



HAL
open science

Synergie des capteurs spatiaux européens OLCI-SLSTR pour l'étude à long terme de la couleur des eaux côtières

Mohamed Abdelillah Mograne

► To cite this version:

Mohamed Abdelillah Mograne. Synergie des capteurs spatiaux européens OLCI-SLSTR pour l'étude à long terme de la couleur des eaux côtières. Sciences de la Terre. Université du Littoral Côte d'Opale, 2019. Français. NNT : 2019DUNK0531 . tel-02311345

HAL Id: tel-02311345

<https://theses.hal.science/tel-02311345>

Submitted on 10 Oct 2019

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.



**THÈSE POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR
DE L'UNIVERSITÉ DU LITTORAL CÔTE D'OPALE
EN SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS, ESPACE**

**SYNERGIE DES CAPTEURS SPATIAUX EUROPÉENS
OLCI-SLSTR POUR L'ÉTUDE À LONG TERME DE LA
COULEUR DES EAUX CÔTIÈRES**

Présentée par : **Mohamed Abdelillah MOGRANE**

Soutenue le 27 Juin 2019 devant le jury composé de ;

Mr. François G. SCHMITT, PR, Centre National de la Recherche Scientifique	Président du jury
Mr. Simon BÉLANGER, PR, Université de Québec À Rimouski	Rapporteur
Mr. Frédéric MÉLIN, CR-HDR, Joint Research Centre	Rapporteur
Mr. David DOXARAN, CR-HDR, Centre National de la Recherche Scientifique	Examineur
Mr. Cédric JAMET, MCF-HDR, Université du Littoral Côte d'Opale	Directeur de thèse
Mr. Hubert LOISEL, PR, Université du Littoral Côte d'Opale	Co-Directeur de thèse





THESIS SUBMITTED IN PARTIAL FULFILLMENT OF THE
REQUIREMENTS FOR THE DEGREE OF DOCTOR OF PHILOSOPHY
OF THE UNIVERSITÉ DU LITTORAL CÔTE D'OPALE
IN SCIENCES OF EARTH AND UNIVERSE, SPACE

SYNERGY OF OLCI-SLSTR EUROPEAN SPACE-BORNE
SENSORS FOR LONG TERM STUDY OF THE COLOR OF
COASTAL WATERS

Presented by : **Mohamed Abdelillah MOGRANE**

Defended the June 27th, 2019 in front of the jury composed of ;

Mr. François G. SCHMITT, PR, Centre National de la Recherche Scientifique	President of jury
Mr. Simon BÉLANGER, PR, Université de Québec À Rimouski	Reporter
Mr. Frédéric MÉLIN, CR-HDR, Joint Research Centre	Reporter
Mr. David DOXARAN, CR-HDR, Centre National de la Recherche Scientifique	Reviewer
Mr. Cédric JAMET, MCF-HDR, Université du Littoral Côte d'Opale	Promoter
Mr. Hubert LOISEL, PR, Université du Littoral Côte d'Opale	Co-Promoter



Remerciements

Par le présent manuscrit, je voudrais remercier Cédric Jamet, sans lui je n'aurais jamais pu aller aussi loin, mon directeur de thèse et mon précédent maître de stage de Master 2 FOGEM. Je tiens à le remercier pour avoir cru en moi, en me donnant l'opportunité d'être docteur, mais aussi pour sa grande qualité humaine, sa patience, son esprit critique et son encadrement surtout durant les moments difficiles.

L'Université du Littoral Côte d'Opale et la région Hauts-de-France sont remerciés pour le financement de ma thèse. Le Centre National d'Études Spatiales l'est également pour la prolongation de ma thèse via Centre National de la Recherche Scientifique.

Je souhaite remercier les membres du jury et spécialement Simon Bélanger et Frédéric Mélin d'avoir accepté d'être dans le jury en qualité de rapporteurs, ainsi que David Doxaran en qualité d'examineur.

Je remercie également Hubert Loisel, co-directeur de ma thèse dont les conseils avisés, les discussions informelles et l'expertise m'ont permis de progresser dans ma thèse. Je remercie aussi Vincent Vantrepotte pour son aide durant les campagnes en mer et la soumission de mon article.

Je souhaiterais remercier Xavier et Arnaud pour leur aide durant les campagnes, ainsi que David pour son aide dans le traitement des images satellitaires avec SeaDAS. Toutes les personnes qui m'ont aidé de près et de loin dans ma thèse sont remerciées également.

Mes parents Ahmed et Khadra sont remerciés d'avoir cru en moi et soutenu durant toute ma vie. Je leur dois tout. Je remercie aussi ma moitié, Zakia pour m'avoir aidé et supporté dans la vie de tous les jours, surtout pendant la rédaction du manuscrit.

Mes derniers mots vont à ma fille Marya, à qui la thèse est dédiée.

Résumé

La télédétection spatiale de la couleur de l'océan implique l'élimination de la contribution atmosphérique, appelée correction atmosphérique (CA). Au-dessus des eaux claires, cette dernière se base sur l'hypothèse que l'eau est totalement absorbante dans le Proche Infra-Rouge (PIR) pour estimer la réflectance atmosphérique et déterminer la réflectance marine. À l'opposé, au-dessus des eaux côtières turbides, la contribution du signal marin n'est pas négligeable dans le PIR. De ce fait, différentes méthodes alternatives ont été proposées. La thèse se consacre à l'évaluation des algorithmes de CA proposés et leur amélioration pour le capteur Ocean and Land Colour Instrument (OLCI) au-dessus des eaux côtières en exploitant sa synergie avec le capteur Sea and Land Surface Temperature Radiometer (SLSTR). Dans ce but, des mesures radiométriques in-situ ont été acquises dans deux zones côtières françaises contrastées : Manche orientale et Guyane Française, avec le spectro-radiomètre ASD, suivant un nouveau protocole d'acquisition et de post-traitement. Le post-traitement s'est basé sur le coefficient de variabilité et la différence relative de la médiane dans le contrôle de qualité, en plus du score d'assurance de qualité (QAS). Suivant l'analyse statistique basée en partie sur l'angle spectral moyenné (SAM), l'inter-comparaison radiométrique de l'ASD avec les autres radiomètres (TriOS-above et Radeau), a révélé la cohérence des mesures ASD. L'utilisation de ces dernières a permis l'inter-comparaison de la performance de cinq algorithmes de CA, où l'algorithme Polymer est le plus performant d'après un système à points avec une seule métrique. Cependant aucun algorithme a atteint le maximum de points soulignant la grande marge de progression à accomplir, surtout en eau côtière. Dans cette optique, trois relations spectrales de la réflectance des aérosols ont été testées sur une base de données simulées suivant la synergie OLCI/SLSTR. Une autre relation, Full Spectrum AC (FSAC) a été développée initialement en combinant deux relations existantes, après l'élimination de l'hypothèse du pixel noir dans l'ultra-violet (UV) et l'intégration d'un schéma itératif. L'inter-comparaison des relations révèle la cohérence de FSAC qui est légèrement moins performante qu'une relation publiée. L'application de FSAC sur des images OLCI/SLSTR ouvrirait des perspectives dans l'amélioration de la CA au-dessus des eaux côtières.

Abstract

The ocean color remote sensing involves the removal of the atmospheric contribution, the so-called atmospheric correction (AC). Over clear waters, the latter is based on the hypothesis that the sea water is totally absorbent in the Near Infra-Red (NIR), to estimate the atmospheric reflectance and to determine the water reflectance. By contrast, over coastal turbid waters, the marine signal is not negligible in the NIR. Accordingly, different alternative methods were proposed. The thesis is committed to evaluate the proposed AC algorithms and their improvement for the Ocean and Land Colour Instrument (OLCI) sensor over coastal waters exploiting its synergy with the Sea and Land Surface Temperature Radiometer (SLSTR) sensor. For this purpose, radiometric in-situ measurements were acquired in two contrasted French coastal areas: Eastern English Channel and French Guiana, with the ASD spectro-radiometer, according to a newly developed measurement and post-processing protocol. The post-processing was based on the coefficient of variability and the median relative difference, in addition to the Quality Assurance Score (QAS). Following the statistical analysis in part based on the Spectral Angle Mean (SAM), the radiometric inter-comparison of the ASD and other radiometers (TriOS-above and TriOS in-water), shows the consistency of the ASD measurements. The use of these measurement leads to carry out the performance inter-comparison of five AC algorithms, where the Polymer algorithm is the most efficient according to a unique metric scoring system. However, neither algorithm obtained the maximum score, highlighting the big room for improvement, especially for coastal waters. With this in mind; three spectral relationships of aerosols reflectance were tested with a simulated data set based on OLCI/SLSTR synergy. Another relationship, Full Spectrum AC (FSAC) was initially developed combining two existing relationships, after excluding the black pixel hypothesis in the Ultra-Violet and integrating an iterative scheme. The relationships inter-comparison shows consistency of FSAC which is slightly less performing than one published relationship. The application of FSAC on OLCI/SLSTR images could have perspectives to improve the AC over coastal waters.

Table des matières

Remerciements	v
Résumé	vii
Abstract	ix
Introduction générale	1
1 Radiométrie de la couleur de l’océan	7
1.1 Introduction	7
1.2 Grandeurs radiométriques	8
1.2.1 Géométrie d’observation	8
1.2.2 Luminance spectrale	9
1.2.3 Éclairement spectral	9
1.2.4 Réflectance spectrale bidirectionnelle	10
1.3 Constituants optiquement actifs de l’eau de mer	11
1.4 Propriétés optiques de l’eau de mer	14
1.4.1 Propriétés optiques inhérentes	15
1.4.2 Propriétés optiques apparentes	18
1.4.3 Lien entre propriétés optiques apparentes et inhérentes	22
1.5 Classifications bio-optiques des eaux marines	25
1.6 Conclusion	28
2 Algorithmes de correction atmosphérique	31

2.1	Introduction	32
2.2	Propagation de la lumière dans l’atmosphère	32
2.2.1	Théorie du transfert radiatif	32
2.2.2	Modélisation des aérosols atmosphériques	35
2.3	Processus de correction atmosphérique	38
2.3.1	Décomposition du signal mesuré en haut de l’atmosphère	38
2.3.2	Principe de correction atmosphérique	42
2.3.3	Problématiques de correction atmosphérique	43
2.3.4	Approches de correction atmosphérique	43
2.4	Description des algorithmes de correction atmosphérique	46
2.4.1	Algorithme Baseline Atmospheric Correction	46
2.4.2	Algorithme Case 2 Regional-CoastColour	48
2.4.3	Algorithme Case 2 Regional-CoastColour Alternative Nets	49
2.4.4	Algorithme Polymer	50
2.4.5	Algorithme Standard de la NASA	51
2.4.6	Algorithme Ultra-Violet	53
2.4.7	Algorithme ACOLITE	54
2.4.8	Algorithme SWIR Extrapolation	55
2.5	Conclusion	56
3	Données de la couleur de l’océan	57
3.1	Introduction	57
3.2	Couleur de l’océan in-situ	58
3.2.1	Zones d’étude	59
3.2.2	ASD FieldSpec 4	61
3.2.2.1	Protocole d’acquisition des mesures radiométriques in-situ	62
3.2.2.2	Post-traitement des mesures radiométriques in-situ	63
3.2.3	TriOS-RAMSES above-water	67
3.2.4	TriOS-RAMSES in-water	70
3.3	Couleur de l’océan télédéteectée	72

3.3.1	Sentinel-3	73
3.3.2	OLCI	75
3.3.3	Synergie OLCI-SLSTR	77
3.3.4	Images satellitaires d'OLCI L2	80
3.4	Couleur de l'océan simulée	81
3.4.1	Modèles d'aérosols et profil de l'atmosphère	81
3.4.2	Modèles bio-optiques et base de données synthétiques des IOPs	81
3.4.3	Procédure de la simulation de la couleur de l'océan	82
3.5	Conclusion	84
4	Inter-comparaison des radiométriques in-situ	87
4.1	Introduction	87
4.2	Sélection des spectres coïncidents	89
4.2.1	Critères de sélection	90
4.2.2	Contrôle de qualité	91
4.3	Paramètres statistiques	91
4.4	Analyses des spectres coïncidents	92
4.5	Conclusion	100
5	Inter-comparaison des algorithmes de correction atmosphérique du capteur OLCI	103
5.1	Introduction	104
5.2	Résumé de l'article de l'inter-comparaison des algorithmes de correction atmosphérique pour OLCI au-dessus des eaux côtières	105
5.2.1	Critères de sélection	105
5.2.2	Paramètres statistiques	106
5.2.3	Étude de sensibilité des ACs	108
5.2.4	Analyses de l'exercice de co-localisation	108
5.2.5	Impacts sur le nombre de paires coïncidentes	112
5.2.6	Analyse de l'étude de sensibilité	113
5.2.7	Impacts sur les rapports des bandes spectrales	113

5.3	Conclusion	115
5.4	Article de l'inter-comparaison des algorithmes de correction atmosphérique pour OLCI au-dessus des eaux côtières	117
6	Développement d'un nouvel algorithme de correction atmosphérique	143
6.1	Introduction	143
6.2	Relations spectrales de la réflectance des aérosols	145
6.2.1	Relations spectrales existantes	145
6.2.2	Relations spectrales développées	146
6.2.3	Schéma itératif de la contrainte de la réflectance des aérosols	150
6.3	Analyses des relations spectrales	153
6.4	Inter-comparaison des relations spectrales	154
6.4.1	Relations publiées	154
6.4.2	Relations développées	158
6.4.3	Schéma itératif	160
6.5	Étude de sensibilité	162
6.6	Conclusion	164
	Conclusion générale et perspectives	165
	Table des figures	169
	Liste des tableaux	175
	Bibliographie	177

Introduction générale

Les eaux côtières en plus des eaux intérieures ne représentent que 7% de la surface de l'océan global, mais produisent jusqu'à 40% de la biomasse (marine et d'eau douce). Elles représentent 85% des ressources exploitées par l'homme. En plus, 60% de la population mondiale vit à moins de 100 km des côtes où les écosystèmes sont la clé de voûte en lien direct avec la santé publique [[Crossland et al., 2005](#)].

L'étude des zones côtières est vitale et exige une surveillance systématique et systémique, avec une vue d'ensemble, à grande échelle (synoptique), à long terme de la qualité de l'environnement côtier et de ses paramètres biogéochimiques [[Berger et al., 2012](#); [Mouw et al., 2015](#)]. Un système répond à la dernière exigence : observation synoptique à long terme. Il consiste à utiliser des systèmes d'observation de la Terre, et en particulier l'observation de la couleur de l'océan depuis l'espace [[Morel, 1980](#); [Morel et Gordon, 1980](#); [Malenovsky et al., 2012](#)].

Par le passé, les navires et les côtes ont été les seuls endroits où les océans et leurs propriétés biologiques, chimiques et physiques telle que la couleur de l'océan pouvaient être observés et étudiés, avec des mesures qualifiées d'in-situ [[Rodier et al., 2009](#); [Levy et al., 2010](#); [Vallis, 2012](#)]. Ces mesures in-situ ne représentent qu'une toute petite partie de l'échelle spatiale de l'océan mondial, d'où le besoin d'un moyen plus performant pour étudier les océans à une échelle synoptique.

Les physiciens ont étudié la variabilité naturelle des propriétés optiques de l'eau de mer pour l'océan global en se basant sur la théorie du transfert radiatif [[Preisendorfer, 1976](#)]. En même temps, les biologistes se sont intéressés aux relations empiriques entre la biomasse du phytoplancton et les propriétés optiques [[Morel, 1988](#)]. Puis en novembre 1963, le 15^{ème}

groupe de travail formé par Scientific Committee on Ocean Research (SCOR) a réuni pour la première fois, les biologistes et les physiciens. Cette réunion interdisciplinaire a permis la compréhension des interactions, dans les deux sens entre le phytoplancton et les propriétés optiques. Le fondement de la couleur de l'océan est né [Morel, 1988].

Le concept principal de la couleur de l'océan se base sur le fait que la nature et la concentration des constituants des océans impactent l'absorption et la diffusion (changement d'orientation des photons incidents) de la lumière incidente. Par conséquent les mécanismes d'absorption et de diffusion de l'eau marine sont régis par les composants optiquement actifs présents dans l'eau marine [Antoine, 1998]. L'étude de l'optique marine est basée sur des ouvrages de références, comme ceux de Preisendorfer [1976], Kirk [1994] et Mobley [1994a].

Le capteur Coastal Zone Color Scanner (CZCS), embarqué sur le satellite Nimbus-7 lancé par l'agence spatiale National Aeronautics and Space Administration (NASA) en 1978, est le premier capteur dédié à l'observation de la couleur de l'océan [Hovis *et al.*, 1980]. Il a permis de prendre les premières images de la couleur de l'océan depuis l'espace [Gordon *et al.*, 1980]. Ainsi, il a apporté la preuve de la possibilité de l'observation satellitaire des paramètres bio-optiques et biogéochimiques. L'apparition de nouveaux capteurs satellitaires de la couleur de l'océan a permis d'améliorer les techniques d'extraction des paramètres biogéochimiques, telle que la concentration en chlorophylle-a [O'Reilly *et al.*, 1998], à partir des mesures satellitaires de la couleur de l'océan [Morel, 1988]. L'historique des missions de la télédétection de la couleur de l'océan est repris dans l'ouvrage d'Acker [2015].

La télédétection de la couleur de l'océan permet l'estimation de plusieurs paramètres biogéochimiques ou les propriétés optiques inhérentes de l'eau marine. Elle possède beaucoup de bénéfices sociétaux issus de nombreuses applications dans la gestion des pêcheries et l'aquaculture, dans la répartition des provinces écologiques, la détermination des groupes fonctionnels phytoplanctoniques et le suivi de la qualité des eaux marines [IOCCG, 2006, 2008, 2009b,a, 2014, 2018]. Le plus grand avantage de la télédétection est l'observation synoptique avec une fréquence élevée (journalière) et une résolution spatiale

élevée (quelques centaines de mètres à quelques kilomètres), une couverture globale et pour de périodes longues.

L'utilisation des mesures des capteurs spatiaux de la couleur de l'océan repose en premier lieu sur la correction atmosphérique [IOCCG, 2010]. La correction atmosphérique consiste à estimer puis soustraire le signal atmosphérique, à partir du signal total mesuré en haut de l'atmosphère. Le but est d'avoir la couleur de l'océan exempte de toutes perturbations atmosphériques et de l'interface air-mer [Gordon et Wang, 1994b].

La difficulté de correction atmosphérique réside dans le fait que l'atmosphère contribue à 80–90% du signal total mesuré en haut de l'atmosphère dans les longueurs d'onde du bleu-vert (400–550 nm). Le signal provenant de l'atmosphère varie significativement et ne peut être estimé facilement [IOCCG, 2010]. Les algorithmes classiques de correction atmosphérique dédiés aux eaux claires reposent sur l'hypothèse que le signal marin est négligeable dans le proche infra-rouge du spectre électromagnétique [Gordon et Wang, 1994b; Antoine et Morel, 1999]. Le défi actuel dans la correction atmosphérique reste l'estimation précise du signal atmosphérique au-dessus des eaux côtières qui mettent en difficulté les algorithmes classiques de correction atmosphérique [Siegel *et al.*, 2000].

