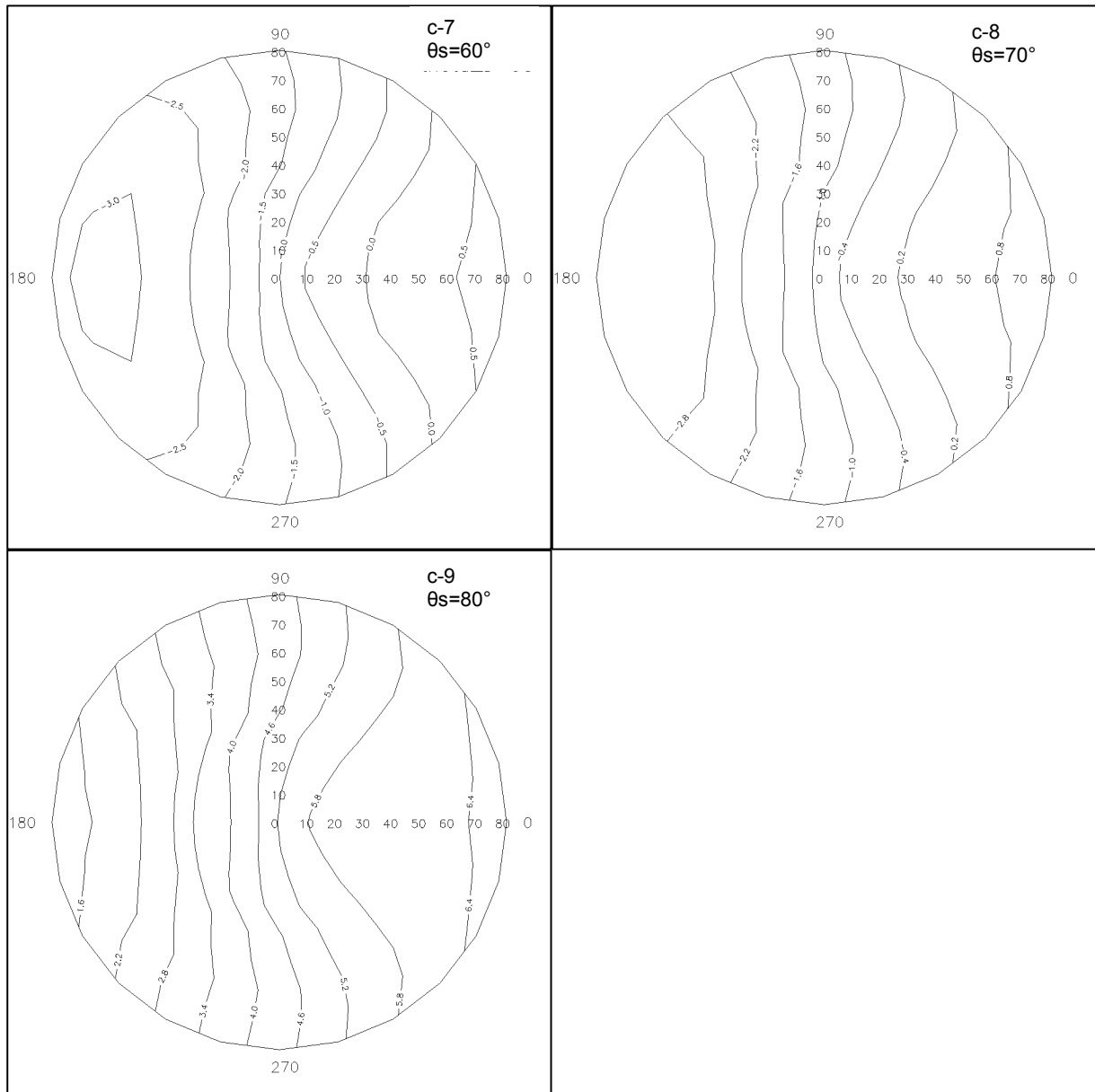


Figure 55 : Graphe polaire de rd% pour l'échantillon (c) pour 9 angles zénithaux solaires donnés entre 0° et 80° . $Chl = 2.91 \text{ mg/m}^3$, $a_{CDM}(443\text{nm}) = 0.1761 \text{ m}^{-1}$.

Le cercle représente la variation de l'angle azimutal relatif $\Delta\Phi$ de 0° à 360° . La distance entre un point et le centre du cercle représente l'angle zénithal du capteur θ_c , variant entre 0° et 80° .

Annexe 2

Article accepté par la revue IEEE JSTARS en 2011

Simulation of Future Geostationary Ocean Color Images

Manchun Lei, Audrey Minghelli-Roman, Annick Bricaud, Jean Marie Froidefond, Sandrine Mathieu, and Pierre Gouton

Abstract—The objective of this work is to simulate global images that would be provided by a theoretical ocean color sensor on a geostationary orbit at longitude 0, in order to assess the range of radiance value data reaching the sensor throughout the day for 20 spectral bands similar to those of the Ocean and Land Color Imager (OLCI). The secondary objective is to assess the illumination and viewing geometries that result in sunglint. For this purpose, we combined a radiative transfer model for ocean waters (Hydrolight) and a radiative transfer model for atmosphere (MODTRAN) to construct the simulated radiance images at the sea surface and at the Top-Of-Atmosphere (TOA). Bio-optical data from GlobColour level 3 products are used as input maps in the ocean radiance model. The first result of this study is the radiance dynamic range of the scene during the day. The second result indicates the angular limit to avoid the sun glint phenomenon ($\theta_c \notin [\theta_s \pm 10^\circ]$ and $\Phi \notin [180^\circ \pm 15^\circ]$), where θ_c the viewing zenith angle, θ_s the solar zenith angle and Φ the relative azimuth angle. We have also shown that a significant signal from water is measured when the ratio L_w/L_{TOA} is higher than 3%, i.e., when $\theta_c + \theta_s$ is lower than 90° , with a limit of 60° for the two angles.

Index Terms—Geostationary orbit, image simulation, ocean color, solar and viewing angles.

I. INTRODUCTION

THE most widely used sensors for ocean color applications like SeaWiFS, MODIS and MeRIS are located on sun-synchronous orbits (at an altitude of about 800 km). Because of their rotation around the Earth, they cannot image a specified area with a high temporal frequency (revisit period of 3 days minimum). However, these sensors became the main source of information for open ocean (Case 1 water) and coastal

(Case 2 water) remote sensing [1], [2]. Commonly, case 1 waters are those whose optical properties are influenced by chlorophyll (contained in the phytoplankton) and by colored dissolved organic matter (CDOM). CDOM concentration has been found proportional to chlorophyll concentration and then, the water optical properties (absorption and backscattering) are correlated with chlorophyll. On the other hand, optical properties of Case 2 waters are not only influenced by variations in chlorophyll, but also in other substances (particulate matter and CDOM) that vary independently of chlorophyll [2].

At the 13th annual IOCCG Committee meeting in Paris, France, February 2008, many of the space agencies displayed a high level of interest in ocean-colour observations from a geostationary platform [3], [4]. The working group “Ocean Colour from a Geostationary Orbit” of IOCCG summarized the advantages of the geostationary orbit for ocean color remote sensing studies [5]: the possibility to follow episodic events on an hourly time-scale (red tides, floods), the tidal effects in the coastal environment, the daily cycle of some properties (phytoplankton bloom [6]), the improvement of the match between the temporal scale of satellite observations and those of models and the elimination of clouds. ISRO (Indian Space Research Organisation) has plans for a High Resolution GEO Imager (HR-GEO), and KARI (Korea Aerospace Research Institute) launched their Geostationary Ocean Color Imager (GOCI) aboard the COMS-1 satellite in June 2010 [7]. It is the first geostationary sensor dedicated to marine applications. This sensor observes ocean and coastal waters with middle spatial resolution (500 m), very high temporal resolution (1 hour), eight visible-to-near-infrared bands, and a swath of $2500 \text{ km} \times 2500 \text{ km}$ centered on the Korean peninsula.

In addition CNES has been pursuing research, together with industry. A proposal for an Ocean Color Advanced Permanent Imager (OCAPI) in geostationary orbit was submitted to CNES in 2009. The resolution of OCAPI was proposed to be 250 m, with 15 bands in the 400–900 nm range and launch could be planned for 2017 or 2019.

To prepare future geostationary missions, dedicated image simulation is useful for defining sensor requirements including spectral band, resolution and signal to noise ratio but simulations are also valuable in refining and developing algorithms. We do not simulate OCAPI images but similar geosynchronous images with 4.6 km resolution, 20 spectral bands with a 2-hour time step.

Different approaches for image simulation are conceivable. The first one is based on spatial and spectral degradation of a high spatial and spectral resolution image, according to the

Manuscript received January 27, 2011; revised May 05, 2011; accepted August 06, 2011.

M. Lei and P. Gouton are with the LE2I, UMR-CNRS 5158, University of Burgundy Aile Sciences de l’Ingénieur, 21078 Dijon, France (e-mail: Manchun.Lei@u-bourgogne.fr, Pierre.Gouton@u-bourgogne.fr).

A. Minghelli-Roman is with the LSEET, UMR-CNRS 6017, ISITV, Avenue Georges Pompidou, BP 56, 83162 La Valette du Var, France (corresponding author, e-mail: Audrey.Roman@univ-tln.fr).

A. Bricaud is with the Laboratoire d’Océanographie de Villefranche, CNRS and Université Pierre et Marie Curie, BP 8, 06238 Villefranche-sur-Mer Cedex, France (e-mail: annick.bricaud@obs-vlfr.fr).

J. M. Froidefond is with the Département de Géologie et d’Océanographie, UMR-CNRS 5805, Université Bordeaux I, 33405 Talence cedex, France (e-mail: jm.froidefond@epoc.u-bordeaux1.fr).

S. Mathieu is with the Thales Alenia Space, BUOS/PG/I 06156 Cannes la Bocca Cedex, France (e-mail: Sandrine.Mathieu@thalesaleniastospace.com).

Color versions of one or more of the figures in this paper are available online at <http://ieeexplore.ieee.org>.

Digital Object Identifier 10.1109/JSTARS.2011.2168388

features of the instrument to simulate. For example, Everitt *et al.* [8] degrade aerial images to simulate Thematic Mapper Images. This approach cannot lead to the simulation of a geosynchronous image because the spatial coverage is too low and the viewing and solar angles are not representative of the geosynchronous configuration.

A second approach, the forward model, consists in modeling surface reflectance and radiance at the top of the atmosphere, as a function of ground biophysical parameters: chlorophyll, sediments and yellow substance concentrations in water [9], biomass, chlorophyll, dry matter and water content of crop fields [10], moisture and roughness of soils [11]. The first advantage of this method is that the models take into account the viewing and solar angles, which are important for a non-Lambertian surface like the sea. The second advantage is the availability of ground knowledge to validate the exploitation algorithms. Once the radiance is simulated, algorithms of chlorophyll estimation will be applied and the preliminary validation will be possible thanks to the input chlorophyll map. This is therefore the approach that we have chosen, to simulate geostationary images.

GOCI images were simulated by Jeong *et al.* [12]. They used Monte Carlo based ray tracing computation along the whole optical path starting from the Sun to the final detector plane, for simultaneous imaging and radiometric performance verification for a fixed solar zenith angle. This was then followed by the simulation of a red-tide evolution detection and its radiance estimation, in accordance with the in-orbit operation sequence. Compared to our study, they consider the sea surface as Lambertian and all the pixels considered as ocean have the same albedo (no water constituent diversity). In their study, a greater importance was then given to the optical sensor model than to the scene model.

On the geosynchronous orbit, the sensor zenith angle (θ_c) range can effectively vary between 0° and 90° within the sensor's coverage region as the solar zenith angle (θ_s) can vary between 0° and 90° . For a specific location on Earth, the viewing angle is fixed when the solar angle changes during the day. This is also the greatest difference compared to sun-synchronous sensors because by definition the sun synchronous sensors are in rotation in a fixed plane, having a constant angle with the sun, so the zenith solar angle is nearly always the same for any imaged area.

The high variation of angles in geostationary observation can induce a high variation in radiometry which is specific for each spectral band. The sensor manufacturers need this information to define and dimension future sensors in terms of sensitivity (signal to noise ratio) and quantification for specific bands for marine applications. Will the sensor be blinded by the sun in sunglint configuration? Will the sensor be sensitive enough to measure the influence of water leaving radiance (L_w) whatever the solar and viewing angles? This study proposes to provide elements of information to be able to answer these questions by simulating the spectral, spatial and temporal dimensions of the global future image to obtain the whole radiance dynamics that the sensor will have to measure.