Le satellite européen Sentinel-3A dédié à l'observation de la Terre [Donlon *et al.*, 2012], a été lancé par l'agence spatiale européenne European Space Agency (ESA) avec succès le 16 février 2016. À son bord se trouve plusieurs capteurs; parmi eux deux capteurs présentent un intérêt pour l'étude de la couleur de l'océan : Ocean and Land Colour Instrument (OLCI) dédié à la télédétection de la couleur de l'océan [Nieke *et al.*, 2012] et Sea and Land Surface Temperature Radiometer (SLSTR) dédié à la télédétection de la température de surface [Frerick *et al.*, 2012].

Le champ de vue (fauchée) partagé par OLCI et SLSTR permet de co-localiser les produits issus des deux capteurs, d'où la synergie de l'utilisation des deux capteurs [Donlon *et al.*, 2012]. La synergie permet d'avoir un produit hybride issu des deux capteurs. Elle permet aussi d'ouvrir de bonnes perspectives pour l'amélioration de la qualité d'estimation

de la couleur de l'océan [Shi et Wang, 2009; Ruddick et Vanhellemont, 2015; Vanhellemont et Ruddick, 2015; Bi *et al.*, 2018].

Dans ce contexte, la thèse porte sur la synergie des deux capteurs OLCI et SLSTR pour l'étude à long terme de la couleur de l'océan des eaux côtières. Ses principaux objectifs s'articulent suivant ces axes :

1. Mesures radiométriques in-situ de la couleur de l'océan, dans deux zones côtières françaises optiquement contrastées, en utilisant l'instrument ASD FieldSpec 4, nouvellement acquis dans l'équipe de recherche où la thèse a été menée, en raison de son large intervalle de mesures 350–2500 nm et la non-nécessité de la calibration radiométrique,
2. Inter-comparaison des mesures radiométriques in-situ, issues de trois instruments : ASD FieldSpec 4, TriOS-RAMSES above-water et TriOS-RAMSES in-water, pour évaluer et valider la qualité des mesures radiométriques suivant le protocole de mesures et de post-traitement de l'ASD FieldSpec 4 qui a été développé dans le cadre de la thèse,
3. Inter-comparaison des algorithmes de correction atmosphérique : Baseline [Antoine et Morel, 1999; Moore *et al.*, 1999; Lavender *et al.*, 2005], Case 2 Regional-CoastColour [Doerffer et Schiller, 2007; Brockmann *et al.*, 2016], Case 2 Regional-CoastColour Alternative Nets [Doerffer et Schiller, 2007; Brockmann *et al.*, 2016], Polymer [Steinmetz *et al.*, 2011, 2016] et l'algorithme standard de la NASA [Gordon et Wang, 1994b; Stumpf *et al.*, 2003; Bailey *et al.*, 2010], pour OLCI au-dessus des eaux côtières, suivant l'exercice de co-localisation des mesures radiométriques de la couleur de l'océan télédéteectée [Bailey et Werdell, 2006] d'OLCI et mesurée in-situ à l'aide de l'ASD FieldSpec 4, faisant l'objet d'une publication dans le journal Remote Sensing publiée le 19 mars 2019,
4. Développement, amélioration et inter-comparaison des algorithmes de correction atmosphérique basés sur des relations spectrales de la réflectance des aérosols [He *et al.*, 2012; He et Chen, 2014; Vanhellemont et Ruddick, 2015], en utilisant une base de données simulées [Jin et Stamnes, 1994], suivant la synergie entre les capteurs OLCI et SLSTR, issue d'une collaboration au sein d'un groupe de travail de l'International

Ocean Colour Coordinating Group, sur l'évaluation des algorithmes de correction atmosphérique au-dessus des eaux côtières présidé par Dr. Cédric Jamet.

Les axes ci-dessus structurent le manuscrit de la thèse.

Le présent manuscrit est divisé en six chapitres. Le chapitre 1 représente l'essence de la couleur de l'océan, en commençant par donner des notions sur les grandeurs radiométriques. Il reprend l'état de l'art de la couleur de l'océan en présentant les constituants qui conditionnent les propriétés optiques de l'eau marine. Ensuite, les propriétés optiques sont décrites en détail, même si elles n'ont pas été utilisées dans la thèse. En dernier, la classification bio-optique des eaux marines est présentée. De même, dans la thèse la classification bio-optique n'a pas été utilisée.

Le chapitre 2 présente l'état de l'art de correction atmosphérique, en donnant des notions sur la propagation de la lumière dans l'atmosphère. Ensuite, il décrit le processus et les approches de correction atmosphérique. Enfin le chapitre 2 détaille les algorithmes de correction atmosphérique utilisés dans la thèse.

Le chapitre 3 synthétise les données de la couleur de l'océan qui ont été utilisées dans le cadre de la thèse. La synthèse regroupe, présente et décrit les points essentiels à retenir au niveau des approches d'acquisition, des différentes mesures radiométriques acquises pendant les campagnes en mer et des images satellitaires d'OLCI nécessaires à la réalisation de l'exercice de co-localisation et la base de données simulées qui a été utilisée. Enfin, le chapitre 3 décrit la simulation de la base de données synthétiques utilisée pour le développement d'un algorithme de correction atmosphérique utilisant la synergie OLCI/SLSTR.

Le chapitre 4, présente l'inter-comparaison des différentes mesures radiométriques in-situ issues de : l'ASD FieldSpec 4, le TriOS-RAMSES above-water et le TriOS-RAMSES in-water. L'exercice d'inter-comparaison radiométrique est décrit suivant les critères de sélection et le contrôle de qualité des mesures radiométriques coïncidentes. Le chapitre présente la méthode d'analyse et les résultats d'inter-comparaison radiométrique.

Le chapitre 5, résume l'article d'inter-comparaison des algorithmes de correction atmosphérique du capteur OLCI au-dessus des eaux côtières, qui a été publié dans le

cadre de la thèse : "Evaluation of Five Atmospheric Correction Algorithms over French Optically-Complex Sentinel-3A OLCI Ocean Color Sensor", *Remote Sensing*, 2019, 11, no. 6 : 668. Le résumé reprend les grandes lignes de la procédure de l'exercice de co-localisation des images satellitaires avec les mesures radiométriques in-situ de l'ASD FieldSpec 4. Après l'exercice de co-localisation, les résultats de l'inter-comparaison des cinq algorithmes de correction atmosphérique sont présentés et discutés. Une copie de l'article est annexée dans le chapitre 5.

En dernier, le chapitre 6 présente l'inter-comparaison des algorithmes correction atmosphérique basés sur la synergie OLCI/SLSTR en utilisant une base de données simulées. Il décrit les relations spectrales de la réflectance des aérosols issues des algorithmes de correction atmosphérique déjà existants, mais aussi, une relation spectrale qui a été développée durant la thèse en se basant sur la combinaison analytique de deux relations publiées. Ensuite, l'analyse des résultats est reprise suivant les paramètres statistiques et l'étude de sensibilité.

Chapitre 1

Radiométrie de la couleur de l'océan

1.1	Introduction	7
1.2	Grandeurs radiométriques	8
1.2.1	Géométrie d'observation	8
1.2.2	Luminance spectrale	9
1.2.3	Éclairement spectral	9
1.2.4	Réflectance spectrale bidirectionnelle	10
1.3	Constituants optiquement actifs de l'eau de mer	11
1.4	Propriétés optiques de l'eau de mer	14
1.4.1	Propriétés optiques inhérentes	15
1.4.2	Propriétés optiques apparentes	18
1.4.3	Lien entre propriétés optiques apparentes et inhérentes	22
1.5	Classifications bio-optiques des eaux marines	25
1.6	Conclusion	28

1.1. Introduction

Avant d'aborder l'état de l'art de la correction atmosphérique, il convient de commencer par les définitions des grandeurs radiométriques utilisées, les principes de base en optique marine, les propriétés optiques du milieu marin dont les constituants interagissent avec la lumière. Ces propriétés optiques sont utilisées pour avoir des

informations qualitatives et quantitatives sur les constituants optiquement actifs. La quantité et la nature de ces constituants influencent la couleur de l'océan. Ces notions dans ce chapitre permettent aussi de faire une classification des eaux marines suivant leurs propriétés optiques.

1.2. Grandeurs radiométriques

1.2.1. Géométrie d'observation

La direction de propagation du rayonnement électromagnétique dans un espace aux repères à coordonnées sphériques est définie par un angle zénithal θ et un angle azimutal ϕ . Comme le montre la figure 1.1, la position du soleil est caractérisée par son angle zénithal θ_s et son angle azimutal ϕ_s . Le rayonnement reçu par le capteur est caractérisé par son angle zénithal θ_v et son angle azimutal ϕ_v .

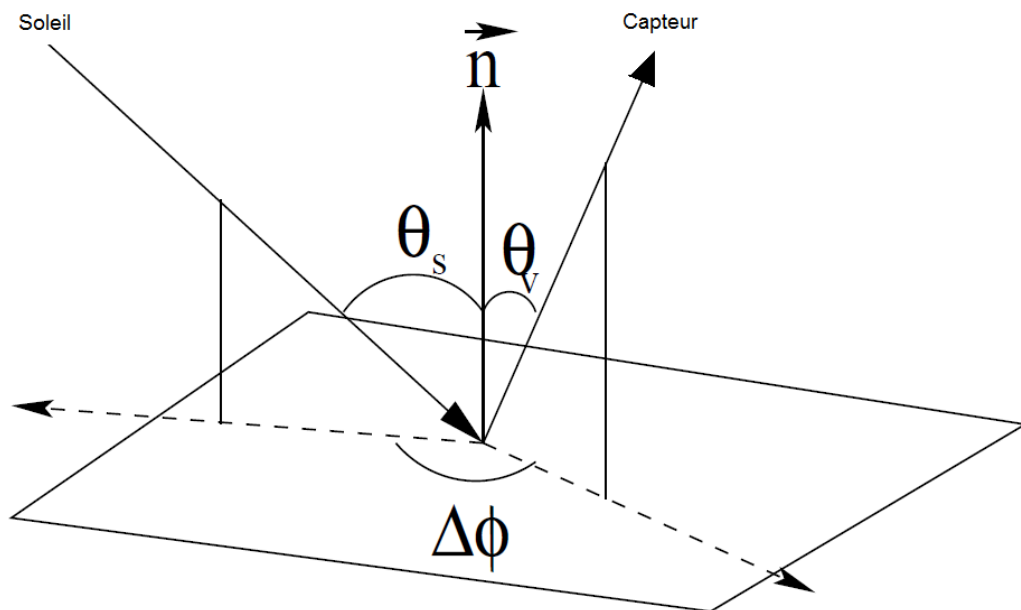


Figure 1.1. Coordonnées sphériques de la direction de propagation du rayonnement électromagnétique [Jamet, 2004].

Les angles zénithaux θ_s et θ_v sont définis par rapport à la normale au plan de la surface. Les angles azimutaux ϕ_s et ϕ_v sont définis par rapport au Nord [Morel et Gentili, 1996]. En télédétection spatiale, il convient d'utiliser la différence azimutale. Cette dernière est souvent utilisée dans la modélisation de la couleur de l'océan et la correction atmosphérique. ϕ impacte peu l'interaction lumière-matière en comparaison avec θ [Morel et Gentili, 1993]

où la définition de ϕ par rapport au Nord est aléatoire [Morel et Gentili, 1996]. La différence azimutale est décrite comme :

$$\Delta\phi = \phi_s - \phi_v \quad (1.1)$$

La géométrie de la propagation du rayonnement électromagnétique conditionne les grandeurs radiométriques qui vont suivre. Par exemple, quand les angles zénithaux θ sont très grands, le rayonnement électromagnétique traverse une couche de l'atmosphère plus grande. La probabilité que le rayonnement interagisse avec l'atmosphère et ses constituants absorbants ou diffusants devient donc plus importante à cause de la longue traversée de l'atmosphère [Morel et Gentili, 1996; IOCCG, 2010].

1.2.2. Luminance spectrale

La luminance spectrale $L(\lambda, \theta_s, \phi_s)$ se définit comme étant le flux élémentaire d'énergie lumineuse reçu par unité de surface, à une longueur d'onde donnée, dans un angle solide (l'aire de la sphère découpée par un cône au centre) $d\Omega$ et dans la direction définie par les coordonnées sphériques (θ_s, ϕ_s) . Elle s'exprime en $Wm^{-2}nm^{-1}sr^{-1}$.

Cette grandeur intégrée sur la fenêtre spectrale du capteur est la seule qui peut être indirectement mesurée par un capteur spatial observant dans un angle solide donné. Un capteur ne mesure que des comptes numériques qui sont traduits ensuite en luminance. La luminance traduit l'interaction du rayonnement avec la matière et dépend de la géométrie de vue.

1.2.3. Éclairement spectral

L'éclairement spectral $E(\lambda)$ est défini comme étant le flux d'énergie lumineuse total hémisphérique reçu par unité de surface, dans une longueur d'onde donnée λ . Autrement dit, il décrit l'énergie reçue dans toutes les directions. Il s'exprime en $Wm^{-2}nm^{-1}$. Cette grandeur peut être exprimée en fonction de la luminance avec cette relation :

$$E(\lambda) = \int_{\phi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi/2} L(\lambda, \theta, \phi) \cos(\theta) \sin(\phi) d\theta d\phi \quad (1.2)$$

En supposant une surface lambertienne, la dernière relation devient :

$$E(\lambda) = \pi L(\lambda) \quad (1.3)$$

1.2.4. Réflectance spectrale bidirectionnelle

La réflectance spectrale bidirectionnelle $\rho(\lambda, \theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v)$ décrit l'interaction de l'énergie solaire incidente et la matière en tenant compte des conditions de vue d'où le terme bidirectionnelle. Elle est définie comme étant le rapport de la luminance ascendante $L_u(\lambda, \theta_v, \phi_v)$ et de la luminance descendante $L_d(\lambda, \theta_s, \phi_s)$. Cette grandeur sans dimension est comprise entre 0 et 1 par définition.

Elle est plus facile à utiliser et plus recommandée dans les processus de traitement de la couleur de l'océan car elle est sans dimension et utilisée fréquemment dans la calibration des capteurs et ne dépend pas des conditions de l'éclairement [[Gordon et Wang, 1994b](#)] comme le montre cette relation :

$$\rho(\lambda, \theta_s, \phi_s; \theta_v, \phi_v) = \frac{\pi L_u(\lambda, \theta_v, \phi_v)}{L_d(\lambda, \theta_s, \phi_s) \cos(\theta_s) d\Omega} \quad (1.4)$$

avec $d\Omega$ l'angle solide. Dans le cas du rayonnement solaire, la dernière relation peut s'écrire :

$$\rho(\lambda, \theta_s, \phi_s; \theta_v, \phi_v) = \frac{\pi L_u(\lambda, \theta_v, \phi_v)}{F_0(\lambda) \cos(\theta_s)} \quad (1.5)$$

où $F_0 [Wm^{-2}nm^{-1}]$ est l'éclairement solaire au sommet de l'atmosphère. En supposant une surface quasi-lambertienne, la relation devient :

$$\rho(\lambda) = \frac{\pi L_u(\lambda)}{F_0(\lambda) \cos(\theta_s)} \quad (1.6)$$

Comme la surface continentale et l'atmosphère, la surface marine n'est pas quasi-lambertienne comme l'ont démontré [Morel et Gentili \[1991, 1993\]](#).

1.3. Constituants optiquement actifs de l'eau de mer

La couleur de l'eau se définit comme la variation spectrale de lumière rétro-diffusée par les eaux marines. Après avoir soustrait les réflexions du ciel et du soleil, la couleur des eaux marines présentent une grande variété, allant du bleu au vert jusqu'au rouge. Dans le cas extrême où l'eau marine est extrêmement claire et très pauvre en constituants, l'eau marine prend une couleur pourpre [Antoine, 1998]. Ces couleurs nuancées peuvent être observées sur le terrain durant une sortie en mer comme le montre la figure 1.2 ou depuis l'espace comme le montre la figure 1.3. Les deux figures 1.2 et 1.3 illustrent les couleurs nuancées que peuvent prendre les eaux marines.

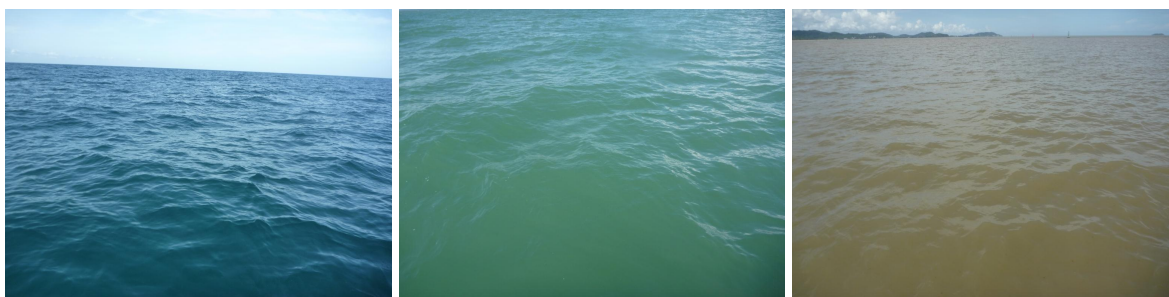


Figure 1.2. Différentes couleurs de l'océan observées lors d'une campagne en mer effectuée en Guyane Française en novembre 2016.

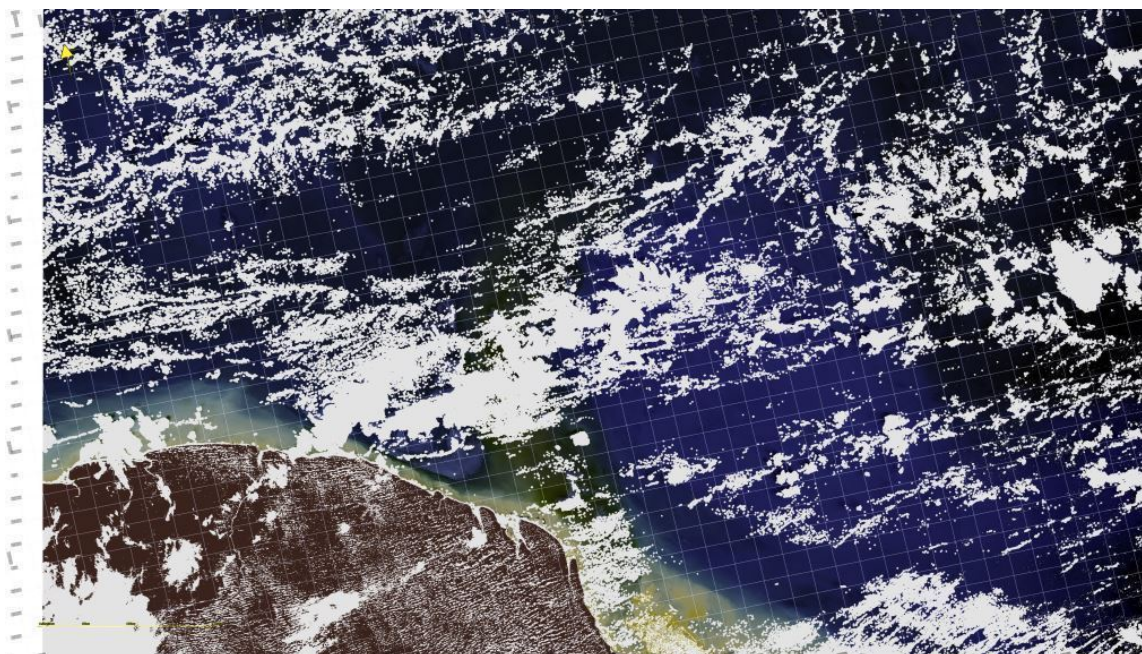


Figure 1.3. Image RGB après correction atmosphérique de la couleur de l'océan prise par le capteur OLCI à bord du satellite Sentinel-3A en Guyane française le 28/11/2016.