In this study, we first introduce the methodology used to develop a generic image simulator, detailing the model used to simulate spectral and spatial radiance at the sea surface, and at

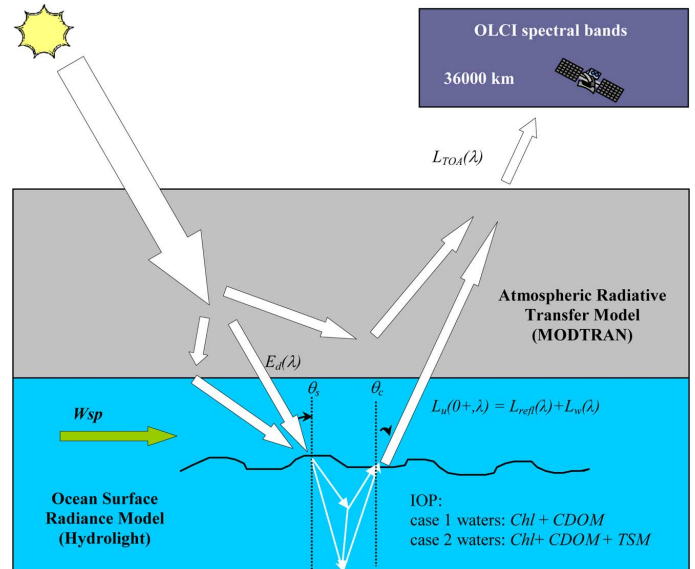


Fig. 1. Radiance simulation chain composed of three different independent models: radiative transfer model of water, radiative transfer model of atmosphere, and sensor model.

the top of the atmosphere (TOA). Then we present the results of image simulation at different levels and finally, we discuss the image dynamics and analyze the influence of angles on the radiance variation for different bands during the day.

II. METHODOLOGY

The chain of image simulation (Fig. 1) is composed of the spatial characterisation of the water column (composition), the viewing angles and the optical processing (the water radiative transfer model, the atmospheric radiative transfer model and the sensor model).

Each part of this figure and the abbreviations are described in more detail in Section II.

The ocean and the atmosphere can be viewed as water and air layers that scatter and absorb light depending on their composition.

1) *Water Surface Radiance Model (Hydrolight)*: The simulation of water radiative transfer uses as inputs the inherent optical properties (IOP) (especially the total absorption coefficient a , the total scattering coefficient b and the particulate backscattering fraction b_{fp}), the wind speed $Wspd$ and the sun zenith angle θ_s [13]. b_{fp} is defined as the ratio between the particulate backscattering coefficient b_{bp} and the particulate scattering coefficient b_p . The output is the directional distribution of upwelling radiance just above the sea surface $L_u(0+, \lambda)$. $L_u(0+, \lambda)$ is the sum of the water leaving radiance $L_w(\lambda)$ and the surface reflected radiance $L_{refl}(\lambda)$.

In order to obtain a realistic image of ocean upwelling radiances, we used the 2008 monthly global retrieval water composition maps (chlorophyll-a (Chl) concentration (in mg/m^3), coloured dissolved and detrital organic matter (CDM) absorption coefficient (m^{-1}) and total suspended matter (TSM) concentration (in g/m^3) provided by MerIS, MODIS

and SeaWiFS in the GlobColour project (<http://www.globcolour.org>). The monthly global water composition maps were integrated to obtain complete composite annual maps (without empty pixels due to clouds). Finally, the input IOP maps were calculated by the following equations.

For case 1 water:

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_p(\lambda) + a_y(\lambda) \quad (1)$$

$$b(\lambda) = b_w(\lambda) + b_{p1}(\lambda) \quad (2)$$

$$b_{fp1} = 0.002 + 0.01[0.5 - 0.25 \log_{10}(Chl)] \quad (3)$$

For case 2 water:

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_{chl}(\lambda) + a_y(\lambda) + a_{nap}(\lambda) \quad (4)$$

$$b(\lambda) = b_w(\lambda) + b_{p2}(\lambda) \quad (5)$$

$$b_{fp2} = 0.018 \quad (6)$$

where a_w is the pure seawater absorption coefficient [14], a_p is the chlorophyll dominant particle absorption coefficient [15], a_y is the absorption coefficient of coloured dissolved organic matter (*CDOM*) [16], b_w is the pure seawater scattering coefficient [17], b_{p1} is the chlorophyll dominant particle scattering coefficient [18], b_{fp1} is the case 1 water particle backscattering fraction [19], a_{chl} is the phytoplankton absorption coefficient [20], a_{nap} is the non algal particle absorption coefficient related to *TSM* [18], b_{p2} is the case 2 water particle scattering coefficient [18]. The case 2 water particle backscattering fraction b_{fp2} is equal to 0.018, given by Petzold's average particle phase function [13].

We deduced the *CDOM* from the *CDM* (GlobColor products) by calculating the non algal particulate absorption a_{nap} at 442 nm in case 1 water [15] and in case 2 water [18] and we considered it as the detrital particulate absorption a_{det} in order to extract the *CDOM* absorption. This then induced an overestimation of a_{det} but we checked that on average, the *CDOM* contributes to 70% of the total *CDM*. This value is lower than 81.7% given by Siegel *et al.* [21], but is reasonable for this simulation work.

2) *Atmospheric Radiative Transfer Model (MODTRAN)*: Several radiative transfer models have been developed [22]. We used the method developed by Verhoef and Bach [23]: a radiative simulation model according to the four-stream radiative transfer theory to compute the TOA radiance.

$$L_{TOA}(\lambda) = L_{so} + L_b(\lambda) * T_{do} + L_u(0+, \lambda) * T_{oo} \quad (7)$$

where

$$L_{so}(\lambda) = \frac{E_s^o(\lambda) * \cos(\theta_s)}{\pi} * R_{so}$$

E_s^o is the extraterrestrial solar irradiance, L_{so} is the radiance reflected by atmosphere due to the molecular and aerosol scattering, L_b is the water surface background upwelling radiance obtained by a low-pass filter operation in $L_u(0+)$ image. L_b describes the upwelling radiance coming from the adjacent pixels and integrated in the target-sensor path by atmospheric diffusion. T_{do} is the diffuse transmittance from background pixel to sensor, T_{oo} is the direct transmittance from target to sensor. R_{so}

is the atmosphere reflectance. R_{so} is a directional reflectance depending on the sun zenith angle θ_s , the sensor zenith angle θ_c and the relative azimuth angle between sensor and sun (Φ). We used the widely used atmospheric radiance codes MODTRAN [24] to provide atmospheric parameters such as R_{so} , T_{do} and T_{oo} . We chose a Standard Atmosphere, Maritime Aerosol Air mass corresponding to Open Ocean.

3) *The Sensor*: For image simulation, the sensor was located on geostationary orbit and on the Greenwich meridian so that θ_c for each pixel is fixed and we calculated θ_s and Φ against GMT time. We chose August 1st 2008 as the day of this simulation, and we simulated the GAC L_{TOA} image every 2 hours during that day. We simulated the 20 spectral bands of Sentinel 3, Ocean and Land Colour Imager (OLCI) sensor [25], successor of the ENVISAT/MeRIS, because these spectral bands have been optimised for water color monitoring. But the spectral band could be changed for other simulations.

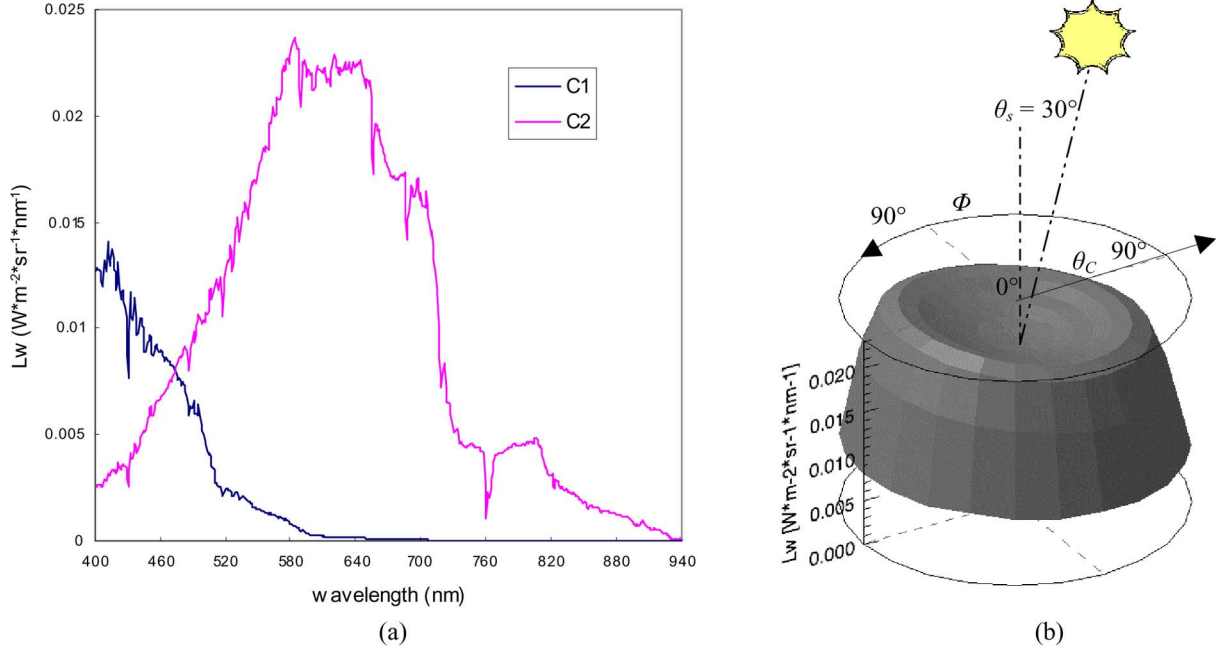
We chose to simulate Global Area Coverage (GAC) images to obtain spatialized dynamics that will be provided by a GAC imager. To simulate a Local Area Coverage (LAC) imager, an extraction in the global image could be operated, given the 4 corners coordinates of the region of interest. The resolution will be the same as the global image one, the image size will be smaller without any interpolation to create more pixels.

The spatial resolution was limited by the spatial resolution of GlobColour Project maps at 4.6 km but because our objective was to localise the effects of viewing and solar angles on a global radiance image, the resolution was sufficient. To simulate a better spatial resolution and take into account the Modulation Transfer Function (MTF) of the sensor, better resolution maps for Hydrolight inputs would be required.

4) *Look Up Table for Image Simulation*: For time consuming reasons, Hydrolight computations were not performed for each pixel (it would have taken more than 3815 days per image). To reduce this duration, we generated a Look Up Table (LUT) containing 10^8 spectra, and we used a trilinear interpolation method to compute water-leaving radiance images from the LUT. Trilinear interpolation is a method of multivariate interpolation on a three-dimensional regular grid. It approximates the value of an intermediate point (x, y, z) within the local axial rectangular prism linearly, using data on the lattice points.

The LUT of L_w was created with different combinations of $Wspd$, θ_s , a , b , b_{fp} , θ_c and Φ for each OLCI channel. To obtain a L_w corresponding to the input set $(Wspd_i, \theta_{si}, a_i, b_i, b_{fpi}, \theta_{ci}, \Phi_i)$ at a given wavelength λ_i , a three-step process was required. Firstly, L_w corresponding to the closest combination of the triplet $(\lambda_i, Wspd_i, \theta_{si})$ must be found in the LUT. This value can be noted as $L_w(\lambda_i, Wspd'_i, \theta'_{si}, a, b, b_{fp}, \theta_c, \Phi)$, where $Wspd'_i$ is the closest value of $Wspd$ in the LUT, same thing for θ'_{si} . Then the distribution of $L_w(\lambda_i, Wspd'_i, \theta'_{si}, a_i, b_i, b_{fpi}, \theta_c, \Phi)$ is obtained by trilinear interpolation regarding to a , b and b_{fp} . The last step computes the value of $L_w(\lambda_i, Wspd'_i, \theta'_{si}, a_i, b_i, b_{fpi}, \theta_{ci}, \Phi_i)$ by bilinear interpolation regarding to θ_c and Φ .

The $L_{refl}(\lambda)$ relates only to the sea surface state and the incident radiance, so the LUT of $L_{refl}(\lambda)$ uses $Wspd$ and θ_s as input to find the $L_{refl}(\lambda)$ at given $Wspd$ and θ_s .



C1: case 1 water, Atlantic sea: (26.8°W, 12.83°S), $Chl = 0.0557$ (mg/m³), $CDM=0.0055$ (m⁻¹)

C2: case 2 water, Amazon mouth: (48.75°W, 0.65°N), $Chl = 24.18$ (mg/m³), $CDM = 3.77$ (m⁻¹), $TSM = 30.81$ (g/m³)

Fig. 2. Hydrolight reflectance simulations, ($\theta_s = 30^\circ$) (a) Water leaving radiance spectra (L_w) for case 1 and case 2 water (b) Directional L_w at 560 nm for case 2 water (C2 location), presented in a cylindrical coordinate. The radius is the sensor zenith angle θ_c and the circular arc is the relative azimuth angle Φ .

5) *Hypotheses*: Because we focused our study on the influence of solar and viewing angles on the image dynamic range, we made some hypotheses: infinite water depth and null wind speed for all the water pixels. We also did not take into account the influence of the bottom reflectance in this global satellite image simulation and the water surface is considered to be flat. This study used only one set of atmospheric models because we wanted to avoid the impact of different atmospheric condition on L_{TOA} . We also assumed that the atmosphere composition was homogeneous for all images. We are of course aware that this is not realistic but to evaluate the effect of solar and viewing angles, we needed to fix some parameters and make the others vary.

III. RESULTS

1) *Simulation of the Water Surface Radiance*: Fig. 2(a) shows the simulation of L_w obtained with Hydrolight for a case 1 water pixel and for a case 2 water pixel with an infinite depth, a null wind speed, a solar zenith angle $\theta_s = 30^\circ$, a sensor zenith angle $\theta_c = 30^\circ$ and a relative azimuth angle $\Phi = 90^\circ$. The case 1 pixel is located in the Atlantic Ocean ($Chl = 0.05$ mg · m⁻³, $CDM = 0.005$ (m⁻¹)). The case 2 pixel is located in the Amazon coastal water ($Chl = 24.18$ mg · m⁻³, $CDM = 3.77$ m⁻¹, $TSM = 30.81$ g · m⁻³). On this figure we can notice the spectral difference between these 2 pixels. For case 1 water, the spectrum is close to the pure water spectrum, because C1 is located in oligotrophic waters. For case 2 water, L_w values are largely higher than case 1 water for wavelengths greater than 490 nm because of the strong backscattering by sediment (suspended matter).

As the water surface is not Lambertian, the simulation results show that the water leaving radiance changes with the sensor location (Fig. 2(b)). For a given θ_s , we notice a circular maximum of L_w for a constant θ_c , whatever Φ . For example here, when $\theta_s = 30^\circ$, L_w is maximum when $\theta_c = 60^\circ$, whatever Φ . The value of this θ_c for maximum L_w depends on the scattering properties and on the wavelength.

The LUT generated with Hydrolight and the GlobColor products (providing the water composition) leads to simulation of global image with a 2 hour time step. For this first simulation the water composition is assumed not to change during the day, the only 2 changing parameters are the solar zenith angle and the relative azimuth angle between sensor and sun (Φ). Aware that this assumption is not realistic for case 2 water, our further simulations, focused on a coastal area with a better spatial resolution, will also model the variation of water composition during the day.

The resulting images at 560 nm and GMT = 16:00 are presented for the water leaving radiance L_w (Fig. 3(a)), the surface reflected radiance L_{refl} (Fig. 3(b)) and the surface upwelling radiance $L_u(0+)$ (Fig. 3(c)). The black parts of the images are either the land or the dark regions (not lighted by the sun).

Fig. 3(a) shows that the water composition has a strong influence on L_w . For instance, we can easily localise the case 2 areas because at 560 nm the L_w is much higher for case 2 water than for case 1 water. On the Amazonian coast, the high reflectance is due to the Amazon River sediments [26], near the African coasts the high reflectance is also due to sediment resuspension in shallow waters [27]. The strong color signature in the North Sea is due to the high productivity in this region, as a function

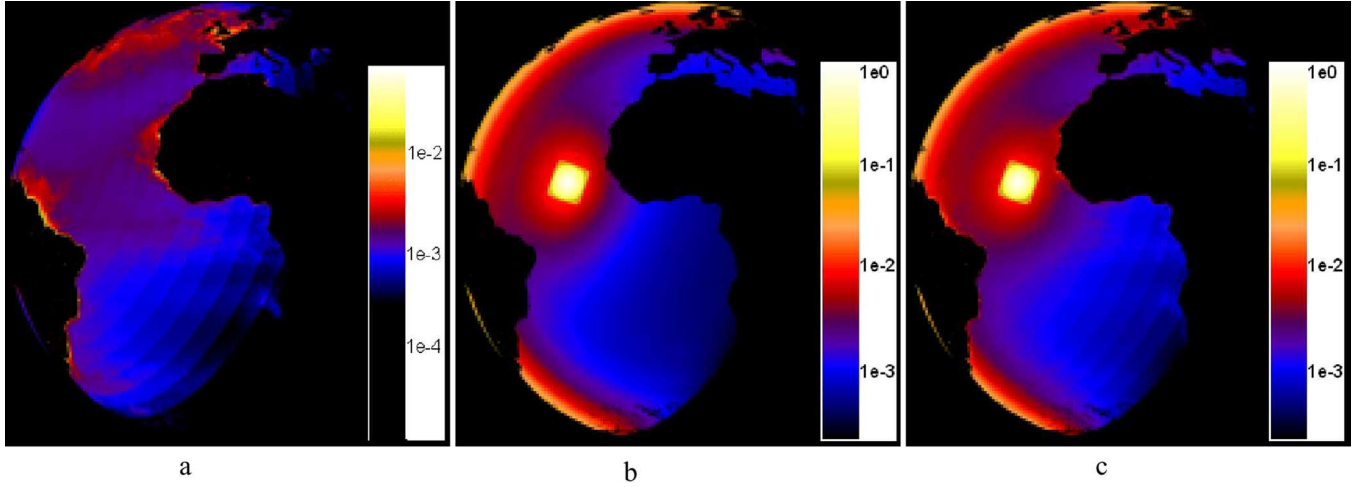
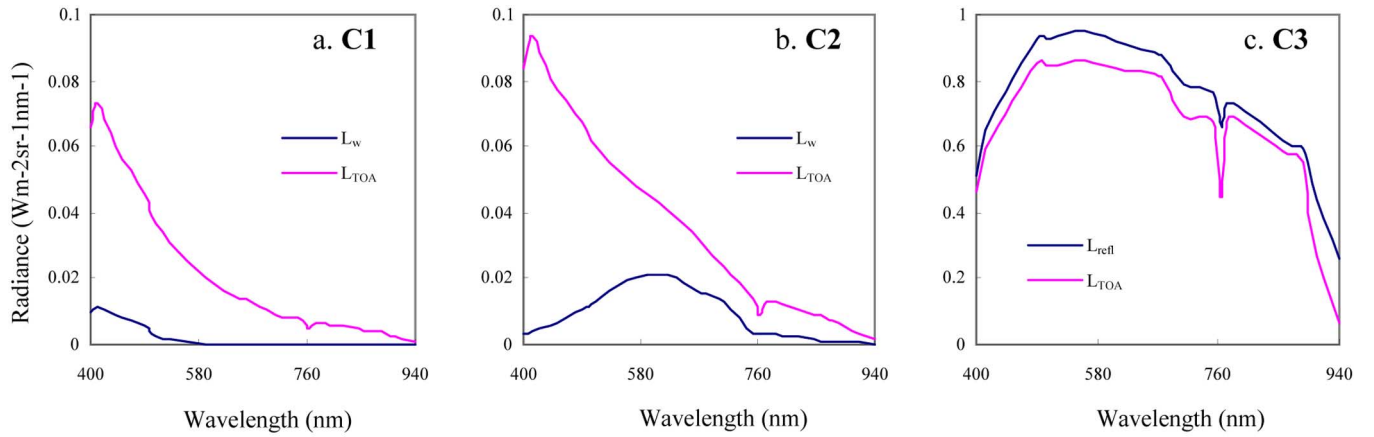


Fig. 3. Water surface radiance images (L_w , L_{refl} , $L_u(0+)$ in $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot nm^{-1}$) at 560 nm, GMT = 16:00.



C1: Atlantic Ocean: (26.8°W, 12.83°S), $Chl = 0.05 \text{ mg/m}^3$, $CDM=0.005 \text{ m}^{-1}$
 C2: Amazon mouth: (48.75°W, 0.65°N), $Chl = 24.18 \text{ mg/m}^3$, $CDM = 3.77 \text{ m}^{-1}$, $TSM = 30.81 \text{ g/m}^3$
 C3: Sun glint area: (25.66°W, 9.46°N), $Chl = 0.15 \text{ mg/m}^3$, $CDM=0.15 \text{ m}^{-1}$

Fig. 4. Plots of L_w and L_{TOA} at C1 location (case 1 water). (b) Plots of L_w and L_{TOA} at C2 location (case 2 water). (c) Plots of L_{refl} and L_{TOA} at C3 location (sun glint).

of seasonal cycle in mixing, nutrient entrainment and light penetration [28].

The large circular bands are due to the angular resolution of solar zenith angle of 5° obtained for the distribution of L_w (Hydrolight output).

Fig. 3(b) shows the surface reflected radiance L_{refl} , the direct reflection of incident radiance by water surface. We notice that L_{refl} increases with θ_c , on the borders of the Earth. When the sun is located on the opposite side of the sensor with $\theta_s = \theta_c$ and $\Phi = 180^\circ$, the solar direct incident radiance will be reflected by the water surface, the reflected radiance value in this direction will be extremely higher than in the other directions. This is the sunglint phenomenon, present in L_{refl} simulated image.

Fig. 3(c) presents $L_u(0+)$ simulated image, resulting from the sum of water leaving radiance (L_w) and the radiance reflected by the sea surface (L_{refl}). The contribution of L_{refl} in $L_u(0+)$ increases with θ_c . We can notice that on the border of the Earth, L_w is negligible compared to L_{refl} in $L_u(0+)$.

2) *Simulation of TOA Radiance:* L_{TOA} is obtained after the atmospheric effect simulation has been computed with (7). We can compare the spectra of L_w and L_{TOA} for 2 pixels located in case 1 water (Fig. 4(a)) and case 2 water (Fig. 4(b)) and the spectra of L_{refl} and L_{TOA} located in the sun glint area (Fig. 4(c)).

Fig. 4(a) and (b), denote that, at sea level, case 1 and case 2 spectra (L_w) are very different, but at the TOA level (L_{TOA}), they become similar. This is due to the strong effect of the atmosphere and it shows the importance of atmospheric correction to estimate the concentration of water components with accuracy because the proportion of water radiance is very weak in the measured signal.

We can also compare L_{refl} and L_{TOA} in the sunglint area, we notice the similarity between L_{TOA} and L_{refl} . L_{TOA} is lower than L_{refl} because the light is attenuated by the atmosphere (absorption and scattering) which acts as a filter for the strong light reflected by the sea surface.

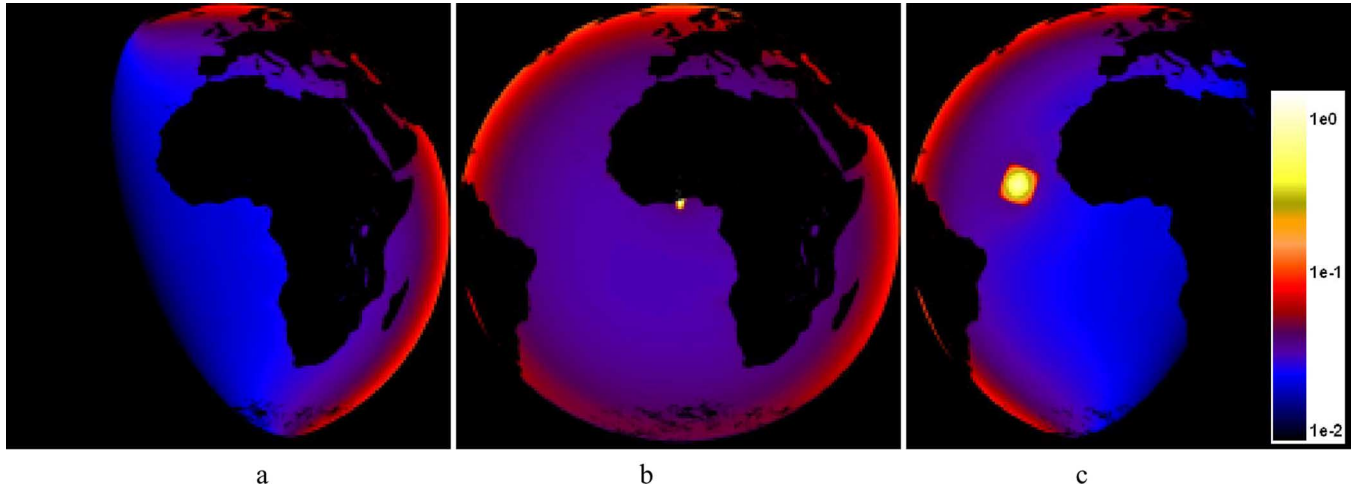


Fig. 5. TOA radiance (L_{TOA}) image ($W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot nm^{-1}$) at 560 nm during the day (8:00, 12:00, 16:00). (a) GMT = 8:00 (b) GMT = 12:00 (c) GMT = 16:00.