Les eaux marines sont constituées de molécules d'eau, de gaz dissous et de sels dissous, ainsi que de la matière dissoute et particulaire d'origine organique et inorganique, vivante et non vivante. Ces constituants disposent d'une large gamme de variation de taille comme représentée dans la figure 1.4 depuis les molécules d'eau (0,1 nm) aux particules et bulles d'air de grande taille de plusieurs millimètres de diamètre. La séparation entre la matière dissoute et la matière particulaire est basée sur la filtration d'eau de mer à travers un filtre de 0,2 μm de porosité [Stramski *et al.*, 2004].

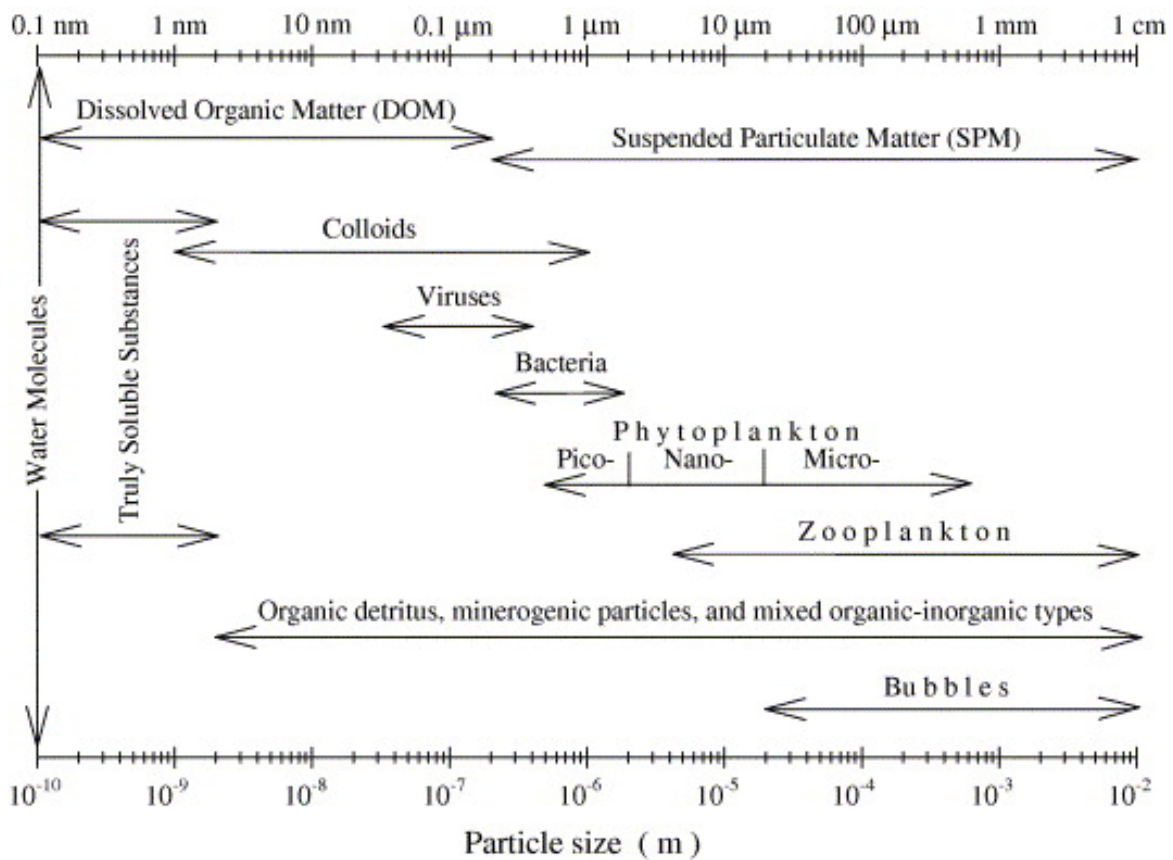


Figure 1.4. Diagramme de la variation en taille des constituants de l'eau marine [Stramski *et al.*, 2004].

La matière particulaire non vivante est composée de débris organiques, tels que les fragments d'organismes morts et de matières inorganiques, telles que les minéraux comme l'argile, le silt et le sable. Au contraire, les matières vivantes incluent les bactéries, le phytoplancton et zooplancton. Les particules marines inorganiques peuvent être générées par les poussières atmosphériques, l'érosion des sols ou la remise en suspension des sédiments dans la colonne d'eau par les courants et les marées.

La combinaison entre particules organiques et inorganiques peut être observée dans les océans. Les coccolithophores, qui appartiennent au groupe du phytoplancton, sont composés d'une structure externe en carbonate de calcium et des agrégats amorphes de matières organique et inorganique. Les particules en suspension ont une grande variabilité de taille, de forme et de composition.

Dans les eaux marines, les composants optiquement actifs les plus importants sont :

- le phytoplancton constitué d'organismes unicellulaires et plus précisément de pigments photo-synthétiques qui le composent dont le principal est la chlorophylle-a (Chl-a) qui est aussi utilisée comme indicateur universel de la biomasse marine phytoplanctonique des océans [[Sathyendranath et Platt, 1997](#)],
- la matière en suspension (MES, SPM ou TSM) qui inclue les particules organiques et inorganiques en suspension,
- la matière organique dissoute colorée (substances jaunes ou Chromophoric Dissolved Organic Matter (CDOM)) dont les principaux composés sont l'acide fulvique et l'acide humique,
- l'eau pure marine qui inclue aussi les particules de sel dissous et les bulles d'air.

L'eau de mer pure est bleue. Les molécules d'eau absorbent la lumière dans les longueurs d'ondes correspondant à la couleur rouge (700 nm) et l'infra-rouge (1000 nm) et la rétro-diffuse dans les courtes longueurs d'onde du bleu (400-510 nm) [[Morel et Antoine, 1994](#); [Pope et Fry, 1997](#)]. Par contre, l'eau de mer non pure riche en Chl-a a une couleur verte car la Chl-a absorbe la lumière seulement dans le bleu et le rouge du spectre lumineux pour ne laisser passer que le spectre lumineux dans le vert [[Gordon et al., 1988b](#)]. Elle présente aussi un pic de fluorescence à 685 nm.

Les eaux riches en matière en suspension et en matière organique dissoute sont de couleur jaune à brune. Les particules organiques et inorganiques ont tendance à surtout rétro-diffuser la lumière dans le rouge (650 nm) et dans le proche infra-rouge [[Nechad et al., 2009](#)]. Par contre, le CDOM a tendance à absorber la lumière dans le bleu et plus intensément dans l'ultra-violet [[Vantrepotte et al., 2007](#)].

La combinaison de tous ces composés engendre des variations de la lumière rétro-diffusée par les eaux marines le long du spectre lumineux [IOCCG, 2000]. Par conséquent, l'étude de l'intensité et de la variation spectrale de la lumière rétro-diffusée par les eaux marines (couleur de l'océan) permet d'estimer la concentration des différents constituants qui les composent [IOCCG, 2006].

1.4. Propriétés optiques de l'eau de mer

L'optique marine est basée sur la théorie du transfert radiatif [Preisendorfer, 1976; Mobley, 1994a; Mobley et Sundman, 2013]. La théorie du transfert radiatif décrit la propagation de la lumière à travers l'eau marine et ses constituants. Deux interactions : l'absorption et la diffusion peuvent être traduites par différentes propriétés optiques. Les eaux marines sont caractérisées par deux catégories de propriétés optiques, les propriétés optiques inhérentes (IOPs) et apparentes (AOPs) [Preisendorfer, 1976].

L'absorption et la fonction de phase de diffusion de la lumière par la colonne d'eau dont les variations sont indépendantes de la distribution du champ lumineux (conditions d'éclairement) sont décrites par les IOPs. Elles se déterminent exclusivement par la nature et la concentration des composants optiquement actifs présents dans la colonne d'eau [Preisendorfer, 1976].

Inversement aux IOPs, les AOPs sont les propriétés déterminées par la distribution angulaire du champ lumineux incident (hauteur du soleil et condition atmosphérique par exemple) en plus de la nature et la concentration des constituants de l'eau marine. Les AOPs sont dépendantes du milieu traversé par la lumière (comme pour les IOPs) et des conditions de l'éclairement. Les AOPs les plus communément utilisées en optique marine sont le coefficient de l'atténuation diffuse (K_d), la réflectance télédéTECTÉE (R_{rs}) ou la réflectance émergente de l'eau (ρ_w). Dans un cas idyllique, les AOPs doivent très peu varier en fonction des variations environnementales externes mais elles doivent beaucoup varier d'une masse d'eau à une autre [Mobley, 1994a].

Les propriétés optiques inhérentes et apparentes sont liées et doivent être inspectées en détail afin de bien comprendre les processus optiques déterminants dans l'étude de la couleur de l'océan. Le lien entre IOPs et AOPs est possible à établir en utilisant les

algorithmes d'inversion de la théorie du transfert radiatif ou des relations empiriques ou semi-analytiques, permettant d'avoir les paramètres biogéochimiques à partir de la réflectance émergente de l'eau marine [Preisendorfer, 1976; Kirk, 1994; Mobley, 1994a].

1.4.1. Propriétés optiques inhérentes

Après pénétration de la lumière dans un volume infiniment petit ΔV de la colonne d'eau, les photons sont absorbés et/ou diffusés par les molécules et les particules de l'eau marine. En considérant un volume d'eau infiniment petit d'une épaisseur Δr , éclairé par un faisceau collimaté d'une lumière monochromatique, d'une puissance d'éclairement spectral, dans une longueur d'onde λ $\Phi_i(\lambda)$ [Wnm^{-1}] comme représenté dans la figure 1.5, une partie de la puissance d'éclairement incident $\Phi_i(\lambda)$ tend à être absorbée par le volume d'eau $\Phi_a(\lambda)$, alors que l'autre partie $\Phi_s(\lambda, \psi)$ est diffusée dans un angle ψ , en dehors du faisceau lumineux [Mobley, 1994d].

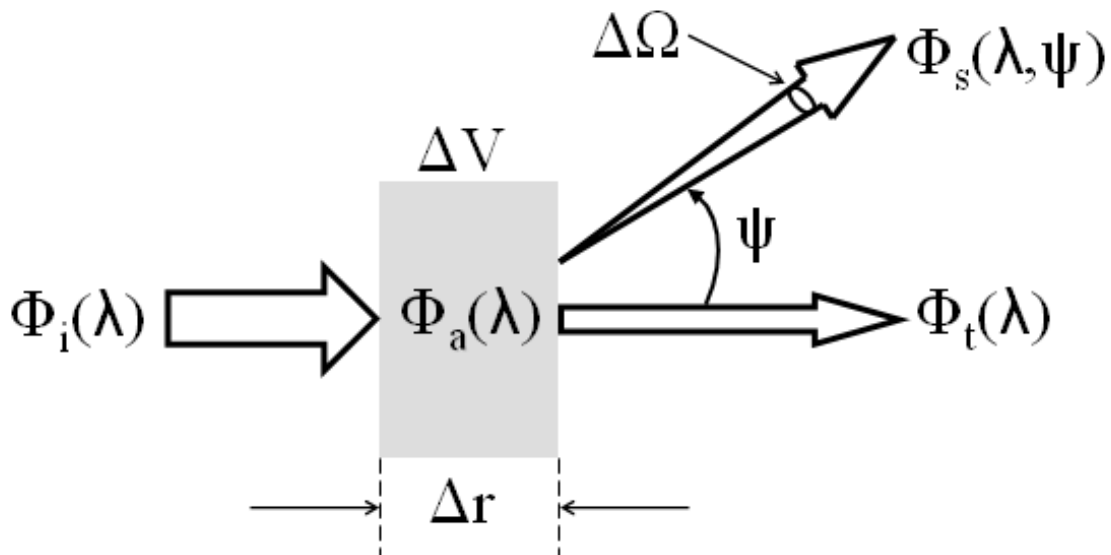


Figure 1.5. Schéma représentatif des processus d'absorption, de diffusion et de transmission [Mobley, 1994a].

La partie restante de la puissance d'éclairement $\Phi_t(\lambda)$ est transmise à travers le volume d'eau sans changement de direction. Quand les photons ne subissent pas de changement

de longueurs d'onde durant le processus de diffusion (en absence de diffusion inélastique) l'énergie est conservée comme suit :

$$\Phi_i(\lambda) = \Phi_a(\lambda) + \Phi_s(\lambda) + \Phi_t(\lambda) \quad (1.7)$$

Par la suite, peuvent être définies l'absorbance $A(\lambda)$ et la diffusance $B(\lambda)$, comme étant la fraction de la puissance d'éclairement incident absorbé par le volume d'eau et la fraction de la puissance d'éclairement incident diffusé en dehors du faisceau lumineux dans toutes les directions comme suit [Mobley *et al.*, 2017] :

$$A(\lambda) = \frac{\Phi_a(\lambda)}{\Phi_i(\lambda)} \quad (1.8)$$

$$B(\lambda) = \frac{\Phi_s(\lambda)}{\Phi_i(\lambda)} \quad (1.9)$$

Le coefficient d'absorption $a(\lambda)$ [m^{-1}] et le coefficient de diffusion $b(\lambda)$ [m^{-1}], sont ainsi définis comme étant l'absorbance et la diffusance spectrales par unité de la distance parcourue dans le milieu :

$$a(\lambda) = \lim_{\Delta r \rightarrow 0} \frac{\Delta A(\lambda)}{\Delta r} = \frac{dA(\lambda)}{dr} \quad (1.10)$$

$$b(\lambda) = \lim_{\Delta r \rightarrow 0} \frac{\Delta B(\lambda)}{\Delta r} = \frac{dB(\lambda)}{dr} \quad (1.11)$$

Le coefficient d'atténuation $c(\lambda)$ [m^{-1}] est défini comme étant la fraction de la lumière incidente dans une longueur d'onde qui a été atténuée par la masse d'eau par unité de distance de parcours à travers le milieu. $c(\lambda)$ est la somme de $a(\lambda)$ et $b(\lambda)$. Le nombre de photons convertis en une énergie autre que la lumière (chaleur, énergie chimique), est décrit par $a(\lambda)$. Le coefficient de diffusion $b(\lambda)$, quant à lui, décrit le nombre de photons réorientés dans un intervalle de directions dans la même longueur d'onde que celle des photons incidents (diffusion élastique).

Un autre processus secondaire de la diffusion est celui de la diffusion inélastique où les photons subissent un changement de direction avec le changement de leur longueur d'onde qui implique une fréquence et une énergie différentes. Les processus majeurs de la

diffusion inélastique en optique marine sont l'émission de la fluorescence par le CDOM et les pigments du phytoplancton et la diffusion de Raman par les molécules d'eau. Le premier processus de la diffusion inélastique est plus significatif dans les eaux côtières qui sont plus dominées par de forte concentration de CDOM ou de phytoplancton, à l'inverse la diffusion de Raman l'est dans les eaux oligotrophiques plus claires et pauvres en CDOM et phytoplancton. À des fins de simplification, la plupart des modèles de la couleur de l'océan définissent la réflexion de la luminance en absence de la diffusion inélastique. Cependant, dans certains cas, la diffusion inélastique est non négligeable [Loisel et Stramski, 2000].

À cause du changement de la direction de propagation des photons dans le processus de diffusion, $b(\lambda)$ est issu de l'intégration de l'indicatrice de diffusion $\beta(\lambda, \psi)$ [$m^{-1}sr^{-1}$] dans tous les angles solides (4π) :

$$b(\lambda) = \int_0^{4\pi} \beta(\lambda, \psi) d\Omega \quad (1.12)$$

avec ψ l'angle de diffusion et Ω l'angle solide, où $\beta(\lambda, \psi)$ est l'une des IOPs fondamentales [Petzold, 1972; Mobley *et al.*, 2017].

Dans la télédétection de la couleur de l'océan, le capteur mesure uniquement la lumière réfléchie. Pour cela, dans la plupart des modèles de la couleur de l'océan, le coefficient de retrodiffusion $b_b(\lambda)$ [m^{-1}] est préférentiellement utilisé. Le coefficient $b_b(\lambda)$ est, par définition, l'intégrale de $\beta(\lambda, \psi)$ dans le sens inverse de la direction d'incidence [Mobley *et al.*, 2017] :

$$b_b(\lambda) = \int_{2\pi}^{4\pi} \beta(\lambda, \psi) d\Omega \quad (1.13)$$

En optique marine, les coefficients $a(\lambda)$ et $b_b(\lambda)$ (ou $b(\lambda)$) sont l'addition des contributions des différents composants optiquement actifs constituant l'eau marine [Jerlov, 1976] : le phytoplancton (Φ) [Bricaud *et al.*, 1995], les particules non-algales (NAP) [Bricaud *et al.*, 1998; Babin *et al.*, 2003b], les substances jaunes ($CDOM$) [Bricaud *et al.*, 1981] et l'eau de mer pure (w) [Morel, 1974; Pope et Fry, 1997]. Suivant les dépendances spécifiques entre les constituants de l'eau marine et leurs concentrations, les différents composants optiquement actifs contribueront plus ou moins dans les coefficients $a(\lambda)$ et $b_b(\lambda)$. Comme la dépendance

spectrale de la diffusion de la lumière par les particules algales (Φ) et non algales (NAP) est spectralement la même approximativement, il convient de les combiner dans le même terme de la diffusion de la matière particulaire (p) [Morel, 1988]. Les coefficients $a(\lambda)$ et $b_b(\lambda)$ se décomposent comme suit :

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_{CDOM}(\lambda) + a_{NAP}(\lambda) + a_{\Phi}(\lambda) \quad (1.14)$$

$$b_b(\lambda) = b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(\lambda) \quad (1.15)$$

1.4.2. Propriétés optiques apparentes

La réflectance émergente de l'eau marine (ρ_w) ou sa luminance (L_w) varient en fonction de la structure directionnelle du champ lumineux ambiant (structure zénith-azimut). En d'autres termes, elles sont des propriétés optiques apparentes (AOPs) dont la variation est en fonction de la nature et la concentration des constituants marins ainsi que de la distribution angulaire du champ lumineux comme définies par Preisendorfer [1976].

Elles font partie des AOPs les plus communément utilisées dans les mesures télédéteectées ou in-situ pour estimer les propriétés optiques des eaux marines. En télédétection, L_w est utilisée car elle est le seul paramètre, qui est mesuré indirectement par un capteur satellite. Suivant cela, des modèles inverses doivent être développés pour la relier aux IOPs et paramètres biogéochimiques.