TABLE I
MINIMUM AND MAXIMUM L_{TOA} ($W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot nm^{-1}$) AT 560 nm AND THEIR LOCATION, 3 TIMES DURING THE DAY

560 nm	GMT=8:00		GMT=12:00		GMT=16:00	
	min	max	min	max	min	max
L_{TOA}	0.00847	0.10961	0.02904	1.46087	0.00991	0.99767
θ_c (°)	26.01	83.31	16.00	8.58	37.29	32.41
Φ (°)	8.55	36.78	15.67	175.15	36.62	179.91
θ_s (°)	85.00	14.90	30.63	10.58	85.00	32.31

Fig. 5 shows the L_{TOA} image at 560 nm at GMT = 8:00, 12:00, 16:00.

In case 1 water, the atmospheric reflected radiance contributes around 90% of the TOA radiance at the green wavelength [29], the L_w visually disappears in L_{TOA} image. Table I contains the dynamic range (minimum and maximum) of L_{TOA} images at 560 nm 3 times during the day (GMT = 8:00, 12:00 and 16:00). This table also contains the location of these extreme values.

At GMT = 8:00, the minimum value of L_{TOA} at 560 nm is found for maximal θ_s (85°, sunrise). The maximum value is found for minimal θ_s (15°) and maximal θ_c (83°). At GMT = 12:00, the sun is behind the sensor, θ_s and θ_c are close. The minimum value is located around $\theta_s = 31^\circ$ and $\theta_c = 16^\circ$ (no sunrise or sunset in the image), the maximum is found in the sunglint area ($\theta_s = 11^\circ$, $\theta_c = 9^\circ$ and $\Phi = 175^\circ$). θ_s is different from θ_c because the sunglint maximum is located on land. At GMT = 16:00, the minimum value of L_{TOA} is located for maximal θ_s (85° for sunset) and the maximum value of L_{TOA} is located in the sunglint area ($\theta_s = 32^\circ$, $\theta_c = 32^\circ$ and $\Phi = 180^\circ$).

Fig. 6 shows the corresponding histograms at 560 nm. If we compare the histograms at 8:00 and 16:00, we notice a similarity because the sun is in a symmetrical location compared to the sensor. A weak peak (not visible) is also present in the histogram of 16:00 image for the high values due to the sunglint (absent in the 8:00 image). If we compare the histograms at 8:00, 16:00 and 12:00, we can notice a right shift for L_{TOA} at GMT 12:00 because of the maximum of sun intensity all over the globe, but the dynamic range is lower than at 8:00 or at 16:00 because the θ_s and θ_c are close at 12:00.

Table II provides the minimum and maximum values for 20 bands corresponding to OLCI bands without the sunglint region (min and max 1) and with sunglint region (min and max 2). This table shows that all the bands are affected by the sunglint and the sunglint is stronger at 12:00 than at 16:00.

Some spectral bands (highest wavelength) have a very low dynamic range and sensors need to be very sensitive to detect such weak light. We can notice also that the maximum of radiance measured (max 2) is not always for the same wavelength. At 8:00 the maximum L_{TOA} is measured at 412 nm and at 12:00 and 16:00 the maximum is measured at 560 nm. This is due to the absence of sunglint at 8:00, the maximum is measured on water at 412 nm. At 12:00 and 16:00 the maximum is measured on the sunglint whose maximum is located at 560 nm. This table will be used to specify the spectral sensitivity and to adapt the calibration of future geosynchronous sensors for the radiance that they will have to measure on the oceans, during the day.

IV. DISCUSSION

In order to simplify the set of data that our study required, we assumed that the depth was infinite and the temperature was constant. A single atmosphere and aerosol model was used to compute atmosphere transmission and reflection. We did not include chlorophyll fluorescence, $CDOM$ and polarization.

The depth was considered infinite even in case 2 waters, because the spatial resolution is 4.6 km and the mean depth at this resolution is most of the time higher than 40 m. The bottom then has no influence on the sea surface reflectance any more.

Concerning the atmosphere, transmission and reflection of atmosphere in (7) were deduced from only one atmosphere and

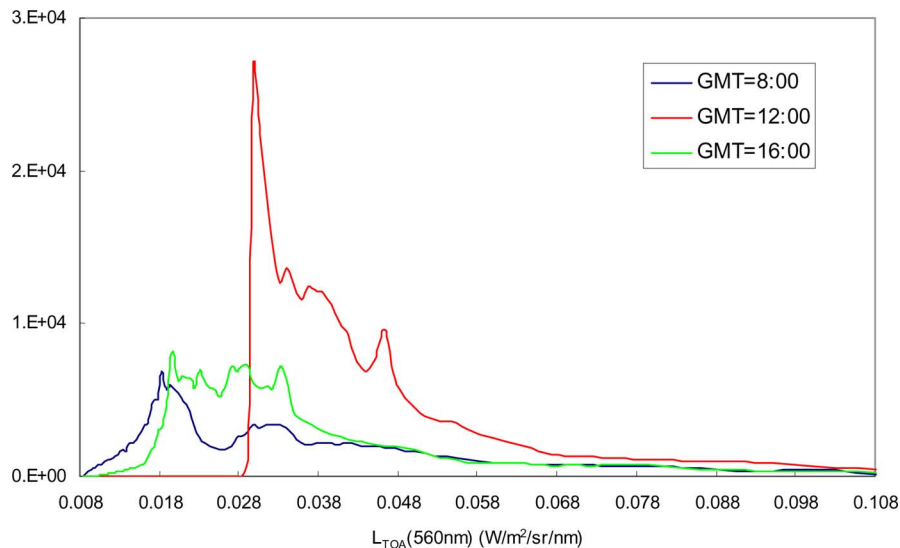


Fig. 6. Histograms of L_{TOA} image at GMT = 8:00, 12:00 and 16:00, at 560 nm.

aerosol model for all images. It was an important simplification because the T_{do} , T_{oo} and L_{so} change with the model. However, whatever the model, the relationship between these atmospheric parameters and the angles remains the same and one model only is sufficient to indicate the influence of the angles on the dynamic range of GAC L_{TOA} image.

The fluorescence of chlorophyll and $CDOM$ were also omitted. The omission of fluorescence by chlorophyll involves an underestimation of L_w at 681.25 nm from 7% to 42% in case 1 water and from 0.26% to 1.5% in case 2 water and the omission of fluorescence by $CDOM$ brought about a maximum of 1% of underestimation for L_w at 560 nm according to Hydrolight simulation. Although this omission induces a significant underestimation of L_w in the red band, we decided to ignore the fluorescent effect because of the strong absorption of water in this domain, L_w can be considered negligible in L_{TOA} . This omission has a very weak impact on the dynamic range of L_{TOA} .

Considering the omission of polarization, Chami [30] demonstrated that the underwater polarization effect is very weak in phytoplankton dominated water when observed at the top of atmosphere, but it affects both the above water and TOA signals in coastal water. If the future sensor is fitted with a polarization filter, the light polarization then needs not be modelled.

The temperature was also considered constant because of its weak influence on the refractive index [31] and on absorption by water [32].

After listing and justifying the assumptions, we now discuss the results. Some remaining issues, such as low illumination, surface reflection and low L_w in the measured radiance, require further research. We quantitatively localised these problematic area by their geometrical configurations defined by their viewing and solar angles.

1) The highest radiance values in the image are often due to light reflection on the water surface that can saturate the sensor detectors. For instance, regarding the intensity, the radiance is multiplied by a factor 30 at 560 nm in the sunglint area. In practice, there are 2 conversions be-

tween the measured radiance and the corresponding digital number in the image. The radiance is first converted into electric current by the detector according to its response. The sunglint can saturate the sensor if the radiance is too high. The second conversion is operated by the Analog to Digital Converter which converts electric current into digital numbers (quantization process). The light will then be coded on n bits, defining a limited number of levels for the image dynamics. If the choice is made for the sensor to obtain no saturation in the image, the dynamics will be almost completely occupied by the sunglint radiance variability. As in this area L_w will be negligible compared to L_{refl} , the radiometric saturation can be allowed for the sunglint (one high digital number of the sunglint pixels) and most of the dynamic range can be assigned to useful radiance values. A second solution can be to use a polarisation filter in front of the lens in order to filter out light polarized perpendicularly to the axis of the filter and then to reduce reflections from reflecting surfaces. But future high resolution geostationary sensors won't necessarily cover the entire Earth surface and the sensor direction will be able to be shifted in order to avoid the sun glint area, if its location and its size are known. Generally its size is amplified by the wind that produces waves and then leads to a larger area of reflection on the sea [28]. In our study, the wind speed was set at $0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, and the diameter of the sunglint spot size was around $500 \times 460 \text{ km}$. On Fig. 7, we plotted a transect of L_{TOA} image (Fig. 5(c)) on the sunglint area.

In that case we can advise to avoid the viewing angle θ_c to be different from $\theta_s \pm 10^\circ$ (Fig. 7(a)), and Φ different from $180^\circ \pm 15^\circ$ (Fig. 7(b)). If the $Wspd$ is not 0, the surface is not flat, the sunglint area will disperse and the specular radiance will decrease.

2) The weakest radiance values in the images are obviously due to the low intensity of the illumination. When θ_s is high (sunset or sunrise), the light intensity is too low for the sensor to measure a top of atmosphere radiance L_{TOA} and *a fortiori* L_w . If the incident light is too weak, the signal to

TABLE II
 L_{TOA} ($W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot nm^{-1}$) RANGE FOR 20 SPECTRAL BANDS 3 TIMES DURING THE DAY

L_{TOA} (nm)	GMT=8:00			GMT=12:00			GMT=16:00		
	min	max1 ⁽¹⁾	max2 ⁽²⁾	min	max1	max2	min	max1	max2
400	0.01484	0.17039	0.17039	0.05467	0.19579	0.72991	0.01675	0.17371	0.53095
412	0.01719	0.19847	0.19847	0.06461	0.23012	0.92748	0.01945	0.20234	0.67760
442	0.01631	0.18921	0.18921	0.06247	0.22356	1.11388	0.01854	0.19213	0.80295
490	0.01442	0.17096	0.17096	0.04799	0.20527	1.39741	0.01653	0.17259	0.98246
510	0.01225	0.14839	0.14839	0.04055	0.17893	1.40239	0.01420	0.14976	0.97422
560	0.00847	0.10961	0.10961	0.02904	0.13177	1.46087	0.00991	0.11055	0.99767
620	0.00613	0.08236	0.08236	0.01853	0.09986	1.42276	0.00711	0.08277	0.96268
665	0.00575	0.07640	0.07640	0.01437	0.09397	1.40437	0.00666	0.07650	0.95109
681	0.00534	0.07070	0.07070	0.01287	0.08722	1.35374	0.00618	0.07074	0.91432
709	0.00447	0.05630	0.05630	0.01049	0.06935	1.20768	0.00517	0.05653	0.80315
753	0.00383	0.05192	0.05192	0.00818	0.06476	1.16564	0.00441	0.05219	0.78479
761	0.00246	0.03081	0.03081	0.00595	0.03798	0.79621	0.00284	0.03107	0.51777
764	0.00237	0.02947	0.02947	0.00585	0.03629	0.79634	0.00273	0.02969	0.51614
773	0.00356	0.04872	0.04872	0.00753	0.06089	1.16767	0.00410	0.04897	0.78554
781	0.00361	0.04984	0.04984	0.00748	0.06238	1.19593	0.00415	0.05009	0.80674
862	0.00246	0.03538	0.03538	0.00485	0.04462	1.00242	0.00282	0.03562	0.67537
872	0.00240	0.03484	0.03484	0.00470	0.04398	0.99959	0.00276	0.03507	0.67377
885	0.00221	0.03164	0.03164	0.00441	0.03985	0.95828	0.00254	0.03186	0.64256
900	0.00139	0.01657	0.01657	0.00324	0.02022	0.61526	0.00159	0.01671	0.39138
940	0.00059	0.00545	0.00545	0.00146	0.00671	0.13678	0.00068	0.00552	0.07415

max1⁽¹⁾: maximal value without sunglint region.

max2⁽²⁾: maximal value with sunglint region.

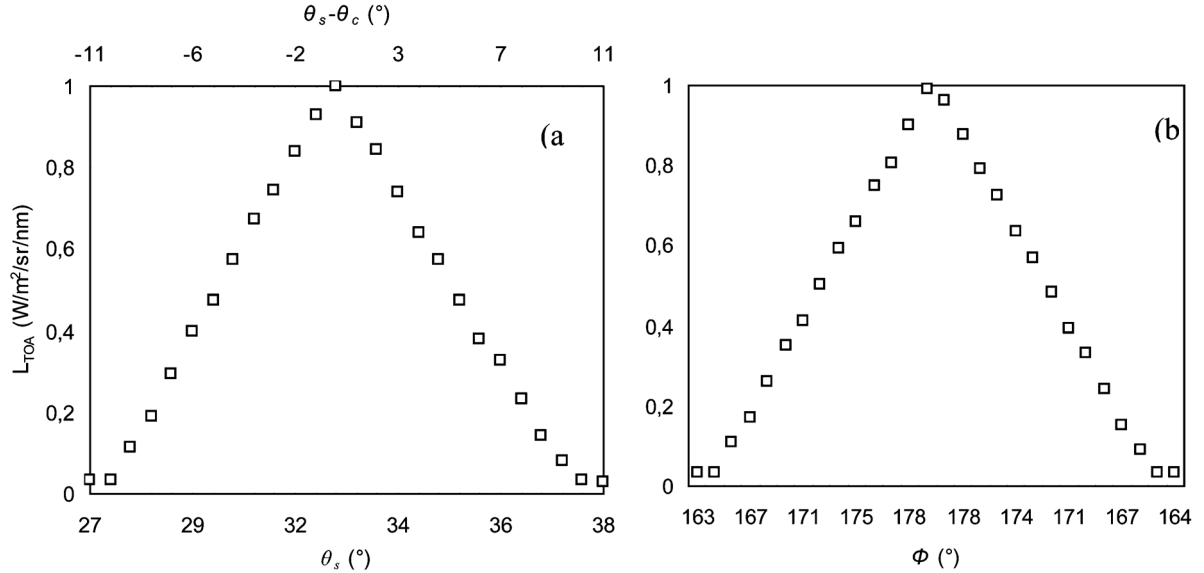


Fig. 7. L_{TOA} profiles due to (a) zenith angle, (b) relative azimuth angle in sunglint area at 560 nm and GMT = 16:00.

be measured will be proportionally too low and the sensor will measure only noise (dark image) due to the electronic chain.

- 3) The last important phenomenon that the results made clear is the increase of L_{TOA} radiance on the Earth border when θ_c is very high, whatever Φ . This is due to the increase of atmosphere thickness for the light to cross, and then to the increase of diffusion by the atmosphere. Fig. 5(b) shows this result visually on Earth borders.

Considering these last two points, we tried to provide a limit of θ_c and θ_s to measure a significant water leaving radiance. On Fig. 8, we plotted the ratio L_w/L_{TOA} as a 3D function of θ_c and θ_s . This ratio is maximum at 5% on a circle defined by

$\theta_s + \theta_c = 30^\circ$. When θ_c or θ_s increases, the ratio L_w/L_{TOA} decreases. After atmospheric correction with the black pixel assumption method [33], [34], L'_w is estimated and can be compared to ground L_w . We noticed that the accuracy on retrieved L'_w decreases with the ratio L_w/L_{TOA} . When L_w/L_{TOA} is under 3%, the averaged relative error on L_w exceeds 100%. The corresponding limit values of θ_c given θ_s (and inversely) is given by the inequality $\theta_s + \theta_c < 90^\circ$, with a limit of 60° for the 2 angles. The further work will evaluate the error of chlorophyll estimation around these limit angles.

If we remove pixels affected by the sunglint, the radiance maximum for each band decreases, the first maximum in Table II corresponds to the maximum radiance in the image

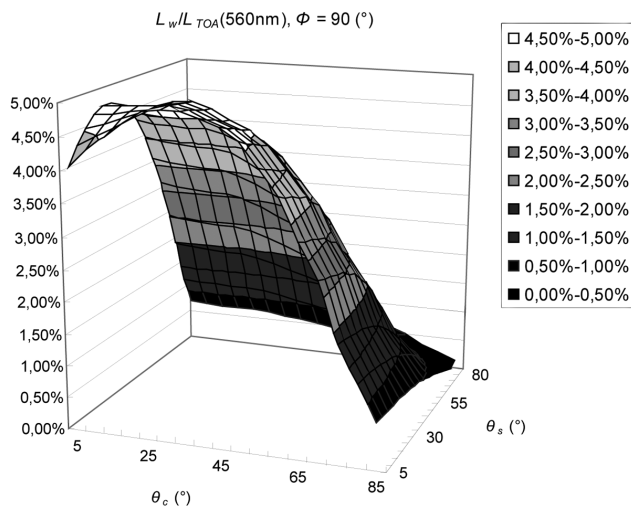


Fig. 8. Influence of θ_c and θ_s on L_w/L_{TOA} ratio ($\Phi = 90^\circ$), for case 1 water (C1).

when sunglint is removed. We can notice that at GMT = 8:00, $\max 1 = \max 2$ because no pixel in the image is affected by the sunglint. But at GMT = 12:00 and 16:00, $\max 2 > \max 1$ because sunglint is present in the image (Fig. 5)

V. CONCLUSION

In this paper, we have presented the different steps of image simulation for a theoretical geosynchronous sensor. The originality of the simulation is to use GlobColour products as inputs of the water reflectance model to produce a realistic global image. The image simulation is here generic and could be used for different spatial, spectral and temporal resolution for future geostationary projects dedicated to ocean color. The location of the sensor could also be changed on the geostationary orbit because the GlobColor products are available on the whole Earth surface. LAC images could also be simulated if the choice is made to focalize on a specific area. The simulated images and presented in this study will now be used to evaluate the influence of solar and viewing angles on the error of chlorophyll estimation if we use classical algorithms based on band ratio on geostationary images. We also plan to simulate LAC images with high spatial resolution on coastal phenomena whose bio-optical properties change during the day.

REFERENCES

- [1] "Minimum Requirements for an Operational, Ocean-Colour Sensor for the Open Ocean," IOCCG, IOCCG Report Number 1, 1998.
- [2] "Remote Sensing of Ocean Colour in Coastal and Other Optically-Complex Waters," IOCCG, IOCCG Report Number 3, 2000.
- [3] A. Lifermann, "CNES Preparatory Activities for GEO Earth Observation," IOCCG working group, 2008 [Online]. Available: http://www.ioccg.org/groups/GEO_WG/Lifermann_GEO_WG_Nov08.pdf
- [4] J. L. Bézy, "Geo-Culus," IOCCG working group, 2008 [Online]. Available: http://www.ioccg.org/groups/GEO_WG/Bezy_Geo_Oculus.pdf
- [5] D. Antoine, "Ocean Colour Observations From the Geostationary Orbit: Introduction," IOCCG working group, 2008 [Online]. Available: http://www.ioccg.org/groups/GEO_WG/Bezy_Geo_Oculus.pdf
- [6] R. Y. Setiawan and H. Kawamura, "Summertime phytoplankton bloom in the south sulawesi sea," *IEEE J. Sel. Topics Appl. Earth Observ. Remote Sens. (JSTARS)*, vol. 4, pp. 241–244, 2011.

- [7] G. Kang, S. Kang, S. Yong, J. Kim, Y. Chang, and H. Youn, "Korea geostationary ocean color imager," presented at the IGARSS'04, Anchorage, AK, 2004.
- [8] J. H. Everitt, D. E. Escobar, J. R. Noriega, I. Cavazos, and M. R. Davis, "A video system capable of simulating landsat TM imagery," *Remote Sens. Environ.*, vol. 62, pp. 40–45, 1997.
- [9] A. Morel, "Optical modelling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case 1 waters)," *J. Geophys. Res.*, vol. 93, pp. 10749–10768, 1988.
- [10] S. Jacquemoud and F. Baret, "PROSPECT: A model of leaf optical properties spectra," *Remote Sens. Environ.*, vol. 34, pp. 440–447, 1990.
- [11] J. Cierniewski, F. Baret, M. Verbrugge, J. F. Hanock, and S. Jacquemoud, "Geometrical modelling of soil bi-directional reflectance incorporating specular effects," *Int. J. Remote Sens.*, vol. 17, pp. 3691–3704, 1996.
- [12] S. Jeong, Y. Jeong, D. Ryu, S. Kim, S. Cho, J. Hong, S. W. Kim, and H. S. Youn, "In-orbit imaging and radiometric performance prediction for flight model geostationary ocean color imager," in *SPIE Proc.*, 2009.
- [13] C. D. Mobley, *Light and Water: Radiative Transfer in Natural Waters*. Boston, MA: Academic, 1994.
- [14] R. M. Pope and E. S. Fry, "Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements," *Appl. Opt.*, vol. 36, pp. 8710–8723, 1997.
- [15] A. Bricaud, A. Morel, M. Babin, K. Allali, and H. Claustre, "Variation of light absorption by suspended particles with chlorophyll a concentration in oceanic (case 1) waters: Analysis and implications for bio-optical models," *J. Geophys. Res.*, vol. 103, pp. 31033–31044, 1998.
- [16] A. Bricaud, A. Morel, and L. Prieur, "Absorption by dissolved organic matter of the sea (Yellow Substance) in the UV and visible domains," *Limnol. Oceanogr.*, vol. 26, pp. 43–53, 1981.
- [17] A. Morel, *Optical Properties of Pure Water and Pure Seawater. Optical Absorption of Oceanography*. Boston, MA: Academic, 1974.
- [18] F. Montagner, "Reference Model for MeRIS Level 2 Processing," ESA, Tech. Rep. PO-TN-MEL-GS-0026, 2001.
- [19] A. Morel and S. Maritorena, "Bio-optical properties of oceanic waters: A reappraisal," *J. Geophys. Res.*, vol. 106, pp. 7163–7180, 2001.
- [20] A. Bricaud, C. Roesler, and J. R. V. Zaneveld, "In situ methods for measuring the inherent optical properties of ocean waters," *Limnol. Oceanogr.*, vol. 40, pp. 393–410, 1995.
- [21] D. A. Siegel, S. Maritorena, N. B. Nelson, D. A. Hansell, and M. Lorenzi-Kayser, "Global distribution and dynamics of colored dissolved and detrital organic materials," *J. Geophys. Res.*, vol. 107, pp. 3228–3228, 2002.
- [22] J. Cheng, S. Liang, F. Weng, J. Wang, and X. Li, "Comparison of radiative transfer models for simulating snow surface thermal infrared emissivity," *IEEE J. Sel. Topics Appl. Earth Observ. Remote Sens. (JSTARS)*, vol. 3, pp. 323–336, 2010.
- [23] W. Verhoef and H. Bach, "Simulation of hyperspectral and directional radiance images using coupled biophysical and atmospheric radiative transfer models," *Remote Sens. Environ.*, vol. 87, pp. 23–41, 2003.
- [24] A. Berk, L. S. Bernstein, and D. C. Robertson, "MODTRAN: A Moderate Resolution Model for LOWTRAN7," Air Force Geophysical Lab., Tech. Rep. GL-TR-89-0122, 1989.
- [25] M. Aguirre, B. Berruti, J. L. Bezy, M. Drinkwater, F. Heliere, U. Klein, C. Mavrocordaos, B. Greco, and J. Benveniste, "Sentinel-3: The ocean and medium resolution land mission for GMES operational services," *ESA Bulletin*, vol. 131, pp. 24–29, 2007.
- [26] J. M. Martinez, J. L. Guyot, N. Filizola, and F. Sondag, "Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data," *CATENA*, vol. 79, pp. 257–264, 2009.
- [27] A. Bricaud, A. Morel, and J. M. André, "Spatial/temporal variability of algal biomass and primary productivity in the mauritanian upwelling zone, as estimated from CZCS data," *Adv. Space Res.*, vol. 7, pp. 53–62, 1987.
- [28] R. Fichez, T. D. Jickells, and H. M. Edmunds, "Algal blooms in high turbidity, a result of the conflicting consequences of turbulence on nutrient cycling in a shallow water estuary," *Estuarine, Coastal and Shelf Sci.*, vol. 35, pp. 577–592, 1992.
- [29] "Atmospheric Correction for Remotely-Sensed Ocean-Colour Products," IOCCG, IOCCG Report Number 10, 2010.
- [30] M. Chami, "Importance of the polarization in the retrieval of oceanic constituents from the remote sensing reflectance," *J. Geophys. Res.*, vol. 112, 2007.
- [31] R. W. Austin and G. Halikas, *The Index of the Refraction of Seawater*. UC San Diego: Scripps Inst. Oceanography, 1976.