Afin de bien assimiler la définition des AOPs, il convient de définir la réflectance $R(\lambda)$. La réflectance $R(\lambda)$ est le rapport de l'éclairement ascendant $E_u(\lambda, z)$ et de l'éclairement descendant $E_d(\lambda)$ [$Wm^{-2}nm^{-1}$] au niveau de l'interface air-mer [Morel et Prieur, 1977; Gordon et Morel, 1983] :

$$R(\lambda) = \frac{E_u(\lambda, z = 0^+)}{E_d(\lambda, z = 0^+)} \quad (1.16)$$

avec $E_d(\lambda, z = 0^+)$, la lumière incidente reçue dans une demi-hémisphère à la longueur d'onde λ par unité de surface au-dessus la profondeur ($z = 0^+$) et $E_u(\lambda, z = 0^+)$, la lumière renvoyée dans une demi-hémisphère à la longueur d'onde λ par unité de surface juste en-dessus de la surface ($z = 0^+$) comme le montre la figure 1.6.

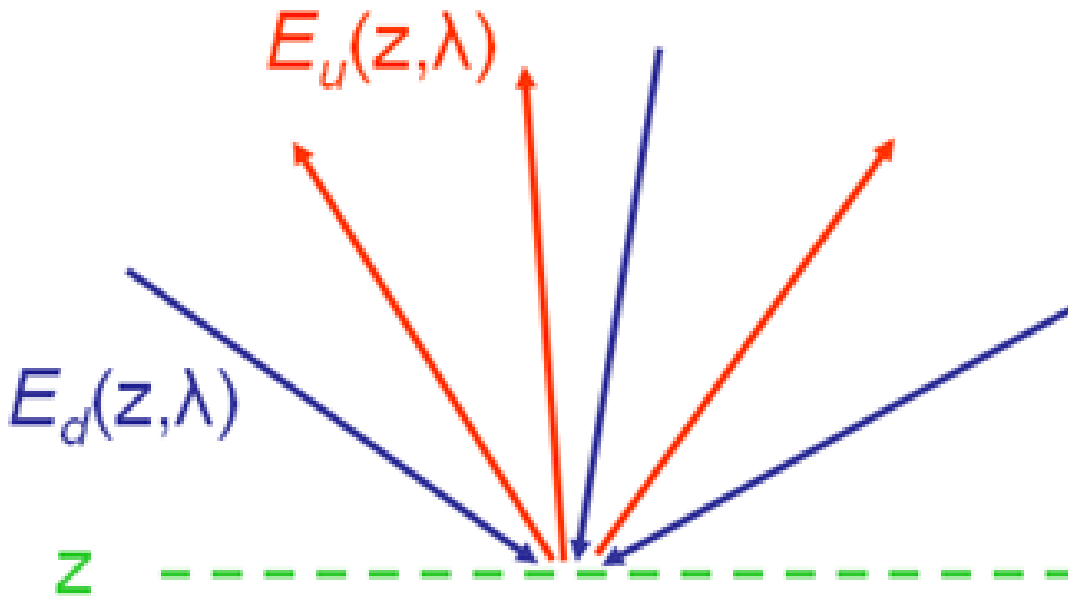


Figure 1.6. Schéma représentatif de $R(\lambda)$ et des éclairements $E_u(\lambda, z)$ et $E_d(\lambda, z)$ [Mobley *et al.*, 2017].

Les deux termes $E_d(\lambda, z)$ et $E_u(\lambda, z)$ varient significativement suivant les facteurs externes aux masses d'eau comme la couverture nuageuse, la vitesse du vent et la rugosité de la surface marine qui ne sont pas directement reliées au champ lumineux incident. Cependant, comme $R(\lambda)$ étant par définition un rapport, l'impact de ces facteurs externes à la masse d'eau sont négligeables à l'exception de la rugosité de la surface marine.

Parmi les AOPs se trouvent le coefficient de l'atténuation diffuse de l'éclairement descendant $K_d(\lambda, z)$ et le coefficient de l'atténuation diffuse de l'éclairement ascendant $K_u(\lambda, z)$ qui sont les gradients de décroissance de $E_d(\lambda, z)$ et de $E_u(\lambda, z)$:

$$K_d(\lambda, z) = -\frac{d \ln E_d(\lambda, z)}{dz} = -\frac{1}{E_d(\lambda, z)} \frac{dE_d(\lambda, z)}{dz} \quad (1.17)$$

$$K_u(\lambda, z) = -\frac{d \ln E_u(\lambda, z)}{dz} = -\frac{1}{E_u(\lambda, z)} \frac{dE_u(\lambda, z)}{dz} \quad (1.18)$$

En général, le coefficient $K_d(\lambda, z)$ est utilisé pour représenter la qualité optique des eaux marines et leurs transparences.

Le capteur mesure uniquement une fraction de $E_u(\lambda, z)$ dans un certain angle solide restreint suivant une certaine direction d'intérêt pour l'observateur, d'où le terme de $L_u(\lambda, \theta, \phi, z)$ [$Wm^{-2}sr^{-1}nm^{-1}$] avec θ et ϕ les angles zénithaux et azimutaux. La luminance

$L_u(\lambda, \theta, \phi, z)$ représente le flux lumineux renvoyé à la profondeur z dans la direction (θ, ϕ) par unité d'angle solide $\Delta\Omega$ et de surface. En estimant $L_u(\lambda, \theta, \phi, z)$ juste au-dessus de la surface ($z = 0^+$), elle devient $L_w(\lambda, \theta, \phi)$ suivant la transmission de $L_u(\lambda, \theta, \phi, z)$, à travers la surface comme le montre les deux schémas dans la figure 1.7. Par la suite, le rapport entre

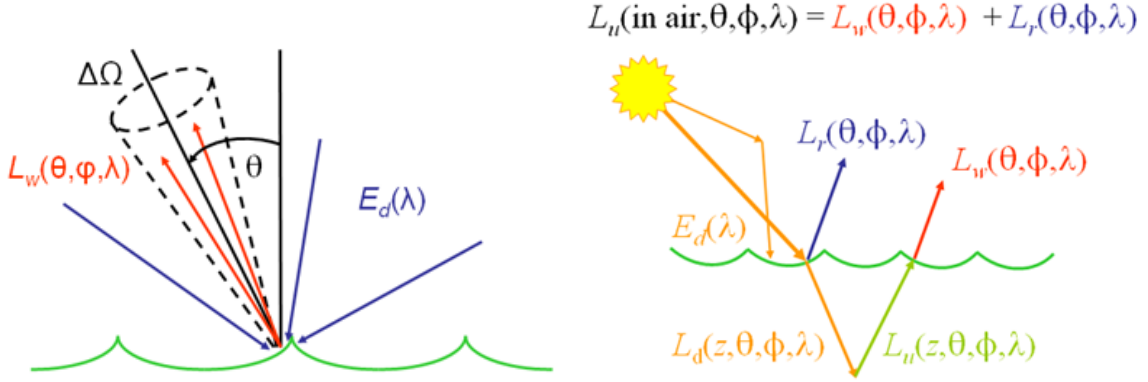


Figure 1.7. Schémas représentant la définition de la réflectance marine R_{rs} ou ρ_w [Mobley *et al.*, 2017].

la luminance $L_w(\lambda, \theta, \phi)$ et l'éclairement $E_d(\lambda)$, est utilisé pour avoir les deux termes faisant partie des AOPs, la réflectance émergente de l'eau marine $\rho_w(\lambda)$ ou la réflectance marine télédéetectée $R_{rs}(\lambda)$ [sr^{-1}]:

$$\rho_w(\lambda) = \pi R_{rs} = \frac{\pi L_w(\lambda, \theta, \phi)}{E_d(\lambda, z = 0^+)} \quad (1.19)$$

avec θ_s l'angle zénithal du soleil.

Quand la position du soleil est au zénith et la position d'observation (mesure) est au nadir, en absence de l'effet de l'atténuation atmosphérique et en considérant que la Terre est à une distance moyenne du Soleil, le terme de luminance observée $L_w(\lambda, \theta, \phi)$ est appelée la luminance normalisée émergente de l'eau marine $L_{wn}(\lambda)$ [Gordon et Clark, 1981; Morel et Gentili, 1996; Morel *et al.*, 2002].

Cette définition est appliquée dans la télédétection de la couleur de l'océan. Elle consiste à diviser la luminance mesurée par la transmission diffuse dans la direction

d'illumination $t_{d0}(\lambda)$ et multiplier par le rapport des distances Terre-Soleil actuelle et moyenne [Mobley *et al.*, 2016] comme suit :

$$L_{wn}(\lambda) = \left(\frac{R}{R_0}\right)^2 \frac{L_w(\lambda, \theta, \phi)}{\cos(\theta_s) t_{d0}(\lambda)} \quad (1.20)$$

où $\frac{R}{R_0}$ représente le rapport entre la distance actuelle R et la distance moyenne standard entre la Terre et le Soleil R_0 . Dans cette équation 1.20, en pratique, $t_{d0}(\lambda)$ est substituée par le rapport entre l'éclairement au niveau de la surface $E_d(\lambda)$ et l'éclairement solaire au niveau du sommet de l'atmosphère $F_0(\lambda)$:

$$t_{d0}(\lambda) = \frac{E_d(\lambda, z = 0^+)}{F_0(\lambda)} \quad (1.21)$$

Suivant la précédente définition, $L_w(\lambda, \theta, \phi)$ est normalisée par rapport aux conditions d'éclairement mais en partie. La luminance observée $L_w(\lambda, \theta, \phi)$ n'est pas isotropique et varie en fonction des conditions d'éclairement en addition des changements des IOPs et des effets de bidirectionalité (brdf). Afin de corriger l'effet de bidirectionalité et avoir la luminance normalisée exacte émergente de l'eau marine $L_{wn}^{ex}(\lambda)$ [Morel *et al.*, 2002; Mobley *et al.*, 2016], des facteurs de correction sont appliqués suivant les conditions d'éclairement (position du soleil et direction d'observation) et les conditions environnementales marines (IOPs) [Loisel et Morel, 2001; Morel *et al.*, 2002; Mobley *et al.*, 2016] :

$$L_{wn}^{ex}(\lambda) = L_{wn}(\lambda) \frac{\Re_0(W)}{\Re(\theta_v, W)} \frac{f_0(\tau_a, W, IOPs)}{Q_0(\tau_a, W, IOPs)} \left(\frac{f(\theta_s, \tau_a, W, IOPs)}{Q(\theta_s, \theta_v, \phi_v, \tau_a, W, IOPs)} \right)^{-1} \quad (1.22)$$

avec $\frac{\Re_0}{\Re}$ le rapport entre le facteur référence décrivant la transmission de surface (\Re_0) et le facteur \Re décrivant l'impact du vent (W) sur l'effet de réflexion et de transmission de la lumière lors de la pénétration de l'éclairement $E_d(\lambda, z = 0^+)$, $\frac{f}{Q}$ le rapport entre le facteur f décrivant la conversion de $E_d(\lambda, z = 0^-)$ en $E_u(\lambda, z = 0^-)$ juste en dessous de la surface et le facteur Q décrivant la distribution angulaire de la luminance ascendante ($L_u(\lambda, \theta, \phi)$), en fonction de $\theta_v, \phi_v, \theta_s$, l'atténuation atmosphérique (τ_a), W et les IOPs et le rapport $\frac{f_0}{Q_0}$ similaire au rapport $\frac{f}{Q}$ considérant le soleil au zénith et l'observation au nadir.

Après l'application de correction de l'effet de bidirectionalité la réflectance normalisée exacte émergente de l'eau marine $\rho_{wn}(\lambda)$ est estimée comme suit [Mobley *et al.*, 2016] :

$$\rho_{wn}(\lambda) = \pi R_{rs}(\lambda, \theta = 0, \theta_s = 0) = \frac{\pi L_{wn}^{ex}(\lambda)}{F_0(\lambda)} \quad (1.23)$$

Les réflectances $\rho_w(\lambda)$ et $R_{rs}(\lambda)$ sont les plus utilisées. Comme dit précédemment, en télédétection, elles sont utilisées pour estimer les IOPs et dans la télédétection de la couleur de l'océan car les instruments sont calibrés en terme de réflectance [Gordon et Wang, 1994b].

1.4.3. Lien entre propriétés optiques apparentes et inhérentes

En optique marine le lien entre les IOPs et les AOPs est bien connu et nécessite la transposition des grandeurs radiométriques, comme la réflectance, la luminance et l'éclairement, estimées en dessous de la surface vers celles estimées au-dessus de la surface [Zaneveld, 1995]. Ces grandeurs radiométriques diffèrent, suivant la surface. Celles au-dessus de la surface incluent les effets de l'interface air-mer, à l'inverse de celles en dessous de la surface.

Quand les luminances en dessous et au-dessus de la surface sont observées simultanément avec le même angle azimutal ϕ , la luminance ascendante juste en dessous de la surface (où $z = 0^-$) $L_u(\lambda, \theta', \phi, \theta_s, z = 0^-)$ suivant la direction θ' , peut être interpolée en luminance émergente de l'eau au-dessus de la surface (où $z = 0^+$) $L_w(\lambda, \theta, \phi, \theta_s)$ suivant la direction θ [Gordon et Morel, 1983; Morel et Gentili, 1996; Mobley, 1999] comme suit :

$$L_w(\lambda, \theta, \phi, \theta_s) = L_u(\lambda, \theta', \phi, \theta_s, z = 0^-) \frac{1 - \rho_f(\lambda, \theta', \theta)}{n(\lambda)^2} \quad (1.24)$$

avec $n(\lambda)$ l'indice de réfraction de l'eau et ρ_f la réflectance de Fresnel au niveau de l'interface air-mer, observée dans le sens mer-air.

En supposant une faible variation spectrale de $n(\lambda)$ et $\rho_f(\lambda, \theta', \theta)$, le rapport $\frac{(1 - \rho_f(\lambda, \theta', \theta))}{n(\lambda)^2}$ est de l'ordre de 0.544 [Austin et Halikas, 1976; Mobley, 1999]. Dans la même optique, les éclaircissements descendants observés en dessous $E_d(\lambda, z = 0^-)$ et au-dessus de la

surface marine $E_d(\lambda, z = 0^+)$ sont reliés entre eux par la relation suivante [Morel et Gentili, 1996] :

$$E_d(\lambda, z = 0^+) = E_d(\lambda, z = 0^-) \frac{1 - \bar{r}R(\lambda, z = 0^-)}{1 - \bar{\rho}(\theta, \theta')} \quad (1.25)$$

avec \bar{r} le coefficient de réflexion de l'éclairement ascendant de la mer vers l'air, $\bar{\rho}(\theta, \theta')$ le coefficient de réflexion de l'éclairement descendant de l'air vers la mer et $R(\lambda, z = 0^-)$ la réflectance en dessous de la surface marine ($\frac{E_u(\lambda, z=0^-)}{E_d(\lambda, z=0^-)}$).

À partir de l'équation 1.24 et de l'équation 1.25, $R_{rs}(\lambda)$ peut être écrite en fonction de la réflectance marine télédéteectée en dessous de la surface marine $r_{rs}(\lambda)$:

$$R_{rs}(\lambda) = \mathfrak{R} \frac{L_u(\lambda, \theta', \phi, \theta_s, z = 0^-)}{E_d(\lambda, z = 0^-)} = \mathfrak{R} r_{rs}(\lambda) \quad (1.26)$$

avec \mathfrak{R} comme suit :

$$\mathfrak{R} = \frac{1 - \rho_f(\lambda, \theta', \theta)}{n(\lambda)^2} \frac{1 - \bar{\rho}(\theta, \theta')}{1 - \bar{r}R(\lambda, z = 0^-)} \quad (1.27)$$

où le facteur \mathfrak{R} est sans dimension prenant en compte tous les effets de réflexion, réfraction et de transmission par la surface marine sous l'influence du vent, quand $E_d(\lambda, z = 0^+)$ est transmis à travers la surface pour donner $E_d(\lambda, z = 0^-)$, et $L_u(\lambda, \theta', \phi, \theta_s, z = 0^-)$ est transmise au-dessus de la surface pour donner $L_w(\lambda, \theta, \phi, \theta_s)$ [Mobley et al., 2016].

Quand la lumière incidente est très proche de la normale de la surface marine moyenne, les termes de l'équation 1.27 $1 - \rho_f(\lambda, \theta', \theta)$ et $1 - \bar{\rho}(\theta, \theta')$ sont appelés les transmissions de la mer vers l'air ($t(s, a)$) et de l'air vers la mer ($t(a, s)$) [Morel et Gentili, 1996]. En assumant une valeur moyenne de 3% pour $R(\lambda, z = 0^-)$, le terme de l'équation 1.27 $1 - \bar{r}R(\lambda, z = 0^-)$ est égal à une valeur de 0.985.

La plus grande incertitude est associée à $t(s, a)$ qui dépend fortement de l'état de la surface marine et par conséquent la vitesse du vent W . En assumant une surface marine parfaitement plate, avec une faible vitesse du vent et un angle d'incidence de la lumière normal à la surface marine moyenne, $t(s, a)$ est de l'ordre de 0.979. À partir de ces considérations, le facteur \mathfrak{R} peut être approximativement de l'ordre de 0.529. Cette approximation est considérée valide pour les eaux marines très turbides dominées par les sédiments en suspension [Doxaran et al., 2002].

Par la suite l'équation 1.26 peut être écrite autrement [Lee *et al.*, 1998] :

$$R_{rs} = \frac{t(a,s)t(s,a)}{n(\lambda)^2} \frac{R(\lambda, z = 0^-)}{(1 - \bar{r}R(\lambda, z = 0^-))Q(\lambda, \theta', \phi, \theta_s)} \quad (1.28)$$

avec $Q(\lambda, \theta', \phi, \theta_s)$ la fonction de la bidirectionnalité qui est définie comme étant le rapport $\frac{E_u(\lambda, z=0^-)}{L_u(\lambda, \theta', \phi, \theta_s, z=0^-)}$. En remplaçant les termes $R(\lambda, z = 0^-)$ et $Q(\lambda, \theta', \phi, \theta_s)$ dans l'équation 1.28 par leurs définitions $\frac{E_u(\lambda, z=0^-)}{E_d(\lambda, z=0^-)}$ et $\frac{E_u(\lambda, z=0^-)}{L_u(\lambda, \theta', \phi, \theta_s, z=0^-)}$ et après simplification, la relation entre $R_{rs}(\lambda)$ et $r_{rs}(\lambda)$ est obtenue :

$$R_{rs} = \frac{t(a,s)t(s,a)}{n(\lambda)^2} \frac{r_{rs}(\lambda)}{(1 - \bar{r}r_{rs}(\lambda))Q(\lambda, \theta', \phi, \theta_s)} \quad (1.29)$$

En assumant une surface marine parfaitement plate et un angle d'incidence de la lumière normal à la surface, le terme $\bar{r}r_{rs}(\lambda)Q(\lambda, \theta', \phi, \theta_s)$ est ignoré et la relation entre $R_{rs}(\lambda)$ et $r_{rs}(\lambda)$ devient linéaire [Morel et Gentili, 1996; Doxaran *et al.*, 2002]. Cependant suivant Lee *et al.* [1998], le terme $\bar{r}r_{rs}(\lambda)Q(\lambda, \theta', \phi, \theta_s)$ peut être non négligeable dans les eaux turbides et peu profondes.