- [32] W. S. Pegau and J. R. V. Zaneveld, "Temperature dependent absorption of water in the red and near-infrared portions of the spectrum," *Limnol. Oceanogr.*, vol. 38, pp. 188–192, 1993.
- [33] H. R. Gordon and M. Wang, "Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: A preliminary algorithm," *Appl. Opt.*, vol. 33, pp. 443–452, 1994.
- [34] D. Antoine and A. Morel, "Relative importance of multiple scattering by air molecules and aerosols in forming the atmospheric path radiance in the visible and near-infrared parts of the spectrum," *Appl. Opt.*, vol. 37, pp. 2245–2259.



Manchun Lei is pursuing the Ph.D. degree at the University of Burgundy, France. He studied signal and image processing before beginning his Ph.D. work on the simulation of geostationary sensor dedicated to ocean color. He studies the influence of sensor and solar angles on the measured radiance and on the error of chlorophyll estimation.



Audrey Minghelli-Roman, Ph.D., was an Associate Professor in image processing at the University of Burgundy, France, and she now teaches at the Engineering School ISITV, University of Toulon, France. She has been working on image simulation of future sensors (MeRIS, geostationary sensor). She developed many applications on coastal zones area (bathymetry, anoxic crisis survey, seabed mapping). She also has worked on image fusion and on the optimization of spatial and spectral image resolutions for future missions.



Annick Bricaud received the Doctorat (Ph.D.) degree in geophysics from Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), France, in 1979.

She has been a scientist at Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) since 1982. She has been in charge of the group "Marine optics and remote sensing" in Laboratoire de Physique et Chimie Marines, Villefranche-sur-Mer, France, from 1996 to 2000, and is currently Senior Research Scientist (DR2) at Laboratoire d'Océanographie de Villefranche. Her research fields include the experi-

mental and theoretical study of the inherent optical properties of oceanic waters and marine substances, algorithm development for ocean color interpretation, and exploitation of satellite ocean color data for biogeochemical applications. She is the author or co-author of about 50 refereed publications in international journals.



Jean Marie Froidefond is a Senior Scientist of CNRS (Dr. es Science) at the University Bordeaux-1 (EPOC Laboratory), France, Specialist in remote sensing applied to the submarine morphology using high resolution satellite imagery (Spot) and relating the suspended sediment quantification from Modis and Meris satellite sensors.



Sandrine Mathieu, Ph.D., is an engineer at the Observation and Sciences department of Thales Alenia Space since 2000, where she studied environment and civil security applications especially regarding coastal zones problematics. She was in charge of hyperspectral activities regarding processing and applications of images and databases. From 2007 to 2010, she was part of the GMES Sentinel3 program. Since 2010, she has joined the Meteosat Third Generation team in Thalès Alenia Space where she handles the position of Instrument Quality Tool

Technical Manager.



Pierre Gouton is a Professor at the University of Burgundy, France. He joined the Department of Image Processing in the Laboratory of Electronics, Data-processing and Images in 1993. His main topic research carries on the segmentation of images by linear or non-linear methods (morphology, classification), color science, and multispectral images. He is a member of ISIS (a research group in Signal and Image Processing of the French National Scientific Research Committee) and also a member of French Imaging Color Group. Since 2004, he is at the head

of Computer, Electronic and Mechanical Department at the University of Science and Technology in Dijon, France.

Annexe 3

Communication à la conférence IEEE Whispers en 2010

IMAGE SIMULATION OF GEOSTATIONARY SENSOR DEDICATED TO OCEAN COLOR

Manchun Lei¹, Audrey Minghelli-Roman², Sandrine Mathieu³, Pierre Gouton¹

¹ LE2I, UMR-CNRS 5158, University of Burgundy Aile Sciences de l'Ingénieur,
BP 47870, 21078 DIJON, France

² LSEET, UMR-CNRS 6017, ISITV, Avenue Georges Pompidou,
BP 56, 83162 La Valette du Var, France

³ Thales Alenia Space, BUOS/PG/I 100 Bd du Midi, BP 99, 06156 Cannes la Bocca Cedex, France

¹ Manchun.Lei@u-bourgogne.fr

² Audrey.Roman@univ-tln.fr

¹ Pierre.Gouton@u-bourgogne.fr

³ Sandrine.Mathieu@thalesaleniaspace.com

ABSTRACT

A method of image simulation of geostationary sensor dedicated to ocean color for open water (case1) and coastal water (case2) is presented in this paper. This method uses HYDROLIGHT to model the radiative transfer in order to obtain the water surface radiance. MeRIS level 3 products have been used for input water components to provide a realistic spatial distribution. The atmospheric radiative transfer model and the sensor model finely lead to satellite remote sensing images. This system allows to evaluate the dynamic range of BOA and TOA radiances depending on solar and viewing angles in operational situation and latter their influence on water composition retrieval.

Index Terms— geostationary orbit, ocean color, image simulation, solar and sensor angles

1. INTRODUCTION

The most widely used sensor for ocean color applications like SeaWiFS, MODIS, MERIS are all located on low orbit (around 800 km). Because of the rotation around Earth, it can not measure a specified target with a high temporal frequency (i.e. several minutes). However, these sensors became the main source of information for open ocean and coastal remote sensing [1][2]. The water composition retrieval algorithms [3][4] are widely applied, but the temporal frequency is too low for coastal or ocean dynamic process observation. Geostationary sensor can acquire images of any area in near real time within its coverage region thanks to of its relative static location compared to Earth. Up to now, no sensor dedicated to ocean color monitoring has been launched on geostationary orbit, but

they are under consideration or development by some space agencies [5][6].

The solar angle can vary between 0° to 90° during daytime. The viewing angle range can also vary between 0° to 90° within the sensor's coverage region. What is the impact of illumination and acquisition angle variation on upwelling radiance spectrum? This study proposes to evaluate the dynamic range of radiance as a function of angles through a simulation process.

The main problem for ocean and atmosphere radiance simulation is to solve the radiative transfer equation [7]. For the water radiative transfer, the models use Monte Carlo method [8] or Invariant Embedding method [9]. The model dedicated to atmospheric radiative transfer are usually 6s [10] and MODTRAN [11]. In addition, some coupled atmosphere-ocean model are developed [12]. These models allowed the study of sun solar influence for diffuse radiance [13][14] and the study of sea surface BRDF [15]. Certain of these models have been used to simulate low orbit satellite image [16][17].

A condition to solve the water radiative transfer equation is to determinate the water's IOPs (Inherent Optical Properties) parameters [18]. Certain water bio-optical model have been developed on the past 30 years [19] [20]. These results allowed to build a system which considers water body composition, sun/sensor angle, surface wind speed and atmospheric parameters for geostationary satellite image simulation.

In this paper, we present the applied methodology, the recent results of the geostationary image simulation, and eventually the discussion.

2. METHODOLOGY

The data simulation model of geosynchronous sensor is composed of 3 main parts: the water surface radiance model, the atmospheric radiative transfer model and the sensor model concerning its MTF, its spectral configuration and SNR (figure 1). The water surface radiation model computes the Inherent Optical Properties (IOPs) parameters like absorption coefficient a , diffusion coefficient b , retrodiffusion coefficient bb and phase function $\beta(\Psi)$ from water's bio-optical character (chlorophyll concentration chl , suspended matter concentration sm and colored dissolved organic matter absorption $cdom$). These IOPs and the environmental parameters (sky radiance $Lsky$, downward irradiance plane Ed , wind speed $Wspd$ and sea bottom reflectance Rf) are input to compute the radiative transfer. The outputs of the water surface radiation model, are the water leaving radiance Lw , the total upwelling radiance Lu (sum of Lw and surface reflected radiance $Lrefl$) and the remote sensing reflectance Rrs , defined as the ratio of Lw and Ed . The Lu becomes the input of atmospheric radiative transfer model to compute the top of atmosphere radiance $Ltoa$.

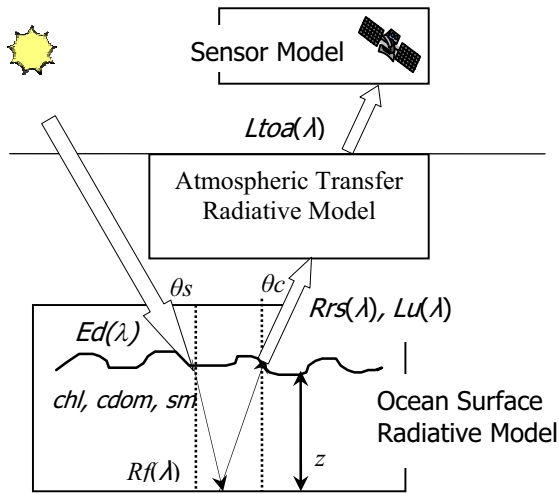


Figure 1: Data Simulation Chain of Geostationary Radiometer

The water surface radiance simulation model, geo-image projection and the set-up of the geo-image simulation are described in some more details in the following subsections.

2.1. Water surface radiance model

We use HYDROLIGHT version 5 [21] model to simulate the water surface upwelling radiance. Invariant Embedding method helps to solve the radiative transfer equation. This version includes some widely used case1 and case2 water IOPs model, as pure water's absorption and scattering model, chlorophyll-bearing particle absorption and scattering model etc. We simulate the top 20 spectral bands

of Sentinel 3/ Ocean and Land Colour Imager (OLCI) [22] sensor for the simulations. This sensor is the successor of the ENVISAT/MERIS sensor.

2.2. Geostationary satellite image projection

By scanning the Earth in longitude and latitude with a predefined unit angle, the geostationary sensor acquires an image whose nadir viewing angle varies from 0° to 8.64° . In this image, all pixels on the same row are located on Earth on the same latitude and all pixels on the same column correspond to the same longitude. But the resolution varies along row and columns. The spatial resolution of a pixel increases with the nadir viewing angle (see figure 2). The relationship between spatial resolution k and nadir viewing angle ∂ is given as equation (1):

$$k = \left| \sin^{-1}\left(\frac{r+h}{r} \sin \partial_i\right) - \sin^{-1}\left(\frac{r+h}{r} \sin \partial_{i-1}\right) \right| - 0.5\theta_u \quad (1)$$

where r is the Earth radius, h is the Satellite-Earth distance, θ_u is unit angle for sensor scanning, viewing angle ∂ is described as:

$$\partial_i = (i + 0.5)\theta_u \quad \text{where } i=1,2,3,\dots \text{ and } \partial \leq 8.64^\circ$$

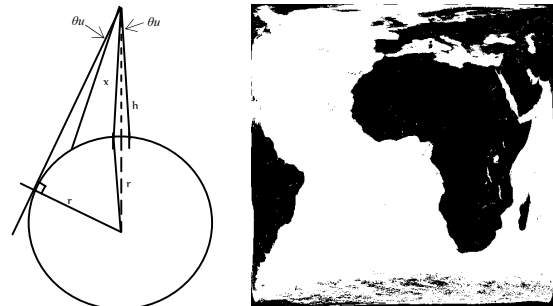


Figure 2: Geostationary image projection, the sensor location ($0^\circ, 0^\circ$)

2.3. Temporal geostationary satellite image simulation

We assume that the sensor is located at the intersection of the equator and Greenwich meridian and that it scans the coverage region on Earth every 2 hours. The sun location changes during the day and covered region is sometime lighted or located in a dark region. The observable region extends from the east to the west. The highest lighted region surface appears at 12 GMT (see figure 2). After this time, the observable region surface reduces from east to the west.

In order to evaluate the realistic ocean upwelling radiances image, we used the MERIS 2008 monthly global retrieval water composition maps [23]. The spatial resolution of MERIS global level 3 product is 4 km resolution. It corresponds to a unit angle of 0.00626° for geostationary sensor. It means the full image size is 2718×2718 . As for each pixel the model needs to compute

the IOPs parameters and the upwelling radiance and this consumes a huge computation time. To reduce this time, we can use Look Up Tables or reduce the output image size.

3. RESULTS

3.1. Water surface simulation results

Figure 3 presents the results of Rrs simulation according to chl in case1 water, chl range between 0.001 mg/m^3 and 10 mg/m^3 , the wind speed $Wspd=0 \text{ m/s}$, solar zenith angle $\theta_s=30^\circ$, sensor zenith angle $\theta_c=30^\circ$, the sensor has the same direction as sun so $\Phi=90^\circ$. The water absorption in the blue and the reflectance in the green increase with the chl concentration. This explains the water color changes from blue to green when the chl concentration increases.

As Water surface is not Lambertian, the simulation results show that not only the surface reflected radiance changes with the sensor position, but also the water leaving radiance. It means that the variation of sensor angle influences the retrieval of water composition. Figure 4 presents the results of Rrs according to sensor position in cylindrical coordinates.