En se basant sur les simulations de la théorie du transfert radiatif dans le modèle HydroLight [Mobley, 1989; Mobley et Sundman, 2013], le rapport $\frac{t(a,s)t(s,a)}{n(\lambda)^2}$ est approximativement égal à 0.52 et le produit $\bar{r}Q(\lambda, \theta', \phi, \theta_s)$ est approximativement égal à 1.7 pour un angle d'observation au nadir et pour des eaux marine optiquement profondes [Lee *et al.*, 1998, 1999, 2002]. Ces approximations servent à simplifier la relation entre $R_{rs}(\lambda)$ et $r_{rs}(\lambda)$ comme suit :

$$R_{rs}(\lambda) = \frac{0.52r_{rs}(\lambda)}{(1 - 1.7r_{rs}(\lambda))} \quad (1.30)$$

et inversement :

$$r_{rs}(\lambda) = \frac{R_{rs}(\lambda)}{(0.52 + 1.7R_{rs}(\lambda))} \quad (1.31)$$

Comme les IOPs et AOPs partagent la dépendance aux constituants de l'eau marine, elles sont étroitement liées. La réflectance de la surface marine peut être exprimée en fonction des coefficients $a(\lambda)$ et $b_b(\lambda)$ [Gordon *et al.*, 1975; Morel et Prieur, 1977; Gordon et Morel, 1983; Gordon *et al.*, 1988b]. En se basant sur la méthode de Monte-Carlo [Gordon

et al., 1975; Mobley, 1994c], $r_{rs}(\lambda)$ varie en fonction de $a(\lambda)$ et $b_b(\lambda)$ suivant une relation polynomiale largement dominée par le premier ordre d'où cette simplification :

$$r_{rs}(\lambda) = C \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda) + b_b(\lambda)} \quad (1.32)$$

avec C dépendant de plusieurs facteurs dont l'angle solaire zénithal. Cette relation a été très étudiée par la suite [Morel et Prieur, 1977; Gordon et Morel, 1983; Gordon *et al.*, 1988b] en concluant que la réflectance $R_{rs}(\lambda)$ au niveau de la surface se lie aux IOPs comme suit :

$$R_{rs}(\lambda) = \Re \frac{f_0(\lambda, \tau_a, W, IOPs)}{Q_0(\lambda, \tau_a, W, IOPs)} \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda) + b_b(\lambda)} \quad (1.33)$$

où $f(\lambda, \theta_s, \tau_a, W, IOPs)$ est le coefficient sans dimension décrivant la magnitude du flux de la lumière ascendante, dépendant de l'angle solaire zénithal, de la turbidité atmosphérique, de la vitesse du vent et des IOPs, dans une longueur d'onde λ . Il relie aussi $R(\lambda, z = 0^-)$ aux IOPs ($R(\lambda, z = 0^-) = f \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda)}$), traduisant la conversion de l'éclairement descendant, en éclairement ascendant [Mobley *et al.*, 2016], il varie entre 0.3 et 0.5 [Morel et Gentili, 1996]. $f_0(\lambda, \tau_a, W, IOPs)$ décrit le cas où la position du soleil est au zénith ($\theta_s = 0$), $Q(\lambda, \theta_s, \theta', \phi, \tau_a, W, IOPs)$ [sr] est par définition le rapport entre l'éclairement ascendant et la luminance ascendante en dessous de la surface ($\frac{E_u(\lambda, z=0^-)}{L_u(\lambda, \theta', \phi', z=0^-)}$) décrivant la distribution angulaire anisotrope (la fonction de bidirectionnalité) de $L_u(\lambda, \theta', \phi', z = 0^-)$ ($Q = \pi sr$ pour une luminance isotrope). Il varie entre 3 et 6sr [Morel et Gentili, 1996] et $Q_0(\lambda, \tau_a, W, IOPs)$ est le cas où le soleil est au zénith et l'observation est au nadir.

1.5. Classifications bio-optiques des eaux marines

La couleur de l'océan est sujette à de multiples influences des processus biologiques, physiques et chimiques [Rodier *et al.*, 2009]. En addition, de distinctes masses d'eau peuvent présenter des formes spectrales de réflectances marines quasi-similaires, problème d'unicité qui rend le signal marin difficile à interpréter [Moore *et al.*, 2001]. Cependant, des schémas de classification optique des types d'eau ont été établis dans le but d'essayer de les différencier

suivant leurs différentes propriétés optiques [Jerlov, 1951; Morel et Prieur, 1977; Moore *et al.*, 2001; Lubac et Loisel, 2007; Moore *et al.*, 2009; Vantrepotte *et al.*, 2012].

La classification optique des types d'eau marine présente un avantage pour améliorer l'estimation des paramètres biogéochimiques en appliquant des modèles bio-optiques spécifiques aux classes optiques [Loisel *et al.*, 2010; Woźniak *et al.*, 2010; Vantrepotte *et al.*, 2012]. Une méthode de classification optique a été suggérée dans les années 1950 par Jerlov [1951] qui classe les types d'eau en fonction de leurs coefficients d'atténuation. Plus tard, Morel et Prieur [1977] ont utilisé le rapport entre la concentration Chl-a et le coefficient $b(\lambda)$ comme critère pour discriminer les types de masses d'eau dominées par le phytoplancton et les matériaux qui lui sont associés (vivants, non vivants, particulaires ou dissous) appelées "les eaux du Cas-I", des autres types d'eau désignées par le terme "les eaux du Cas-II" comme le schématise le diagramme dans la figure 1.8.

Les eaux du Cas-II regroupent les eaux marines optiquement complexes qui sont dominées par de multiples et divers constituants de l'eau marine avec des indices de réfraction, formes et tailles distincts résultant en une large variabilité optique. Une telle variabilité rend impossible l'établissement de règles générales pour classer les eaux du Cas-II [Sathyendranath et Morel, 1983].

Toutefois, quelques auteurs ont suggéré de différencier les situations extrêmes, les eaux du Cas-II dominées par les substances jaunes et les eaux du Cas-II dominées par les sédiments [Loisel et Morel, 2001; Morel et Bélanger, 2006]. La classification optique telle qu'établie par Morel et Prieur [1977] a été d'une grande utilité pour aider à améliorer l'inversion des modèles bio-optiques suivant les types optiques d'eau [Mobley *et al.*, 2004; Siegel, 2005b,a].

Plus récemment, une méthode alternative a été adoptée pour classer les types bio-optiques de l'eau marine en se basant sur le degré d'appartenance de chaque pixel d'une image satellitaire en fonction de son spectre de réflectance par rapports aux spectres de références de chaque classe optique [Moore *et al.*, 2001, 2009]. Cette dernière méthode utilise l'approche de la logique floue [D'Alimonte *et al.*, 2003] qui permet d'éviter la distinction

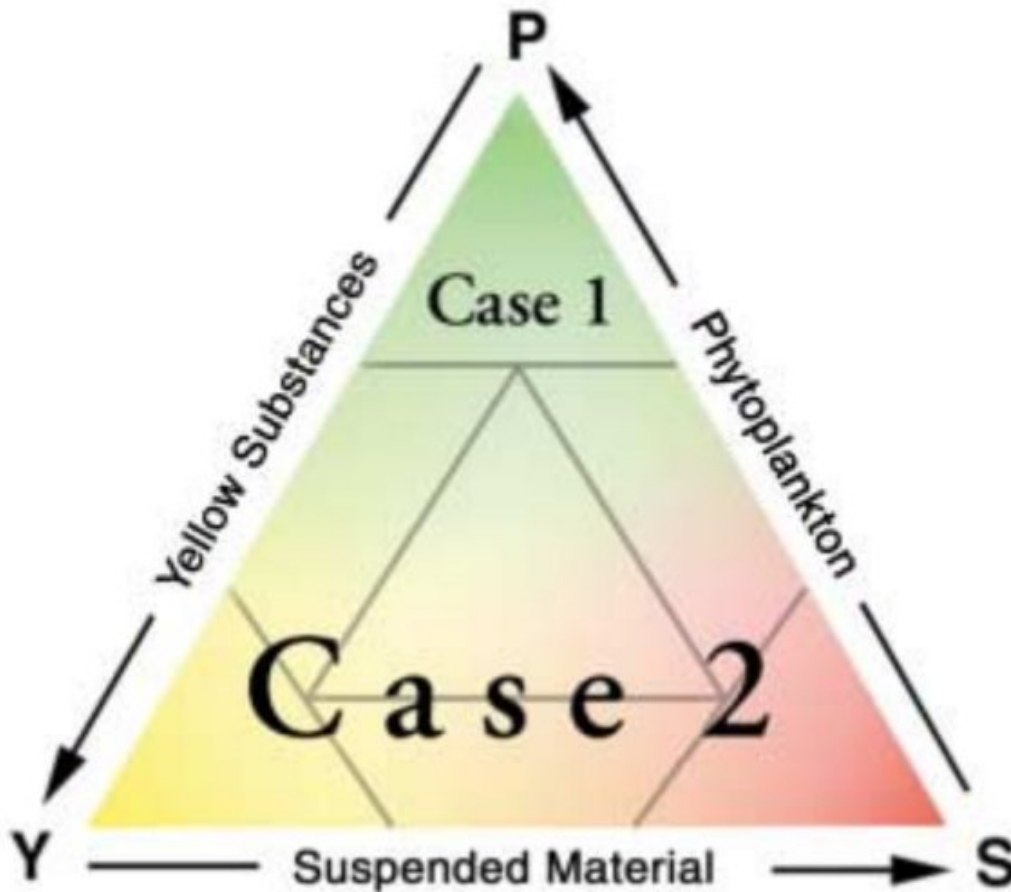


Figure 1.8. Diagramme de la représentation des eaux du Cas-I et du Cas-II suivant [Morel et Prieur \[1977\]](#) dans [\[IOCCG, 2000\]](#).

artificielle entre les eaux du Cas-I et les eaux du Cas-II [[Morel et Prieur, 1977](#)] et d'intégrer une large variabilité optique rencontrée dans l'environnement côtier.

Plus récemment une autre méthode a été suggérée par [Vantrepotte et al. \[2012\]](#). Cette méthode de classification est similaire à celle de [Moore et al. \[2001, 2009\]](#) mais en l'occurrence elle est basée sur l'utilisation de la forme spectrale de la réflectance marine à l'inverse de l'utilisation du spectre absolu de la réflectance marine. Les spectres de la réflectance dans cette méthode sont normalisés par rapport à l'intégrale de leur valeurs suivant la base de données utilisée pour la classification.

Comme observé par [Lubac et Loisel \[2007\]](#), la forme de la dérivée seconde des spectres de réflectance marine permet de discriminer la nature du constituant optiquement dominant à l'instar de la clarté de la colonne d'eau [[Mélin et Vantrepotte, 2015](#)]. De plus, un schéma

de classification basé sur la forme spectrale de la réflectance est particulièrement pertinent pour les eaux optiquement complexes où la magnitude du spectre de la réflectance est généralement corrélée avec la concentration de la MES (Matières en suspension, SPM) et non corrélée avec les autres constituants optiquement dominants de l'eau marine.

Actuellement une autre récente méthode de classification est proposée et utilisée dans le système du score de l'assurance de qualité (QAS) [Wei *et al.*, 2016]. Cette méthode se base sur la classification de spectres de R_{rs} normalisée par leurs racine carrée de la somme spectrale de R_{rs} au carrée respective qui varie entre 0 et 1. Cela conserve la forme spectrale dans le but d'avoir des spectres de références. Cependant ces spectres correspondent à une concentration en Chl-a variant entre 0.02 et 35 mg m³.

La classification se réfère à nombre de 23 classes suivant la méthode d'écart (gap) [Tibshirani *et al.*, 2001] correspondant approximativement au nombre de classes bio-optique de Forel-Ule suggérés il y a une centaine d'années [Arnone *et al.*, 2004]. Par la suite la méthode de classification non-supervisée K-means est appliquée pour grouper les spectres de R_{rs} normalisée en 23 classes bio-optiques [Lloyd, 1982] en déterminant le spectre centroïde de chaque classe et ses limites inférieures et supérieures [Wei *et al.*, 2016].

Ce système diffère des autres méthodes de classifications basées sur la distances euclidiennes [Moore *et al.*, 2001, 2009; Mélin et Vantrepotte, 2015] qui est insensible aux variations de la forme du spectre [Sohn *et al.*, 1999; Wei *et al.*, 2016].

1.6. Conclusion

La définition des grandeurs radiométriques : l'éclairement, la luminance et la réflectance conditionnées par la géométrie d'observation, a permis d'aborder la couleur de l'océan. Cette dernière est la signature optique des différents constituants de l'eau marine. Les constituants optiquement actifs sont le phytoplancton, la matière en suspension, les substances jaunes, l'eau de mer pure et les bulles d'air.

À partir de ce point, se définissent les propriétés optiques inhérentes à l'eau de mer dont la dépendance est exclusivement liée à la nature et les concentrations des constituants optiquement actifs. À l'inverse, les autres propriétés optiques apparentes dépendent du

champ de la distribution de la lumière : les angles d'observation et du soleil. Elles dépendent aussi des constituants optiquement actifs.

Dans la littérature de la couleur de l'océan et de l'optique marine, les coefficients d'absorption et de rétrodiffusion sont les principales propriétés optiques inhérentes largement utilisées dans la télédétection et l'étude in-situ de l'optique marine. Ces propriétés optiques inhérentes sont étroitement liées aux propriétés optiques apparentes dont les plus utilisées sont la réflectance télédéteectée (R_{rs}) ou la réflectance émergente de l'eau marine (ρ_w sans dimension).

Par la suite, les propriétés optiques permettent les classifications bio-optiques des eaux marines. Ces dernières permettent d'améliorer les modèles bio-optiques et d'avoir les constituants optiquement dominants de l'eau marine ainsi que leurs concentrations. Un autre rôle très important est l'étude de la qualité spectrale des mesures radiométriques ou l'étude de sensibilité des algorithmes comme ceux de correction atmosphérique (voir chapitre 5 ou 6).

Chapitre 2

Algorithmes de correction atmosphérique

2.1	Introduction	32
2.2	Propagation de la lumière dans l’atmosphère	32
2.2.1	Théorie du transfert radiatif	32
2.2.2	Modélisation des aérosols atmosphériques	35
2.3	Processus de correction atmosphérique	38
2.3.1	Décomposition du signal mesuré en haut de l’atmosphère	38
2.3.2	Principe de correction atmosphérique	42
2.3.3	Problématiques de correction atmosphérique	43
2.3.4	Approches de correction atmosphérique	43
2.4	Description des algorithmes de correction atmosphérique	46
2.4.1	Algorithme Baseline Atmospheric Correction	46
2.4.2	Algorithme Case 2 Regional-CoastColour	48
2.4.3	Algorithme Case 2 Regional-CoastColour Alternative Nets	49
2.4.4	Algorithme Polymer	50
2.4.5	Algorithme Standard de la NASA	51
2.4.6	Algorithme Ultra-Violet	53
2.4.7	Algorithme ACOLITE	54
2.4.8	Algorithme SWIR Extrapolation	55
2.5	Conclusion	56

2.1. Introduction

Les grandeurs radiométriques et la couleur de l’océan ont été introduites dans le chapitre 1. Dans ce qui va suivre, le phénomène d’émission sera omis dans la description de la propagation de la lumière à des fins de simplification. Dans ce chapitre est présenté un bref rappel, sur la propagation de la lumière dans l’atmosphère suivant la théorie du transfert radiatif et surtout les modèles utilisés pour représenter les aérosols atmosphériques. Il faut noter aussi que pour des raisons culturelles entre les deux communautés d’océanographes et d’atmosphériciens, les symboles peuvent être différents pour les mêmes termes qui sont présents dans le chapitre 1.

Par la suite, le processus de la correction atmosphérique est introduit par la décomposition du signal mesuré en haut de l’atmosphère, le principe de la correction atmosphérique, la problématique de la correction atmosphérique et la catégorisation des approches de la correction atmosphérique pouvant être utilisées au-dessus des eaux côtières en addition des eaux claires. Par la suite, les algorithmes de correction atmosphérique présents dans les travaux de la thèse sont décrits à la fin du chapitre.

2.2. Propagation de la lumière dans l’atmosphère

2.2.1. Théorie du transfert radiatif

En général, l’atmosphère est considérée comme une couche stratifiée verticalement délimitée par deux plans parallèles infinis suivant l’épaisseur élémentaire dz où l’épaisseur reste faible par rapport au rayon de courbure de la Terre [Mobley, 1994b; Mobley *et al.*, 2017]. Dans cette hypothèse, l’altitude z est variable. Il faudra noter que certains codes du transfert radiatif peuvent prendre en compte cette courbure de la Terre.

L’interaction de la lumière et la matière présente dans l’atmosphère est décrite suivant deux processus : l’absorption et la diffusion définies par le coefficient d’absorption $\sigma_{abs}(\lambda, z)$ et le coefficient de diffusion $\sigma_s(\lambda, z)$. La somme de ces deux coefficients donne le coefficient d’extinction $\sigma_{ext}(\lambda, z)$. Ainsi, les constituants composant le milieu à l’altitude z traversé par l’énergie lumineuse se caractérisent par :

— Leur coefficient d'extinction $\sigma_{ext}(\lambda, z)$ est défini par :

$$\sigma_{ext}(\lambda, z) = -\frac{1}{L(\lambda)} \frac{dL(\lambda)}{dz} \quad (2.1)$$

où dz est l'épaisseur du milieu traversé de la limite supérieure ($z + dz$), jusqu'à l'altitude z et $dL(\lambda)$ est la luminance après l'atténuation de $L(\lambda)$. Les photons issus de $L(\lambda)$ ont été perdus soit en étant absorbés ou diffusés vers d'autres directions après multiples diffusions par les composants du milieu. Sa dimension est l'inverse de la distance. L'intégration verticale de ce coefficient $\sigma_{ext}(\lambda, z)$ permet de calculer l'épaisseur optique $\tau(\lambda)$ comme suit :

$$\tau(\lambda, z) = \int_z^{\infty} \sigma_{ext}(\lambda, z) dz \quad (2.2)$$

L'épaisseur (ou la profondeur) optique τ est définie comme étant l'extinction intégrale de la lumière par la matière composant un milieu traversé. Elle est sans dimension. Elle décrit le degré de transparence du milieu en fonction de la charge (densité) de la matière dans le milieu. Il faut mentionner que les propriétés optiques d'extinction sont additives (propriétés optiques inhérentes). Dans l'atmosphère, $\tau(\lambda)$ peut être décomposée en plusieurs épaisseurs optiques qui peuvent être principalement spécifique a certaines longueurs d'onde : l'épaisseur optique du Rayleigh $\tau_r(\lambda)$ due à la diffusion de Rayleigh par les molécules de l'atmosphère qui est précisément estimée [Bodhaine *et al.*, 1999], l'épaisseur optique de l'ozone $\tau_{O_3}(\lambda)$ due à absorption des molécules d'ozone, l'épaisseur optique du dioxyde d'azote $\tau_{NO_2}(\lambda)$ due à l'absorption du dioxyde d'azote et l'épaisseur optique des aérosols $\tau_a(\lambda)$ due à l'absorption et à la diffusion des photons par les aérosols qui reste l'épaisseur optique la plus difficile à modéliser et estimer [Mobley *et al.*, 2016].

Les aérosols sont des particules atmosphériques plus larges que les molécules gazeuses, liquides ou solides en suspension dans l'atmosphère pendant des heures à des jours ou plus. Leur diamètre est compris entre 0.1 et 10 μm [Mobley *et al.*, 2016]. Par la suite, les propriétés optiques de constituants décrites.

- Leur fonction de phase $P(\lambda, \theta_s, \phi_s; \theta_v, \phi_v)$ est due à la diffusion de la lumière incidente par les composants du milieu. La fonction de phase de diffusion décrit la probabilité de diffusion d'un photon venant d'une direction (θ_s, ϕ_s) vers une direction (θ_v, ϕ_v) [Platt *et al.*, 2007]. Cette fonction dépend des propriétés du milieu diffusant impliquant l'intégrale angulaire et l'anisotropie de la diffusion comme le montre cette relation :

$$P(\lambda, \theta_s, \phi_s; \theta_v, \phi_v) = \frac{4\pi}{\sigma_s(\lambda, z)} p(\lambda, \theta_s, \phi_s; \theta_v, \phi_v) \quad (2.3)$$

où $p(\lambda, \theta_s, \phi_s; \theta_v, \phi_v)$ est la fonction de distribution angulaire de la diffusion des photons par les molécules ou les aérosols atmosphériques, représentant la distribution des photons diffusés en fonction de l'angle de diffusion et du coefficient de diffusion $\sigma_s(\lambda, z)$:

$$\sigma_s(\lambda, z) = \int_0^{2\pi} \int_0^\pi p(\lambda, \theta_s, \phi_s; \theta_v, \phi_v) d\Omega \quad (2.4)$$

La fonction de phase des molécules d'air $P_r(\lambda, \theta_s, \phi_s; \theta_v, \phi_v)$ est bien estimée à l'inverse de celle des aérosols $P_a(\lambda, \theta_s, \phi_s; \theta_v, \phi_v)$ qui est difficile à estimer car elle dépend fortement de la taille et à moindre mesure, de la forme (sphérique ou non sphérique) et de la structure des aérosols [Platt *et al.*, 2007].

- Leur albédo de diffusion simple $\omega_0(\lambda, z)$ qui est le rapport du coefficient de diffusion $\sigma_s(\lambda, z)$ et du coefficient d'extinction $\sigma_{ext}(\lambda, z)$:

$$\omega_0(\lambda, z) = \frac{\sigma_s}{\sigma_{ext}} \quad (2.5)$$

Il décrit la diffusivité du milieu. Il est généralement utilisé pour décrire le pouvoir diffusant des aérosols (diffusants ou absorbants) pour lesquels il varie entre 0.79 (aérosols absorbants de type suie) et 0.98 (aérosols marins) dans le visible [Shettle et Fenn, 1979; Dubovik *et al.*, 2000, 2002; Zagolski *et al.*, 2007; Eck *et al.*, 2010].

On s'appuie sur la théorie du transfert radiatif [Mobley, 1994a; Platt *et al.*, 2007] pour décrire l'évolution de l'énergie lumineuse dans le système océan-atmosphère. La théorie s'appuie sur les deux processus de l'absorption (perte) et de la diffusion (perte et gain). En

considérant la diffusion des photons dans toutes les directions avec z la normale à la surface océanique, en supposant que l'atmosphère est horizontalement homogène et en omettant la diffusion inélastique (énergie de la lumière incidente non conservée tel que la diffusion de Raman ou la fluorescence) dans toute la couche atmosphérique, la théorie du transfert radiatif est décrite par les caractéristiques précédemment citées dans l'équation suivante [Preisendorfer, 1976] :

$$\cos(\theta_s) \frac{dL(\lambda, \theta_v, \phi_v)}{d\tau(\lambda)} = -L(\lambda, \theta_v, \phi_v) + \frac{\omega_0(\lambda)}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 L(\lambda, \theta_s, \phi_s) P(\lambda, \theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v) d\cos(\theta) d\phi \quad (2.6)$$

où les deux termes de droite représentent le gain d'énergie lumineuse par diffusion et l'atténuation de l'énergie par extinction. Cette équation ne possède pas de solution analytique mais elle peut être intégrée numériquement pour trouver une solution [Mobley, 1994a].

En se basant sur l'hypothèse de diffusion simple, où les photons ne sont diffusés qu'une seule fois soit par les molécules de l'air, soit par les aérosols, l'équation du transfert radiatif devient facile à résoudre dont l'approximation en absence de l'océan est comme suit [Gordon et Wang, 1994b] :

$$L_a(\lambda) = \frac{\omega_a(\lambda) \tau_a(\lambda) P_a(\lambda, \theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v)}{4\cos(\theta_s)\cos(\theta_v)} \quad (2.7)$$

2.2.2. Modélisation des aérosols atmosphériques

En posant l'hypothèse que les aérosols sont strictement sphériques et homogènes, mais aussi en prenant en compte la taille des particules par rapport à la longueur d'onde, la théorie du transfert radiatif se base sur la théorie de Mie qui prend en compte la diffusion quelle que soit la géométrie de diffusion [Horvath, 2009]. La théorie du transfert radiatif est utilisée pour construire des tables pré-calculées de la réflectance des aérosols (ρ_A) et la transmission diffuse (t) à partir des propriétés optiques des aérosols [Gordon et Wang, 1994b].

La théorie de Mie permet de calculer la fonction de phase P_a , le coefficient de diffusion σ_s et le coefficient d'extinction σ_{ext} en se basant sur les caractéristiques suivantes :

1. Le volume relatif des particules supposés sphériques $v(r)$ dont la taille est égale ou inférieur à r , suivant la distribution en taille cumulative bi-log-normale [Ahmad *et al.*, 2010] qui est la somme des particules fines (rayon (r) < 1 μm) et grossières (large, r > 1 μm), associées avec les distributions log-normales comme suit :

$$v(r) = \frac{dV(r)}{dr} = \frac{1}{r} \frac{dV(r)}{d \ln(r)} = \sum_{i=1}^2 \frac{V_i}{\sqrt{2\pi}\sigma_i} e^{-\left(\frac{\ln(r)-\ln(r_{vi})}{\sqrt{2}\sigma_i}\right)^2} \quad (2.8)$$

où i est le mode (mode fin (f) ou grossier (c)), V_i est le volume total des particules suivant le mode i , r_{vi} est le rayon modal des particules et σ_i est l'écart-type géométrique suivant le mode. Il s'agit d'un modèle idéal de la distribution de taille des particules. Si on intègre cette loi de distribution pour toutes les tailles des particules pour les deux modes fin et grossier, on obtient :

$$\int_0^{\infty} v(r) dr = V_1 + V_2 = V_f + V_c = V \quad (2.9)$$

2. L'indice de réfraction complexe m_x qui est une propriété micro-physique dont la partie réelle décrit la diffusion et la partie imaginaire décrit l'absorption, soit :

$$m_x = m_r + im_i \quad (2.10)$$

Ces deux caractéristiques permettent de déterminer les propriétés micro-physiques des aérosols. Elles caractérisent l'impact de la composition chimique des aérosols sur la diffusion et l'absorption des photons par les particules. Les deux caractéristiques des propriétés micro-physiques, l'indice de réfraction complexe m_x et le volume relatif des particules $v(r)$ permettent de calculer les coefficients σ_s et σ_{ext} qui servent à leur tour à calculer d'autres propriétés optiques des aérosols [Deschamps *et al.*, 1983] qui sont :

- L'épaisseur optique des aérosols τ_a qui suppose une intégration sur une certaine distance et dans le cas de la colonne atmosphérique, une structure verticale des

aérosols. Elle est en lien avec le type d'aérosols, la distribution en tailles des particules $v(r)$ et la longueur d'onde, est généralement comprise entre 0.1 et 0.8 à la longueur d'onde de 440 nm [Dubovik *et al.*, 2002]. Elle peut être supérieure à 2 ($\lambda = 865$ nm) dans le cas d'une atmosphère très turbide chargée en aérosols [Deschamps *et al.*, 1983; Moulin *et al.*, 2001].

- La fonction de phase des aérosols P_a qui décrit la propriété anisotrope de la diffusion des photons par les aérosols.
- L'albédo de simple diffusion ω_0 qui varie peu en fonction de la longueur d'onde mais beaucoup plus en fonction de la nature diffusante des aérosols dépendant de leur composition chimique en lien avec l'indice de réfraction. Plus ω_0 est proche de 1, plus les aérosols sont diffusants.
- L'exposant d'Ångström α qui relie les propriétés microscopiques aux dépendances spectrales. Il est le rapport de deux épaisseurs optiques dans deux longueurs d'onde tel que :

$$\frac{\tau_a(\lambda_i)}{\tau_a(\lambda_j)} = \left(\frac{\lambda_i}{\lambda_j}\right)^{\alpha(\lambda_i, \lambda_j)} \quad (2.11)$$

où $\tau_a(\lambda_i)$ et $\tau_a(\lambda_j)$ sont les épaisseurs optiques à λ_i et λ_j . Il dépend du couple des longueurs d'onde. Il relie la taille des particules aux propriétés optiques spectrales. Il varie entre -0.2 et 4 pour de petites particules (particules de sulfates) et grosses (aérosols désertiques) [Shettle et Fenn, 1979; Gordon et Wang, 1994b; Zagolski *et al.*, 2007].

Ces quatre propriétés optiques des aérosols (τ_a , P_a , ω_0 et α) peuvent définir les modèles d'aérosols dont les caractéristiques (r_i , σ_i et m_x) varient, en plus, en fonction de l'humidité relative [Shettle et Fenn, 1979; Ahmad *et al.*, 2010]. En fait, comme α est simplement dérivé de τ_a qui est une valeur intégrée, les propriétés optiques strictement nécessaires sont P_a et ω_0 . Ces propriétés optiques sont requises pour déterminer L_a et t nécessaires pour accomplir la correction atmosphérique [Gordon et Wang, 1994b].

Historiquement dans le cadre de la correction atmosphérique standard appliquée à la couleur de l'océan, certains modèles d'aérosols sont répartis en plusieurs types : océanique qui est constitué majoritairement de sels marins, troposphérique qui est constitué de 70%

de particules marines solubles et le reste de particules de poussière, maritime qui est à 99% troposphérique et 1% océanique, côtier qui est à 99.5% troposphérique et 0.5% océanique, urbain qui est constitué de 80% de particules rurales et le reste de suies, en fonction du taux d'humidité (RH) : 50, 70, 90 et 99%, [Shettle et Fenn, 1979; Gordon et Wang, 1994b]. Ces modèles sont actuellement remplacés par 80 modèles dont la répartition se base sur 10 modes du volume de fraction fine des aérosols (f_v) et 8 RH (voir chapitre 3, section 3.4) [Ahmad *et al.*, 2010].

2.3. Processus de correction atmosphérique

2.3.1. Décomposition du signal mesuré en haut de l'atmosphère

Le signal mesuré en haut de l'atmosphère se décompose en plusieurs luminances [Gordon, 1997] :

$$L_{toa}(\lambda) = L_r(\lambda) + L_A(\lambda) + T(\lambda)L_g(\lambda) + t(\lambda)L_{wc}(\lambda) + t(\lambda) * L_w(\lambda) \quad (2.12)$$

où :

- $L_r(\lambda)$ est la luminance due à l'interaction entre les photons et les molécules d'air qui les diffusent en changeant leur direction de propagation (diffusion de Rayleigh) en supposant que les aérosols atmosphériques sont absents de l'atmosphère et n'interagissent pas avec les photons [Elterman, 1968]. Cette luminance $L_r(\lambda)$ est estimée, avec précision, en fonction des positions du capteur et du soleil, des propriétés de diffusion des molécules d'air qui sont bien connues et la quantité de molécules d'air à partir de la pression de surface [Elterman, 1968; Gordon *et al.*, 1988a; Gordon et Wang, 1992; Wang, 2002, 2005].
- $L_A(\lambda)$ est la luminance due à la diffusion multiple des aérosols (diffusion de Mie) :

$$L_A(\lambda) = L_a(\lambda) + L_{ra}(\lambda) \quad (2.13)$$

avec :

- $L_a(\lambda)$, la luminance due à la diffusion et l'absorption des photons par les aérosols atmosphériques où les molécules d'air sont absentes hypothétiquement [Deschamps *et al.*, 1983; Wang et Gordon, 1994]. Cette composante $L_a(\lambda)$ est la plus difficile à estimer dans le processus de correction atmosphérique [IOCCG, 2010] en comparaison avec $L_r(\lambda)$ à cause de la forte variation spatio-temporelle des aérosols ainsi que leur concentration (quantité des aérosols) et leurs propriétés d'absorption et de diffusion (nature des aérosols) [Dubovik *et al.*, 2002].
- $L_{ra}(\lambda)$, la luminance due à la diffusion des photons par les molécules d'air et puis par les aérosols ou inversement due à la diffusion par les aérosols et puis par les molécules d'air [Gordon et Wang, 1994b]. Comme $L_a(\lambda)$, cette luminance $L_{ra}(\lambda)$ est difficile à estimer. L'approche pour l'estimer consiste à utiliser la méthode de simulation du transfert radiatif Monte-Carlo ou une autre méthode par différentes simulations permettant de suivre le trajet des photons injectés dans le système océan-atmosphère et par la suite estimer la valeur de $L_{ra}(\lambda)$ [Antoine et Morel, 1998].
- $L_g(\lambda)$ est la luminance due à la réflexion spéculaire du soleil au niveau de l'interface air-mer (glint en anglais par rapport au reflet brillant du soleil sur la surface). Cette luminance est, a priori, modélisée en fonction de la géométrie d'observation et de la vitesse du vent [Cox et Munk, 1954]. Cependant, dans des cas très fréquents, $L_g(\lambda)$ est tellement forte ($> 0.5\%$ de $L_{toa}(\lambda)$) que les pixels contaminés sont directement écartés et non utilisables [Wang et Bailey, 2001]. Un autre moyen existe pour limiter $L_g(\lambda)$: décaler légèrement l'instrument au sens de l'orbite qui est le cas du capteur Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor (SeaWiFS) ou le centre du champ de visée vers l'ouest ce qui est le cas pour les capteurs MEdium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS) et OLCI [Gordon et Wang, 1994b; Nieke *et al.*, 2012].
- $L_{wc}(\lambda)$ est la luminance due à l'écume au sommet des vagues. Elle est proportionnellement dépendante de la fraction de surface contaminée par les écumes marines (moutons) qui varie elle aussi en fonction de la vitesse du vent [Koepke, 1984]. De plus récentes études ont remis en cause son aspect spectralement neutre en mettant en évidence sa dépendance à la longueur d'onde [Frouin *et al.*, 1996]. La

luminance $L_{wc}(\lambda)$ est généralement estimée en utilisant la vitesse du vent excluant de fortes valeurs [Monahan et Muircheartaigh, 1980; Gordon et Wang, 1994a; Vermote *et al.*, 1997] et en incluant la propagation des vagues de surface [Stramska et Petelski, 2003].

- T est la transmission directe [Gordon, 1997]. Elle est seulement utilisée dans le cas d'un parcours lumineux singulier ou dans un angle solide très étroit linéaire connectant la source et l'observateur du rayonnement lumineux. Autrement dit, le cas où les photons n'ont pas subi de diffusion due aux molécules d'air et aérosols. Cela est le cas de la réflexion spéculaire quand la surface marine est observée par le capteur spatial. Uniquement une surface étroite est observée comme étant la réflexion spéculaire du soleil. D'autres points de la surface marine peuvent l'être dans d'autres directions d'observation mais non observées par le capteur. Dans les deux cas, les luminances réfléchies par la surface marine se propagent dans certaines directions étroites bien déterminées suivant la position du soleil dans le ciel et la loi de réflexion [Mobley *et al.*, 2016]. À partir d'une direction différente du nadir θ_v , la transmission directe T est comme suit :

$$T = e^{-\frac{\tau}{\cos(\theta_v)}} \quad (2.14)$$

dont la géométrie de vue est analogue à celle de la loi de Beer-Lambert, pour la propagation d'un rayon lumineux à travers un milieu homogène, décrite dans l'équation suivante :

$$L(r) = L(0)e^{-cr} \quad (2.15)$$

où c le coefficient d'atténuation du rayonnement et r est la distance parcourue par le rayonnement. Dans le cas présent, $\tau = c r_a$ avec r_a la distance atmosphérique parcourue verticalement (vue au nadir) et $r = r_a / \cos(\theta_v)$ la longueur du parcours atmosphérique en direction de l'observation [Mobley *et al.*, 2016].

- t est la transmission diffuse. À partir d'une surface, chaque point diffuse une distribution ascendante de la luminance $L(\theta, \phi)$. Les luminances peuvent être diffusées par tous les points de la surface dans la direction d'intérêt via une seule diffusion. Les luminances diffuses hors du champ d'observation peuvent être aussi remplacées par

les luminances diffusées par les points environnant le point observé. La transmission diffuse t [Gordon et Morel, 1983; Gordon, 1997; Wang, 1999] dépend des propriétés de l'atmosphère et des directions de l'observation et de la distribution angulaire de L qui est généralement inconnue. Cette situation est analogue à celle de l'atténuation diffuse de l'éclairement descendant K_d (voir chapitre 1) avec la colonne d'eau d'un océan plat et parallèle qui est éclairé en tout point de la surface [Preisendorfer, 1976; Smith et Baker, 1981; Lee et al., 2005; Jamet et al., 2012]. Comme la luminance absorbée ou diffusée hors de la direction d'observation entre la source lumineuse (soleil) et le capteur peut être remplacée par la luminance des autres points de la surface et des autres directions, $t(\theta_v)$ sera plus grande que $T(\theta_v)$ (comme la transmission diffuse $e^{-K_d z}$ est toujours supérieur à la transmission direct e^{-cz}). La prise en compte de la distribution angulaire de L et du processus de diffusion rend l'estimation de t plus complexe que celle de T . La transmission diffuse $t(\lambda, \theta_v, \phi_v)$ de L dans une certaine direction d'observation (θ_v, ϕ_v) est définie comme suit :

$$t(\lambda, \theta_v, \phi_v) = \frac{L^{toa}(\lambda, \theta_v, \phi_v)}{L(\lambda, \theta_v, \phi_v)} \quad (2.16)$$

avec L^{toa} la luminance mesurée au niveau du capteur en haut de l'atmosphère et L la luminance mesurée au niveau de la surface de l'eau. L'une des méthodes de l'estimation de t est d'utiliser un modèle de transfert radiatif couplé océan-atmosphère pour calculer L^{toa} et L suivant une multitude de conditions atmosphériques et océaniques, différentes géométries du soleil et d'observation et différentes longueurs d'ondes. La transmission atmosphérique diffuse t peut être calculée approximativement en omettant l'impact des aérosols, par cette relation :

$$t(\lambda) = e^{-\frac{(\tau_r(\lambda)/2 + \tau_{oz}(\lambda) + (1 - \omega_0(\lambda)P(\lambda)\tau_a(\lambda)))}{\cos(\theta)}} \approx e^{-\frac{(\tau_r(\lambda)/2 + \tau_{oz}(\lambda))}{\cos(\theta)}} \quad (2.17)$$

où τ_r est l'épaisseur optique de Rayleigh, τ_{oz} est l'épaisseur optique de l'ozone. Cette relation suppose négligeable la contribution des aérosols [Gordon et Wang, 1994b; Yang et Gordon, 1997; Wang, 1999].