In figure 5, we set the chlorophyll concentration at 1 mg/m^3 and the sensor angle at $\theta_c=30^\circ$, $\Phi=90^\circ$ and the solar angle varies between 0 and 87° . We can note that the remote sensing reflectance spectrum is influenced by solar angles. Figure 4 and 5 show the influence of solar and sensor angles on remote sensing reflectance. According to our recent study, this influence will have an impact on the error of water composition estimation [24].

3.2. Geostationary image simulation results

Regarding the temporal geostationary image simulation, we simulate first the upwelling radiance data image. This image contains 20 bands and its spectrum profile is the radiance that can be measured just above sea surface. We have chosen the 214th julian day of the year for simulation to specify the Earth to Sun distance. Start from GMT=2, we simulate the upwelling radiance for each pixel every 2 hours.

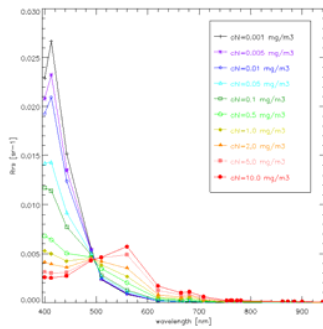


Figure 3: Remote sensing reflectance as a function of chl

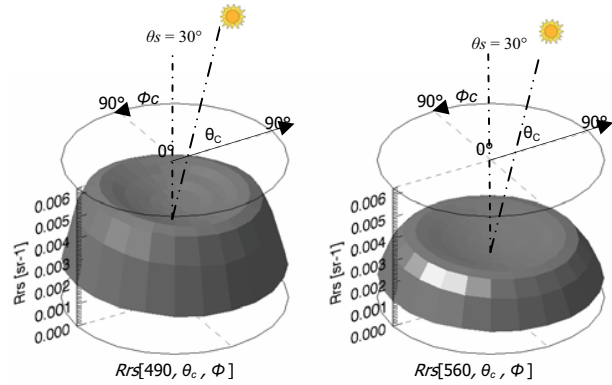


Figure 4: Remote sensing reflectance as a function of sensor zenith angle θ_c and azimuth angle Φ . $chl = 1 \text{ mg/m}^3$

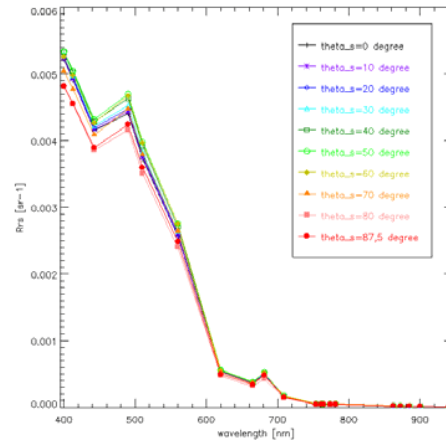


Figure 5: Remote sensing reflectance as a function of solar zenith angle θ_s

Figure 6 shows the sea surface upwelling radiance data image at GMT=8. The results show the sunglint effect and the variation upwelling radiance in the image.



Figure 6: Upwelling radiance data image at sea surface

4. CONCLUSION

Our actual studies on the geostationary image simulation at sea surface level allowed us to evaluate the dynamic range of the surface radiance under the influence of the solar or sensor angles. This study can also provide a validity domain for illumination and viewing angles and this can be translated into maps of quality indicator for water content estimations. The next step will be to simulate the top-of-atmosphere radiance based on these sea surface upwelling radiance images. The specified coastal zone image with high spatial resolution will be studied later. A temporal variable phenomenon will also be simulated to visualize the potential of geostationary images.

5. REFERENCES

[1] International Ocean Colour Coordinating Group (IOCCG), "Minimum requirements for an operational, ocean-colour sensor for the open ocean," REPORTS OF THE IOCCG, 1998.

[2] International Ocean Colour Coordinating Group (IOCCG), "Remote sensing of ocean colour in coastal, and other optically-complex, waters," IOCCG REPORT NUMBER 3, 2000.

[3] A. Morel and D. Antoine, "Pigment index retrieval in case 1 waters," ATBD 2.9 - MERIS WORKSHOP, 1997.

[4] J. E. O'Reilly, S. Maritorena, B. G. Mitchell, D. A. Siegel, K. L. Carder, S. A. Garver, M. Kahru and C. McClain, "Ocean color chlorophyll algorithms for seawifs," *Journal of Geophysical Research*, **103**, pp. 24937-24953, 1998.

[5] G. Dittberner, R. Gird, R. Heymann, E. Howard, S. Kirkner and L. Uccellini, "Noaa's future earth observations from advanced goes satellites," *Acta Astronautica*, **38**, pp. 467-477, 1996.

[6] G. Kang, S. Kang, S. Yong, J. Kim, Y. Chang and H. Youn, "Korea geostationary ocean color imager," IGARSS'04, 2004.

[7] S. Chandrasekhar, *Radiative transfer*, Dover, New York, 1960.

[8] H. R. Gordon, "Ship perturbation of irradiance measurements at sea. i: monte carlo simulations," *Applied optics*, **24**, pp. 4172-4182, 1985.

[9] C. D. Mobley, *Light and water: radiative transfer in natural waters*, Academic, New York, 1994.

[10] E. F. Vermote, D. Tanré, J. L. Deuzé, M. Herman and J. J. Morcrette, "Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum: an overview," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **35**, pp. 675-686, 1997.

[11] A. Berk, L. S. Bernstein and D. C. Robertson, "Modtran: a moderate resolution model for lowtran7," GL-TR-89-0122, Air Force Geophys, 1989.

[12] W. L. Lee and K. N. Liou, "A coupled atmosphere-ocean radiative transfer system using the analytic four-stream approximation," *Journal of Atmospheric Sciences*, **64**, Issue 10, pp. 3681-3694, 2007.

[13] A. Morel and B. Gentili, "Diffuse reflectance of oceanic waters : its dependence of sun angle as influenced by the molecular scattering contribution," **30**, pp. 4427-4438, 1991.

[14] H. R. Gordon, "Dependence of the diffuse reflectance of natural waters on the sun angle," *Limnology and oceanography*, **34**, pp. 1484-1489, 1989.

[15] Y. J. Park and K. Ruddick, "Model of remote-sensing reflectance including bidirectional effects for case 1 and case 2 waters," *Applied Optics*, **44**(7), pp. 1236-1249, 2005.

[16] F. Gascon, J. P. Gastellu-Etchegorry and M. J. Lefèvre, "Radiative transfer model for simulating high-resolution satellite images," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **39**, pp. 1922-1926, 2001.

[17] W. Verhoef and H. Bach, "Simulation of hyperspectral and directional radiance images using coupled biophysical and atmospheric radiative transfer models," *Remote sensing of environment*, **87**, pp. 23-41, 2003.

[18] R. W. Preisendorfer, "Application of radiative transfer theory to light measurements in the sea," *IUGG Monographs*, **10**, pp. 11-30, 1961.

[19] A. Morel, "Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case 1 waters)," *Journal of Geophysical Research*, **93**, pp. 10749-10768, 1988.

[20] A. Bricaud, A. Morel, M. Babin, K. Allali and H. Claustre, "Variation of light absorption by suspended particles with chlorophyll a concentration in oceanic (case 1) waters: analysis and implications for bio-optical models," *Journal of Geophysical Research*, **103**, pp. 31033-31044, 1998.

[21] C. D. Mobley and L. K. Sundman, "Hydrolight 5 technical documentation," Sequoia Scientific, 2008.

[22] M. Aguirre, B. Berruti, J. L. Bezy, M. Drinkwater, F. Heliere, U. Klein, C. Mavrocordaos, B. Greco and J. Benveniste, Sentinel-3: the ocean and medium resolution land mission for gmes operational services, *esa bulletin 131*, 2007.

[23] Globe colour data, <ftp://ftp.acri.fr>.

[24] M. Lei, A. Roman, S. Mathieu, J. M. Froidefond, A. Bricaud and P. Gouton, "Assessment of the potential future high and medium resolution sensor on geosynchronous orbit for coastal zone monitoring," IGARSS'09, 2009.

Annexe 4

Communication à la conférence IEEE IGARSS en 2009

ASSESSMENT OF THE POTENTIAL FUTURE HIGH AND MEDIUM RESOLUTION SENSORS ON GEOSYNCHRONOUS ORBIT FOR COASTAL ZONE MONITORING

*Manchun Lei¹, Audrey Minghelli-Roman¹, Sandrine Mathieu²,
Jean-Marie Froidefond³, Annick Bricaud⁴, Pierre Gouton¹*

¹ LE2I, UMR-CNRS 5158, University of Burgundy Aile Sciences de l'Ingénieur
BP 47870, 21078 DIJON, France

² Alcatel Alenia Space, BUOS/PG/I 100 Bvd du Midi, BP 99
06156 Cannes la Bocca Cedex, France

³ Département de Géologie et d'Océanographie, UMR-CNRS 5805, Université Bordeaux I,
Avenue des facultés, 33405 Talence cedex, France

⁴ Laboratoire d'Océanographie de Villefranche, CNRS and Université Pierre et Marie Curie,
BP 8, 06238 Villefranche-sur-Mer Cedex, France

¹ Manchun.Lei@u-bourgogne.fr

¹ Audrey.Roman@u-bourgogne.fr

¹ Pierre.Gouton@u-bourgogne.fr

² Sandrine.Mathieu@thalesaleniaspace.com

³ jm.froidefond@geocean.u-bordeaux.fr

⁴ annick@obs-vlfr.fr

ABSTRACT

Geosynchronous satellite can measure any area with high temporal repetitivity within its coverage region because of its relative static location compared to Earth. Considering the temporal repetitivity, it can satisfy requirements for coastal zone monitoring but also has to face the influence of the varying solar angle and sensor angle (zenith and azimuth). Up to now, there is no geosynchronous sensor dedicated to ocean color monitoring (a geosynchronous sensor "Korea Geostationary Ocean Color Imager" (KGOCI) is supposed to be launched in 2009 [1]). To obtain radiances from the ocean at 36000km of altitude, we have to use a simulation model. In this conference, we present generic model of simulation of geosynchronous optical sensor. This model is composed of different models: a water bio-optical model, an atmospheric transfer model and a sensor model. We also present our recent results, that is the influence of solar angle and sensor angle on deviation of estimation of chlorophyll concentration in open ocean (case1 water).

Index Terms— chlorophyll estimation, solar and sensor angle, sea surface radiance simulation

1. INTRODUCTION

The optical spectral radiance at the sea surface is relevant for water's composition. Measurement of ocean color by the mean of radiometer and the remote sensing methods allows to estimate chlorophyll, organic particles or inorganic particles concentration for different applications: to reflect the ocean primary production distribution, to monitor the oceanic environment, to measure the coastal zone turbidity, sea ice state and the shallow sea topography. Some important sensors used for oceanographic remote sensing are SeaWiFS, MODIS and MERIS etc. Chlorophyll estimation algorithms are available for SeaWiFS (OC4) and MODIS (OC3) data for case 1 waters [2]. With the spatial resolution improvements of sensors, remote sensing of ocean color has more and more applications in coastal zones (case 2 waters).

Water composition is more complex in case2 waters than in case1 waters because many elements can influence the remote sensing reflectance (chlorophyll, Suspended Matter (SM), CDOM, depth, sea floor). Furthermore, the variation of the coastal zone composition can be fast and the previous sensors cannot monitor an area continuously because all of them are located on a low orbit (around 800km).

A low orbit satellite sensor covers all earth areas at the same local time because the angle between the orbit plan and the

sun is constant. The solar zenith angle θ_s is then also constant. This minimizes then the influence of solar angle on the chlorophyll estimation. If we use a geosynchronous satellite for constant monitoring, the variation of solar angle during daytime can be high. The variation of sensor angle in one image can be negligible. Between different areas of interest, the sensor zenithal angle θ_c and the azimuth angle between sun and angle Φ will be very different ($0^\circ \leq \theta_c \leq 87.5^\circ$ and $0^\circ \leq \Phi \leq 180^\circ$). We then want to study the influence of solar angle and sensor angle on remote sensing reflectance and also on the error of chlorophyll estimation.