— $L_w(\lambda)$ est la luminance émergente de l'eau de mer due aux photons rétro-diffusés et rencontrant le capteur après pénétration des photons dans la mer et interaction avec ses constituants tel que les pigments composant le phytoplancton, les particules inorganiques en suspension et la matière humique ou fulvique dissoute colorée et après avoir subi l'atténuation dans l'atmosphère (voir chapitre 1) [Preisendorfer, 1976; Gordon *et al.*, 1988b]. C'est le paramètre qu'on cherche à déterminer à l'aide de la correction atmosphérique.

2.3.2. Principe de correction atmosphérique

En premier lieu, dans le processus de correction atmosphérique [IOCCG, 2010], la luminance $L_{toa}(\lambda)$ est convertie en réflectance $\rho_{toa}(\lambda)$ qui, pour rappel, est non mesurée directement et plus recommandée dans le processus de traitement de la couleur de l'océan télédéteectée car elle est sans dimension [Gordon et Wang, 1994b]. La conversion est décrite par cette relation :

$$\rho_{toa}(\lambda) = \frac{\pi L_{toa}(\lambda)}{E_0(\lambda) \cos(\theta_s)} \quad (2.18)$$

où θ_s est l'angle zénithal du soleil. Comme pour la décomposition de $L_{toa}(\lambda)$, ρ_{toa} se décompose en la somme de plusieurs réflectances avec la relation [Gordon et Wang, 1994b] :

$$\rho_{toa}(\lambda) = \rho_r(\lambda) + \rho_A(\lambda) + T(\lambda) * \rho_g(\lambda) + t(\lambda) * \rho_{wc}(\lambda) + t(\lambda) * \rho_w(\lambda) \quad (2.19)$$

Dans la discipline de la couleur de l'océan, le terme qui présente de l'intérêt est $\rho_w(\lambda)$ d'où l'équation suivante :

$$\rho_w(\lambda) = \frac{\rho_{rc}(\lambda) - \rho_A(\lambda)}{t(\lambda)} \quad (2.20)$$

où ρ_{rc} est la réflectance corrigée du Rayleigh obtenue après soustraction ρ_r , ρ_g et ρ_{wc} [Gordon, 1997; Wang et Bailey, 2001; Stramska et Petelski, 2003; Ahmad *et al.*, 2007]. Pour avoir la réflectance ρ_w , il faut donc estimer puis soustraire ρ_A et diviser par t . L'estimation de ρ_A et t reste le défi et objectif principal de la correction atmosphérique [Gordon et Wang, 1994b].

2.3.3. Problématiques de correction atmosphérique

Le signal marin ρ_w est relativement faible par rapport aux contributions atmosphériques ρ_A . ρ_w ne représente en général que 10% à 20% de $\rho_{toa}(\lambda)$ aux longueurs d'onde du bleu et du vert (400-560 nm) [IOCCG, 2010]. La marge d'erreur de la correction atmosphérique est de l'ordre de 20% au minimum [Antoine et Morel, 1999]. Une autre difficulté s'ajoute : l'estimation de la contribution de la réflectance du chemin atmosphérique $\rho_{path} (\rho_A + \rho_r)$ est très variable et difficile à estimer avec précision [IOCCG, 2010].

Au-dessus des eaux hauturières qualifiées de eaux du Cas-I ou eaux claires où les propriétés optiques sont dominées par le phytoplancton [Morel et Prieur, 1977], l'hypothèse du pixel noir dans le proche infra-rouge (NIR, entre 750 et 1000 nm) est valide. Elle permet d'estimer les modèles d'aérosols et leur épaisseur optique [Gordon et Wang, 1994b; Antoine et Morel, 1999] et ainsi effectuer la correction atmosphérique avec précision pour obtenir la couleur de l'eau ρ_w après extrapolation du NIR vers le visible [Gordon et Wang, 1994b].

En revanche, au-dessus des eaux côtières qualifiées de eaux du Cas-II, eaux turbides ou eaux optiquement complexes [Morel et Prieur, 1977; Sathyendranath et Platt, 1997; IOCCG, 2000], l'hypothèse du pixel noir dans le NIR n'est plus valide à cause de la contribution non-négligeable de ρ_w [IOCCG, 2010; Siegel *et al.*, 2000]. L'autre facteur est qu'au-dessus des eaux côtières, les aérosols sont présents en quantité et avec une nature plus complexe qu'au large (différents types, différentes sources et aérosols absorbants) [IOCCG, 2010]. En conséquence, l'approche classique de l'hypothèse du pixel noir dans le NIR tend à sur-estimer ρ_A , donnant par la suite une valeur négative de ρ_w , dans le bleu [Siegel *et al.*, 2000], qui est, par définition, non physiquement possible.

2.3.4. Approches de correction atmosphérique

Durant les trois dernières décennies, plusieurs approches de correction atmosphérique ont été développées pour les eaux turbides et peuvent être rangées en plusieurs catégories :

1. **Hypothèse du pixel noir dans le NIR** qui est l'approche classique utilisée depuis des décennies qui consiste à poser l'hypothèse du pixel noir dans le NIR afin de permettre la sélection des deux modèles d'aérosols les plus représentatifs dans les

tables pré-calculées (LUTs) et puis d'interpoler les paramètres de ces deux modèles pour avoir ρ_A et t dans toutes les longueurs d'onde. Ensuite il suffit de soustraire ρ_A et t pour obtenir ρ_w [Gordon et Wang, 1994b; Fukushima et al., 1998; Antoine et Morel, 1999].

2. **Hypothèse du pixel noir dans les courtes longueurs d'onde de l'infrarouge (SWIR, entre 750 et 2500 nm)** qui est similaire à l'approche précédente mais en se plaçant dans les bandes SWIR et non NIR. Cette approche peut être combinée à celle de l'hypothèse du pixel noir dans le NIR pour la correction des images de la couleur de l'eau [Wang et Shi, 2005; Shi et Wang, 2007; Wang et al., 2007; Wang et Shi, 2007; Shi et Wang, 2009; Wang et al., 2009; Dogliotti et Ruddick, 2011].
3. **Hypothèse du pixel noir sans utilisation des LUTs** qui est l'autre variante de la précédente approche basée sur l'hypothèse du pixel noir dans le SWIR [Shi et Wang, 2009] sans avoir recours aux modèles des aérosols. L'hypothèse du pixel noir dans le SWIR, l'Ultra-violet (UV) ou les bandes d'absorption de O_2 , sans ou en combinaison avec d'autres longueurs d'onde du visible, permet d'utiliser deux longueurs d'onde afin de calculer le paramètre de la diffusion multiple des aérosols [Wang, 2004; Gossn et al., 2017]. Le paramètre est ensuite utilisé pour faire l'extrapolation de ρ_A vers le visible à l'aide de relations spectrales de la réflectance ρ_A [Gordon, 1997; He et Chen, 2014; Gossn et al., 2017]. Par la suite t est déterminée approximativement en ne prenant pas en compte τ_a [Gordon et Morel, 1983]. Ensuite ρ_A est soustraite pour avoir ρ_w [Oo et al., 2008; He et al., 2012; Zhu et al., 2012; Chen et al., 2014; He et Chen, 2014; Vanhellefont et Ruddick, 2015; Ahn et al., 2016; Gossn et al., 2017; Ahn et al., 2018; Gossn et al., 2019].
4. **Hypothèse d'homogénéité spatiale** qui est basée sur la similarité spectrale de ρ_w dans le NIR qui est exprimée par le rapport de ρ_w normalisée par t aux deux longueurs d'onde du NIR et l'hypothèse du pixel noir dans le NIR ou le SWIR pour calculer le paramètre de la diffusion multiple des aérosols pour tous les pixels de la scène d'intérêt en supposant que la répartition d'un type d'aérosols est homogène. Ces paramètres supposés communs à toute la scène sont ensuite utilisés pour l'extrapolation de ρ_A

- dans le visible. De même, t est approximée et ρ_A est soustraite pour obtenir ρ_w [Hu *et al.*, 2000; Ruddick *et al.*, 2000, 2005; Vanhellemont et Ruddick, 2015].
5. **Schéma itératif de correction ou de la modélisation de la contribution de ρ_w dans le NIR** qui consiste à utiliser au début l'approche classique [Gordon et Wang, 1994b; Antoine et Morel, 1999]. Les valeurs obtenues de ρ_w permettent d'initialiser l'itération des calculs des propriétés optiques inhérentes aux longueurs d'onde du visible et apparentes dans le NIR en passant par les concentrations des composants optiquement actifs. En se basant sur des modèles bio-optiques ou des relations spectrales visible-NIR de ρ_w ou de ρ_A , la convergence du schéma itératif est requise pour déterminer et conserver les valeurs finales de ρ_w [Moore *et al.*, 1999; Siegel *et al.*, 2000; Stumpf *et al.*, 2003; Lavender *et al.*, 2005; Bailey *et al.*, 2010; Shanmugam, 2012; Wang *et al.*, 2013; Goyens *et al.*, 2013a; Jiang et Wang, 2014; Sanwlanani *et al.*, 2014; Singh et Shanmugam, 2014a,b; Jaelani *et al.*, 2015].
 6. **Inversion directe par réseaux de neurones** qui consiste à insérer directement ρ_{toa} ou ρ_{rc} pour estimer ρ_w . Les réseaux de neurones sont entraînés avec une large base de données représentatives des conditions pouvant être observées dans l'ensemble des eaux marines, soit en utilisant la simulation numérique des réflectances dans un système couplé océan-atmosphère, soit en utilisant les données in-situ des réflectances du couple océan-atmosphère ou bien en les combinant. Cette approche est flexible permettant de prendre en compte plusieurs paramètres d'entrée [Schiller et Doerffer, 1999; Doerffer et Schiller, 2007; Schroeder *et al.*, 2007; Brockmann *et al.*, 2016; Tian *et al.*, 2016; Fan *et al.*, 2017].
 7. **Optimisation spectrale** qui consiste à utiliser un processus itératif d'optimisation non linéaire pour minimiser les erreurs (incertitudes) statistiques. Elle se base sur l'utilisation d'un modèle de transfert radiatif du système couplé océan-atmosphère ou les réseaux de neurones en incluant d'autres contraintes statistiques comme la fonction de coût représentant la distance entre les valeurs en entrée de ρ_{toa} et ses valeurs estimées, ou tel que l'agencement des réseaux de neurones en différents sous réseaux. L'itération s'achève quand la plus optimale combinaison des propriétés de l'océan et de l'atmosphère est déterminée [Land et Haigh, 1996; Chomko et Gordon,

- 1998; Chomko *et al.*, 2003; Stamnes *et al.*, 2003; Jamet *et al.*, 2004, 2005; Brajard *et al.*, 2006, 2008; Kuchinke *et al.*, 2009; Steinmetz *et al.*, 2011; Brajard *et al.*, 2012; Pan *et al.*, 2017].
8. **Ajustement spectral** dont le concept est similaire à l'optimisation spectrale mais consiste à utiliser les LUTs des modèles d'aérosols couplées avec des modèles bio-optiques pour la partie océanique du couplage océan-atmosphère. Chaque modèle d'aérosol est sélectionné puis utilisé pour avoir ρ_A et t mais aussi une première estimation de ρ_w pour toutes les longueurs d'onde. Ces dernières sont comparées celles modélisées avec les modèles bio-optiques. Ainsi les réflectances ρ_w correspondant aux modèles présentant le moins d'écart sont conservées et moyennées [Gordon, 1997; Gao *et al.*, 2000; Moulin *et al.*, 2001; Shanmugam et Ahn, 2007; Mao *et al.*, 2013, 2014; Sterckx *et al.*, 2015; Rouquié *et al.*, 2017; De Keukelaere *et al.*, 2018].
9. **Analyse statistique multivariée** qui consiste à utiliser diverses méthodes d'analyses multivariées en se basant soit sur la méthode Bayésienne, soit sur la méthode d'analyse en composantes principales (PCA) ou sur la méthode de la ligne empirique afin d'avoir les prédictions statistiques de ρ_w en fonction de la distribution statistique et la variation statistique de ρ_A suivant les fonctions statistiques de chaque méthode [Bourdet et Frouin, 2014; Concha et Schott, 2014; Frouin et Pelletier, 2015; Saulquin *et al.*, 2016; Thompson *et al.*, 2016].

2.4. Description des algorithmes de correction atmosphérique

Après une synthèse sur le processus de correction atmosphérique et la présentation des différentes approches, les algorithmes de correction atmosphérique étudiés durant cette thèse sont décrits en détail.

2.4.1. Algorithme Baseline Atmospheric Correction

L'algorithme Baseline atmospheric correction, BLAC est issu de la combinaison de deux algorithmes distincts qui sont :

- Le NIR-AM99 développé pour OLCI [Antoine, 2010] qui est essentiellement basé sur l'algorithme de MERIS [Antoine et Morel, 2011] dont le schéma structurel n'a été développé que pour les eaux du Cas-I par Antoine et Morel [1998, 1999]. Après la

conversion de L_{toa} en ρ_{toa} , un filtre pour détecter les eaux turbides du Cas-II [Aiken et Moore, 2000] est appliqué pour ne laisser que les pixels des eaux claires du cas-I qui sont traités par le NIR-AM99. Pour commencer, les valeurs de ρ_{path} ($\rho_r + \rho_A$) à 779 nm et 865 nm sont estimées en utilisant l'hypothèse du pixel noir dans NIR. Le rapport entre ρ_{path} et ρ_r ($\rho_{path/r}$) est calculé à 779 nm et 865 nm. Pour N modèles d'aérosols, l'épaisseur optique des aérosols $\tau_a(865 \text{ nm})$ est calculée à partir du rapport en utilisant les LUTs des relations entre le rapport $\rho_{path/r}$ et $\tau_a(865 \text{ nm})$ suivant les modèles d'aérosols, λ , θ_s , θ_v et $\Delta\phi$. Par la suite, $\tau_a(779 \text{ nm})$ est calculée à partir de $\tau_a(865 \text{ nm})$ en utilisant des mêmes LUTs. Afin de sélectionner les deux modèles d'aérosols les plus adéquats m1 et m2, il faut que :

$$\rho_{path/r}^{m1}(779nm) < \rho_{path/r}^{actuel}(779nm) < \rho_{path/r}^{m2}(779nm) \quad (2.21)$$

Le rapport de mélange X (dans l'hypothèse qu'il ne dépend pas de λ) est calculé en interpolant $\rho_{path/r}^{actuel}(779 \text{ nm})$ par rapport à $\rho_{path/r}^{m1}(779 \text{ nm})$ et $\rho_{path/r}^{m2}(779 \text{ nm})$.

Par la suite le test des aérosols bleus [Nobileau et Antoine, 2005] est effectué à 510 nm. L'erreur de correction atmosphérique $\Delta\rho_w(510 \text{ nm})$ est estimée en utilisant X et $\rho_w(510 \text{ nm})$ présumée (dans l'hypothèse qu'elle varie faiblement en fonction de la Chl-a et qu'elle peut être estimée à partir des données mensuelles climatologiques). Si $\Delta\rho_w(510 \text{ nm})$ est supérieure à $\pm 2.10^{-3}$, les deux modèles m1 et m2 et X sont conservés. Sinon, il faut sélectionner un autre couple de modèles.

Pour les deux modèles d'aérosols confirmés, $\tau_a^{m1}(\lambda)$ et $\tau_a^{m2}(\lambda)$, pour toutes les longueurs d'ondes du visible sont calculées à partir de $\tau_a^{m1}(865 \text{ nm})$ et $\tau_a^{m2}(865 \text{ nm})$ en utilisant des LUTs. Les rapports $\rho_{path/r}^{m1}(\lambda)$ et $\rho_{path/r}^{m2}(\lambda)$ sont calculés à partir de $\tau_a^{m1}(865 \text{ nm})$ et $\tau_a^{m2}(865 \text{ nm})$. Puis $\rho_{path/r}(\lambda)$ sont estimés en interpolant X par rapport à $\rho_{path/r}^{m1}(\lambda)$ et $\rho_{path/r}^{m2}(\lambda)$.

De la même manière, $\tau_a(\lambda)$ sont estimées à partir de $\tau_a^{m1}(\lambda)$ et $\tau_a^{m2}(\lambda)$. Par la suite, $\rho_{path}(\lambda)$ sont estimées en multipliant $\rho_{path/r}(\lambda)$ par $\rho_r(\lambda)$. Après cela, $t(\lambda)$ sont calculées à partir des $\tau_a(\lambda)$ et d'autres données externes ou bien interpolées à partir des LUTs

pour améliorer l’algorithme. Finalement pour avoir les $\rho_w(\lambda)$, il faut soustraire les $\rho_{path}(\lambda)$ des $\rho_{toa}(\lambda)$ puis tout diviser par les $t(\lambda)$.

- Le BPAC développé pour OLCI [Moore et Lavender, 2010] qui est essentiellement basé sur l’algorithme de MERIS [Moore et al., 2017] dont le schéma a été développé pour les eaux du Cas-II par Moore et al. [1999] puis amélioré par Lavender et al. [2005]. L’objectif de cet algorithme est d’estimer ρ_w des eaux turbides dans le NIR puis la soustraire de ρ_{toa} pour avoir ρ_{path} et rejoindre le NIR-AM99 [Antoine et Morel, 2011]. Il exploite la différence entre les signatures spectrales des sédiments, du phytoplancton, des bulles et des aérosols afin de déterminer leurs contributions respectives à l’aide d’un schéma itératif en résolvant un système couplé océan-atmosphère.

Avant l’application de cet algorithme, un filtre est appliqué pour détecter les eaux du Cas-II [Moore et al., 1999; Aiken et Moore, 2000]. Ce filtre consiste à estimer $\rho_w(709 \text{ nm})$ en utilisant l’algorithme GW94 [Gordon et Wang, 1994b] puis la comparer aux valeurs maximales de $\rho_w(709 \text{ nm})$ présentes dans des LUTs. Si la valeur estimée est supérieure, le pixel est marqué comme eau du Cas-II et il est traité par le BPAC. Ensuite la correction de Rayleigh est réalisée en soustrayant ρ_r de ρ_{toa} à 709 nm, 781 nm, 865 nm et 885 nm.