The data simulation model of geosynchronous sensor is constituted by 3 main parts: the water surface radiance model, the atmospheric radiative transfer model and the sensor model concerning its MTF, spectral configuration and SNR (figure 1). The water surface radiation model computes the Inherent Optical Properties (IOPs) parameters like absorption coefficient a , diffusion coefficient b , retrodiffusion coefficient bb and phase function $\beta(\Psi)$ from water's bio-optical components (chlorophyll concentration C_{chl} for case1 waters, C_{chl} and suspended matter C_s and colored dissolved organic matter C_y for case2 waters). These IOPs and the environmental parameters (sky radiance $Lsky$, downward irradiance plane Ed , wind speed $Wspd$ and sea bottom reflectance Rf (only for clear water)) are the input to compute the radiative transfer. The outputs of the water surface radiation model, are the water leaving radiance Lw , the total upwelling radiance Lu (sum of Lw and surface reflected radiance Lr) and the reflectance of remote sensing Rrs , defined as the ratio of Lw by Ed [3]. The Lu becomes the input of atmospheric radiative transfer model to compute the top of atmosphere radiance $Ltoa$.

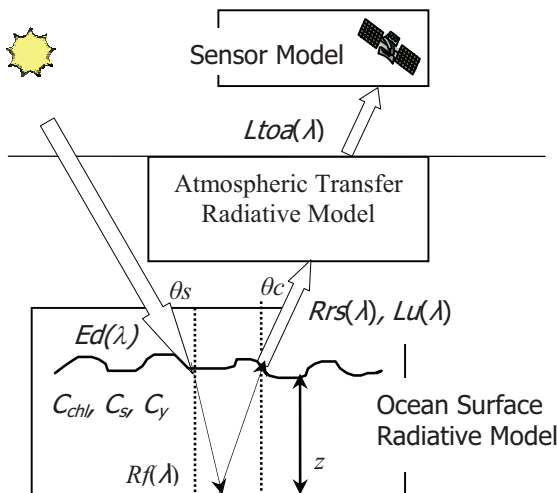


Figure 1: Data Simulation Chain of Geosynchronous Radiometer

Finally we simulate the geosynchronous sensor through its MTF, its spectral configuration and its SNR.

Our actual studies are based on case1 waters surface radiance simulation. In the following parts, we present the surface radiance model, the simulation method, the chlorophyll estimation algorithm and the influence of viewer-solar angles and wind speed on chlorophyll estimations.

2. METHOD

2.1. Sea surface radiance model

The numerical models of water surface radiance can be classified by 2 types: analytical and probabilistic. Mobley compared these 2 types of models [4]. To satisfy the computation rate, we selected HYDROLIGHT5 [5] based on “invariant imbedding” [6] to simulate the sea surface radiances. This model uses analytic process to simulate the radiative transfer into water. HYDROLIGHT5 describes the directional effect because especially on water surface, the radiance depends on solar angle and viewing angles but the consistency between simulated data and measured data depends on the input parameters like IOPs parameters, Rf , $Lsky$, etc. HYDROLIGHT5 includes some established IOPs models for case1 and case2 waters and uses RADTRAN to compute the atmospheric environmental parameters.

2.2. Sea surface simulation method

Concerning Hydrolight, the “classic case1” model has been chosen for case1 water surface simulations as the Pope&Fry’s pure water absorption coefficient and Petzold phase function. We also made vary the input parameters like C_{chl} , θ_s and $Wspd$ to simulate Lw and Lu with all directions of the θ_c and Φ . Table 1 gives the parameters ranges. All these simulations use the Ocean and Land Colour Imager (OLCI) bands (table2).

Table 1: Parameter Setting for Chlorophyll Algorithm Training

C_{chl} [mg/m ³]	0.01, 0.05, 0.1, 0.5, 1, 2, 4, 6, 8, 10, 12
θ_s	$0^\circ \sim 90^\circ$ divided by 10°
θ_c	$0^\circ \sim 87.5^\circ$ divided by 10°
Φ	$0^\circ \sim 345^\circ$ divided by 15°
$Wspd$ [m/s]	0, 5, 10

The band ratio chlorophyll algorithm is well established in this domain. The first band ratio algorithm has been created for CZCS data, the chlorophyll algorithms for MODIS (OC3) and SeaWiFS (OC4). The band ratio algorithm is based on empiric method that uses a high number of in situ data for the determination of equation’s coefficients. In our study, the band ratio chlorophyll algorithm was based on

simulation data. The mathematic form is the polynomial function given as equation (1):

$$C_{chl} = 10^{(a0+a1*R+a2*R^2+a3*R^3+a4*R^4)} \quad (1)$$

where

$$R = \log((Rrs[442.5] > Rrs[490]) / Rrs[560])$$

The training result is presented on figure 3. We use the coefficient of determination R^2 to assess the regression quality and the Relative Root Mean Square Error (RRMSE) to evaluate the estimation accuracy, RRMSE is given by equation (2):

$$RRMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{C_{chli} - \hat{C}_{chli}}{C_{chli}} \right)^2} \quad (2)$$

where C_{chl} is the input chlorophyll concentration and \hat{C}_{chl} is the estimated chlorophyll concentration.

Table 2: Spectral bands for Ocean and Land Colour Imager (400-700 nm range)

Band	Centre [nm]	Spectral width
1	400	15
2	412.5	10
3	442.5	10
4	490	10
5	510	10
6	560	10
7	620	10
8	665	10
9	681.25	7.5

3. RESULTS

3.1. Case 1 water surface simulation results

Figure 2 presents some results of Rrs simulation according to C_{chl} , range between 0.01 mg/m^3 and 10 mg/m^3 , the wind speed $Wspd=0 \text{ m/s}$, solar zenithal angle $\theta_s=30^\circ$, sensor zenithal angle $\theta_c=30^\circ$, the sensor has the same direction as sun so $\Phi=0^\circ$. The higher is the C_{chl} concentration, the higher is the water absorption in blue band and reflection in green band. This explains the water color change from the blue to the green when C_{chl} is increasing. This tendency is due to the water's bio-optic properties.

3.2. Chlorophyll algorithm training result

The chlorophyll algorithm training uses the simulated reflectances with all sun and sensor directions and 3 differences wind speed values so that 7200 reflectance spectra were simulated for each C_{chl} original value. The

optimized coefficients for equation (1) are then given by vector a.

$$a = [0.48792, -2.75743, 2.16704, -1.52874, 0.01474]$$

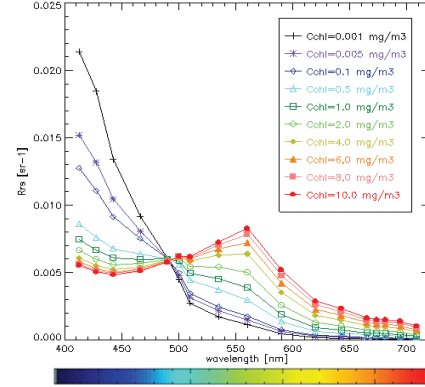


Figure 2: Remote sensing reflectance as a function C_{chl} , (simulated with HYDROLIGHT5)

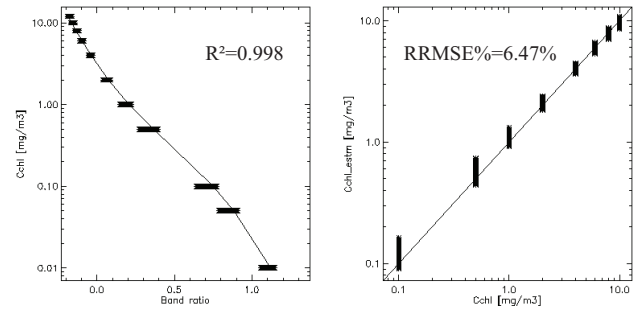


Figure 3: Polynomial algorithm for chlorophyll estimation and error between input and estimated chlorophyll concentrations

$R^2=0.998$ and $RRMSE\%=6.47\%$ indicate that the polynomial function provides a good chlorophyll estimation accuracy at the sea surface.

3.3. Directional effect and surface state effect

According to figure 3, the variation of solar or sensor angles or wind speed involves a variation of chlorophyll estimation and sometime it may cause a high estimation error. We use the Relative Deviation (RD) to evaluate the estimation quality. RD is given by equation (3):

$$RD\% = \frac{C_{chl} - \hat{C}_{chl}}{C_{chl}} \% \quad (3)$$

For each C_{chl} , we computed the Mean Absolute Relative Deviation (MARD%), the Maximum Relative Deviation (maxRD%) and noted the conditions when this maximum error occurs. We additionally evaluated the probability of a

Absolute Relative Deviation (ARD%) lower than 10% for each C_{chl} (table 3).

Table 3: Chlorophyll Estimation Results

C_{chl} [mg/m ³]	MARD%	maxRD%	θ_s	θ_c	Φ	wspd [m/s]	P(ARD%<10%)
0.1	4.11%	-62.45%	80°	87.5°	180°	10	93.3%
0.5	4.58%	-47.74%	80°	87.5°	180°	10	94.1%
1	3.26%	-32.32%	80°	87.5°	180°	10	93.0%
2	2.80%	-20.27%	80°	87.5°	180°	10	98.6%
4	2.07%	-12.15%	70°	87.5°	180°	0	99.7%
6	2.02%	10.78%	80°	80°	0°	0	99.9%
8	2.37%	12.45%	80°	80°	0°	0	99.7%
10	2.62%	14.34%	80°	87.5°	0°	0	99.3%

5. CONCLUSION

The statistics show that in most of the configurations, the band ratio chlorophyll algorithm estimates the chlorophyll concentration with an ARD% lower than 10%.

The RD% is plotted (figure 4) as a function of input parameters (θ_s , θ_c , Φ , $Wspd$) to identify the conditions that cause a high estimation error. If we are able to avoid these conditions, estimation error will then be reduced.

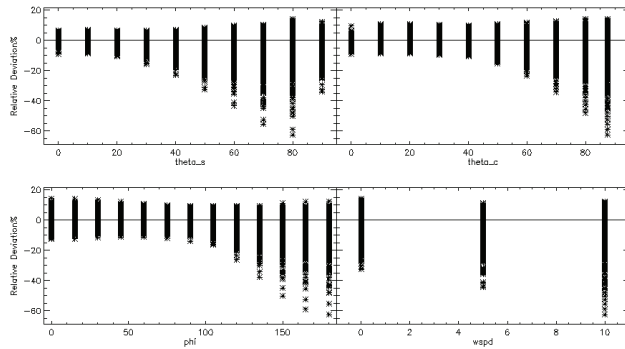


Figure 4: Influence of solar angle, viewing angle and wind speed on deviation of estimation of chlorophyll

4. DISCUSSION

Generally, when θ_s and θ_c are weak, the estimation error is low. The chlorophyll estimation deviation increases with the increasing of the θ_s and θ_c . When $\theta_s=70^\circ$ or 80° , $\theta_c = 80^\circ$ or 87.5° , estimation deviation becomes higher than 50%. The increase of Φ is also influent on chlorophyll estimation deviation. When the sensor is located at the opposite side of the sun, the estimation deviation is higher. When $\Phi=180^\circ$, the deviation is the highest. Finally, we also notice that maxRD% creases with the wind speed.

Our actual studies on the simulation of case1 waters surface radiance allowed us to evaluate the influence of the solar or sensor angles on the surface radiance and on the remote sensing reflectance. On the ratio of bands the influence is lower but involved so far an error of chlorophyll estimation. This study can limit the acquisition conditions but can also provide a map of quality as a function of acquisition condition. As this study is only operated at the sea surface, our future step will be to simulate the atmospheric transfer to evaluate at the top of atmosphere the error of estimation as after the sensor acquisition. The case 2 waters will be studied later because of their numerous influent parameters.

6. REFERENCES

- [1] G. Kang, S. Kang, S. Yong, J. Kim, Y. Chang and H. Youn, "Korea geostationary ocean color imager (KGOCI)," in *Proc. IEEE IGARSS'04*, 2004, pp. 3261-3263.
- [2] J.E. O'Reilly, S. Maritorena, B.G. Mitchell, D.A. Siegel, K.L. Carder, S.A. Garver, M. Kahru and C. McClain, "Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS," *Journal of Geophysical Research*, vol. 103, pp. 24937-24953,1998
- [3] C.D. Mobley, *Light and water: radiative transfer in natural waters*, Academic, 1994.
- [4] C.D. Mobley, B. Gentili, H.R. Gordon, Z. Jin, G.W. Kattawar, A. Morel, P. Reinersman, K. Stamnes and R. Stavn, "Comparisons of numerical models for computing underwater light fields," *Applied Optics*, vol. 32(36), pp. 7484-7504,1993
- [5] C.D. Mobley and L.K. Sundman, "Hydrolight 5 technical documentation," Tech. Rep., Sequoia Scientific, 2700 Richards Road, Suite 107 Bellevue, WA 98005, 2008.
- [6] C.D. Mobley, "A numerical model for the computation of radiance distributions in natural waters with wind-roughened surfaces," *Limnology and oceanography*, vol. 34(8), pp. 1473-1483, 1989