Le BPAC commence par une estimation de $\rho_w(709 \text{ nm})$, $\rho_w(781 \text{ nm})$ et le coefficient d’Ångström α en utilisant des valeurs initiales du coefficient de rétrodiffusion des particules à 781 nm ($b_{bp}(781 \text{ nm})$). Si $\rho_w(781 \text{ nm})$ est inférieure à 0.15, une procédure itérative va utiliser la sélection des bandes basses (709, 781 et 865 nm) seulement. Si $\rho_w(781 \text{ nm})$ est supérieure à 0.02, une autre procédure itérative va utiliser la sélection des bandes hautes (781, 865 et 885 nm) seulement.

2.4.2. Algorithme Case 2 Regional-CoastColour

L’algorithme Case 2 Regional-CoastColour, C2R-CC est basé sur l’utilisation de 9 réseaux de neurones dont un est conçu pour effectuer la correction atmosphérique [Doerffer et Schiller, 2007] avec le couplage entre l’atmosphère et l’océan [Chami et al., 2001]. Les réseaux de neurones sont entraînés en utilisant un algorithme de la rétro-propagation des erreurs et des données simulées [Doerffer et Schiller, 2007] issues de modèles bio-optiques

[Doerffer et Schiller, 2007] et atmosphériques [Zagolski *et al.*, 2007; Aznay et Santer, 2009] en s'appuyant sur les codes de transfert radiatif dans l'océan Hydrolight [Mobley, 1994a] et dans l'atmosphère [Lenoble *et al.*, 2007].

La chaîne de traitement des réseaux de neurones prend comme données en entrée les réflectances atmosphériques aux conditions atmosphériques standards ρ_{tosa} où la pression atmosphérique au sol doit être de l'ordre de 1013.2 hPA en absence hypothétique des gazes absorbants (ainsi que l'ozone) :

$$\rho_{tosa} = \pi \frac{L_{tosa}}{E_{dtosa}} \quad (2.22)$$

avec L_{tosa} la luminance en haut de l'atmosphère standard et E_{dtosa} l'éclairement descendant en haut de l'atmosphère standard (F_0 dans les conditions atmosphériques standards). Ces derniers sont issus d'une chaîne de traitement à part dédiée et basée sur les longueurs d'onde nominales d'OLCI parce que les réseaux de neurones sont entraînés avec ces conditions atmosphériques standards. L'effet du "smile" : les différences de la longueur d'onde suivant la fauchée due à la juxtaposition des cinq caméras CCD où une variation linéaire et un saut de longueur d'onde entre deux caméras sont observés et corrigés à l'aide du modèle spectrale de la variation spectrale du centre de la longueur d'onde [Bourg *et al.*, 2008; Doerffer, 2015]. Ces derniers vont permettre l'interpolation des données mesurées en haut de l'atmosphère après conversion ρ_{tosa} des données télédéteectées de la couleur de l'océan ρ_w .

2.4.3. *Algorithme Case 2 Regional-CoastColour Alternative Nets*

L'algorithme de correction atmosphérique Case 2 Regional-CoastColour Alternative Nets, C2R-CCAltNets est quasi-similaire au C2R-CC avec quelques différences. Il est la nouvelle paramétrisation de C2R-CC développée à des fins de tests. Il est basé sur des modèles bio-optiques qui ont été revus et prenant en compte de nouvelles données simulées pour l'entraînement des réseaux de neurones.

Les modèles bio-optiques sont issus des résultats du projet ESA Case-2 Extreme Waters [Hieronymi *et al.*, 2016] prenant en compte des eaux extrêmement turbides. Un nouvel exposant pour le coefficient d'absorption des détritits a_d a été ajouté. La gamme de

variation de l'entraînement des réseaux de neurones a été étendue. Ainsi, la distribution des covariances et des fréquences a été élargie. Les eaux très rétro-diffusantes comme les eaux estuariennes ont été incluses.

Au niveau de la modélisation du système océan-atmosphère, le modèle Hydrolight est combiné au modèle atmosphérique développé pour le projet CoastColour (atmospheric CC) [Zagolski *et al.*, 2007; Aznay et Santer, 2009; Doerffer, 2015]. La procédure de l'entraînement des réseaux de neurones a été améliorée en incluant un nombre plus élevé d'échantillons d'entraînement avec un nombre d'échantillons plus dense et plus d'échantillons dont la concentration chlorophylle-a est basse. Le bruit des données de l'entraînement et l'architecture des réseaux de neurones ont été optimisés afin de réduire le bruit dans les données de sortie et la procédure d'interprétation [Doerffer, 2015; Brockmann *et al.*, 2016].

2.4.4. Algorithme Polymer

L'algorithme de correction atmosphérique Polymer [Steinmetz *et al.*, 2011] est conçu pour effectuer la correction atmosphérique en présence de la réflexion spéculaire du soleil en s'affranchissant de l'utilisation de la vitesse du vent. Il est basé aussi sur l'utilisation d'une relation polynomiale pour estimer la réflectance des aérosols, la réflectance du couplage entre la réflexion spéculaire du soleil et la diffusion de Rayleigh, la réflectance résiduelle de la réflexion spéculaire du soleil et la réflectance des écumes marines qui sont regroupées sous le même terme ρ_{poly} du polynôme [Steinmetz *et al.*, 2011, 2016] :

$$\rho_{poly}(\lambda) \approx T_0(\lambda)c_0 + c_1\lambda^{-1} + c_2\rho_r(\lambda) \quad (2.23)$$

où $T_0(\lambda)c_0$ représente la réflexion spéculaire du soleil résiduelle, $c_1\lambda^{-1}$ représente les aérosols et $c_2\rho_r(\lambda)$ représente le couplage entre la réflexion spéculaire du soleil et la diffusion de Rayleigh, et l'écume, avec T_0 la transmission directe, c_0 , c_1 et c_2 les paramètres de la relation polynomiale qui sont estimés à l'aide de la régression polynomiale en utilisant cinq longueurs d'onde au minimum en excluant le NIR et en privilégiant les courtes longueurs d'onde où la diffusion de Rayleigh domine pour raccourcir l'extrapolation spectrale dans le visible [Steinmetz *et al.*, 2011].

Le choix des courtes longueurs d'onde implique l'introduction du biais du fait de la contribution de ρ_w à ces courtes longueurs d'onde, dans l'estimation de ρ_{poly} . La fonction de coût (remplacent les réseaux de neurones dans la version initiale [Steinmetz et al., 2011]) et des modèles bio-optiques sont utilisés pour optimiser la détermination ρ_w représentant la meilleure solution et la concentration en chlorophylle-a après convergence du schéma itératif [Steinmetz et al., 2016]. La relation polynomiale cherche à estimer l'ensemble des contributions atmosphériques sans les distinguer dans le but de reproduire un équilibre entre elles dans la relation polynomiale [Steinmetz et al., 2011].

2.4.5. Algorithme Standard de la NASA

L'algorithme standard de correction atmosphérique de la NASA (l2gen), est la combinaison de deux algorithmes :

- NIR-GW94 AC développé originalement pour SeaWiFS. Cet algorithme repose sur l'hypothèse du pixel noir (valable seulement pour les eaux du Cas-I mais utilisé dans l'initialisation du schéma itératif dédié aux eaux du Cas-II) dans le NIR qui stipule que ρ_w dans les deux bandes NIR1 et NIR2 est nulle et que ρ_{toa} est essentiellement due aux aérosols présents dans l'atmosphère dans cette partie du spectre d'où :

$$\rho_{toa}(NIR1) - \rho_r(NIR1) = \rho_{rc}(NIR1) = \rho_{as}(NIR1) \quad (2.24)$$

$$\rho_{toa}(NIR2) - \rho_r(NIR2) = \rho_{rc}(NIR2) = \rho_{as}(NIR2) \quad (2.25)$$

où ρ_{rc} est la réflectance atmosphérique après la correction de Rayleigh et ρ_{as} est la réflectance atmosphérique en présence d'une diffusion simple. Elle est calculée approximativement par la relation 2.19. ρ_{as} des deux bandes NIR permet de calculer le paramètre de correction atmosphérique en considérant la diffusion simple ϵ avec cette relation :

$$\epsilon(NIR1, NIR2) = \frac{\rho_{as}(NIR1)}{\rho_{as}(NIR2)} \quad (2.26)$$

Ce paramètre permet de sélectionner les deux modèles d'aérosols dont les valeurs de $\epsilon(\text{NIR1}, \text{NIR2})$ sont les plus proches de $\epsilon(\text{NIR1}, \text{NIR2})$ puis d'interpoler $\alpha(\lambda, \text{NIR2})$ et $\tau_a(\text{NIR2})$ des longueurs d'onde dans le visible.

Pour avoir ρ_{as} dans le visible on extrapole $\rho_{as}(\lambda)$ pour chaque longueur d'onde du visible à partir de $\rho_{as}(\text{NIR})$ et $\alpha(\lambda, \text{NIR2})$ comme suit :

$$\rho_{as}(\lambda) = \rho_{as}(\text{NIR2}) \left(\frac{\lambda}{\text{NIR2}} \right)^{-\alpha(\lambda, \text{NIR2})} \quad (2.27)$$

Après cela, ρ_{as} est convertie en ρ_A en utilisant une relation polynomiale quadratique. Pour finir, il suffit de soustraire ρ_A de ρ_{rc} et d'interpoler la transmission diffuse t à partir de LUT pour avoir ρ_w .

- STD (NIR Correction Scheme) AC qui consiste en un schéma itératif dont le but est d'estimer la contribution de ρ_w dans le NIR et d'identifier le modèle des aérosols afin d'estimer la réflectance de ces derniers et de les soustraire dans les autres longueurs d'onde dans le visible [Gordon et Wang, 1994b]. Le schéma itératif est basé sur la méthode développée par Stumpf *et al.* [2003] et améliorée par Bailey *et al.* [2010].

En supposant que l'hypothèse du pixel noir est valable dans le NIR, $\rho_w(764\text{nm})$ et $\rho_w(865\text{nm})$ sont nulles. La correction atmosphérique est appliquée suivant le NIR-GW94 AC afin d'estimer $\rho_w(\lambda)$ pour toutes les longueurs d'onde. Le schéma itératif est initialisé avec $\rho_w(443\text{nm})$ et $\rho_w(560\text{nm})$ pour évaluer le paramètre η avec la relation empirique suivante [Lee *et al.*, 2010] :

$$\eta = 2 \left(1 - 1.2 e^{0.9 \frac{\rho_w(443\text{nm})}{\rho_w(560\text{nm})}} \right) \quad (2.28)$$

Les estimations initiales de $\rho_w(\lambda)$ sont utilisées pour estimer la concentration de chlorophylle-a (Chl-a) suivant l'algorithme de type OC4-Me dédié au capteur OLCI [O'Reilly *et al.*, 1998]. Chl-a ainsi estimée sert à obtenir le coefficient d'absorption à 670 nm ($a(670\text{nm})$) en utilisant la relation empirique suivante [Bailey *et al.*, 2010] :

$$a(670\text{nm}) = e^{0.9389 \ln(\text{Chl-a}) - 3.7589} + a_w(670\text{nm}) \quad (2.29)$$

où $a_w(670nm)$ est le coefficient d'absorption de l'eau marine pure à 670 nm et qui vaut $0.439 m^{-1}$ [Pope et Fry, 1997]. $a(670nm)$ et $\rho_w(670nm)$ sont utilisées afin d'avoir le coefficient de rétrodiffusion à 670 nm ($b_b(670nm)$), qui est défini par :

$$b_b(670nm) = b_{bw}(670nm) + b_{bp}(670nm) \quad (2.30)$$

avec b_{bw} et b_{bp} , les coefficients de rétrodiffusion de l'eau marine pure et des particules. Par la suite, η est utilisée pour calculer $b_b(765nm)$ suivant la relation [Bailey et al., 2010] :

$$b_b(765nm) = b_{bw}(765nm) + b_{bp}(670nm) \left(\frac{670nm}{765nm} \right)^\eta \quad (2.31)$$

De la même manière, $b_b(865nm)$ est calculé suivant le paramètre η et l'équation ci-dessus. Dans l'étape qui suit, $b_b(765nm)$ et $a(765nm) = a_w(765nm)$ en l'hypothèse du pixel noir sont utilisés pour recalculer $\rho_w(765nm)$. De la même façon, $\rho_w(865nm)$ est recalculée à partir de $b_b(865nm)$ et $a_w(865nm)$. Les ρ_w à 765 et 865 nm ainsi recalculées sont soustraites de ρ_{toa} à 765 et 865 nm et la correction atmosphérique du pixel noir [Gordon et Wang, 1994b] est répétée.

Ainsi s'achève la première itération avec l'estimation des nouvelles $\rho_w(\lambda)$ et une autre itération débute avec un nouveau calcul du paramètre η comme décrit précédemment et le même schéma. D'autres itérations peuvent suivre jusqu'à convergence où $\rho_w(765nm)$ d'une itération présente une différence inférieure à 2%. Au maximum il ne peut y avoir que 10 cycles [Bailey et al., 2010; Mobley et al., 2016].

2.4.6. Algorithme Ultra-Violet

L'algorithme de correction atmosphérique Ultra-Violet Atmospheric Correction, UVAC, originalement développé pour le capteur Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), est basé sur l'hypothèse du pixel noir dans l'UV ($\lambda = 412 nm$). Cette hypothèse est valide du fait que dans les eaux du Cas-II le coefficient

d'absorption de la matière organique dissoute colorée a_{CDOM} rend la contribution de ρ_w négligeable d'où l'équation suivante :

$$\rho_{rc}(UV) = \rho_A(UV) \quad (2.32)$$

avec UV, une longueur d'onde dans l'UV [He *et al.*, 2012].

Ensuite, ρ_A est estimée dans les longueurs d'onde du NIR en utilisant le modèle d'extrapolation de ρ_A développé par Wang et Gordon [1994] comme suit :

$$\rho_A(NIR2) = \rho_A(UV)\epsilon(NIR1, NIR2)^{-\frac{NIR2-UV}{NIR2-NIR1}} \quad (2.33)$$

avec NIR1 et NIR2, deux longueurs d'onde dans le NIR et $\epsilon(NIR1, NIR2)$, le rapport de ρ_{rc} à deux longueurs d'onde dans le NIR d'où :

$$\epsilon(NIR1, NIR2) = \frac{\rho_{rc}(NIR1)}{\rho_{rc}(NIR2)} \quad (2.34)$$

En assumant que les aérosols sont blancs dont le spectre est plat, alors ρ_A , pour toutes les longueurs d'onde, est égale à $\rho_A(NIR2)$ [He *et al.*, 2012]. Par la suite, t est déterminée approximativement en ne prenant pas en compte τ_a [Gordon et Morel, 1983] et soustraite avec ρ_A pour avoir ρ_w (équation 2.20). L'estimation de $\rho_A(UV)$ aura tendance à sur-estimer $\rho_A(NIR2)$. Mais à l'inverse $\epsilon(NIR1, NIR2)$ aura tendance à le sous-estimer. Cet effet de compensation est supposé permettre d'estimer convenablement $\rho_A(NIR2)$ [He *et al.*, 2012].

2.4.7. Algorithme ACOLITE

L'algorithme Aerosol Correction for High-Resolution Satellite, ACOLITE, est basé sur l'hypothèse du pixel noir dans le SWIR [Shi et Wang, 2009]. Cette hypothèse est valide du fait que dans les eaux du Cas-I ou du Cas-II, le coefficient d'absorption de l'eau pure est tellement grand que la contribution de ρ_w est négligeable d'où l'équation suivante :

$$\rho_{rc}(SWIR1) = \rho_A(SWIR1) \quad (2.35)$$

$$\rho_{rc}(SWIR2) = \rho_A(SWIR2) \quad (2.36)$$

avec SWIR1 et SWIR2, deux longueurs d'onde du SWIR [Vanhellemont et Ruddick, 2015].

Ensuite, ρ_A est estimée dans les autres longueurs d'onde λ en utilisant le modèle d'extrapolation de ρ_A développé par Wang et Gordon [1994] comme suit :

$$\rho_A(\lambda) = \rho_{rc}(\lambda) - \rho_A(\text{SWIR2})\epsilon(\text{SWIR1}, \text{SWIR2})^{\frac{\text{SWIR2}-\lambda}{\text{SWIR2}-\text{SWIR1}}} \quad (2.37)$$

avec $\epsilon(\text{SWIR1}, \text{SWIR2})$ le rapport de ρ_{rc} à deux longueurs d'onde du SWIR d'où :

$$\epsilon(\text{SWIR1}, \text{SWIR2}) = \frac{\rho_{rc}(\text{SWIR1})}{\rho_{rc}(\text{SWIR2})} \quad (2.38)$$

Par la suite t , est déterminée approximativement en ne prenant pas en compte τ_a [Gordon et Morel, 1983] et soustraite avec ρ_A pour avoir ρ_w [Vanhellemont et Ruddick, 2015].

2.4.8. Algorithme SWIR Extrapolation

L'algorithme SWIR Extrapolation Atmospheric Correction SWIREAC, est similaire à l'ACOLITE. On pose :

$$\rho_{rc}(\text{SWIR}) = \rho_{ref}(\text{SWIR}) \quad (2.39)$$

avec SWIR, les longueurs d'onde dans le SWIR et ρ_{ref} la réflectance de référence pour estimer la réflectance des aérosols suivant la loi exponentielle. Cela implique qu'en hypothèse la variation de la réflectance des aérosols en fonction de la longueur d'onde est exponentielle [He et Chen, 2014]. Ensuite, ρ_{ref} est utilisée pour déterminer les paramètres de la régression exponentielle a et b . Le but est de faire l'extrapolation de la réflectance des aérosols du SWIR vers le visible avec la relation exponentielle qui suit :

$$\rho_{ref}(\text{SWIR}) = ae^{\text{SWIR}b} \quad (2.40)$$

Ensuite a et b sont utilisés pour faire l'extrapolation de ρ_A dans les autres longueurs d'onde λ avec la même relation exponentielle comme suit :

$$\rho_{ref}(\lambda) = ae^{\lambda b} \quad (2.41)$$

Par la suite t est déterminée approximativement en ne prenant pas en compte τ_a [Gordon et Morel, 1983] et ρ_A est soustraite pour avoir ρ_w [He et Chen, 2014].

2.5. Conclusion

La théorie du transfert radiatif décrit la propagation de la lumière dans un milieu comme l'atmosphère. Dans cette dernière, la lumière se propage suivant les propriétés optiques de l'atmosphère. Ainsi, elle permet la modélisation des aérosols suivant ces propriétés optiques. Les deux précédentes notions n'ont pas été appliquées durant la thèse mais elles ont permis d'introduire le processus de correction atmosphérique.

La correction atmosphérique se base sur la décomposition du signal mesuré en haut de l'atmosphère et l'estimation de la contribution des aérosols qui domine ce signal mesuré en haut de l'atmosphère. Le signal marin reste faible par rapport au signal atmosphérique d'où l'une des problématiques de correction atmosphérique. La contribution des aérosols est plus difficile à estimer au-dessus des eaux turbides car plus complexes et présents par rapport au large, d'où un autre grand challenge.

L'état de l'art de correction atmosphérique a permis de revoir les approches de l'estimation de la contribution des aérosols au-dessus des eaux turbides ainsi que les eaux claires, en neuf grandes catégories. Parmi ces neuf, huit algorithmes ont été décrits dans le but d'introduire l'exercice d'inter-comparaison des algorithmes de correction atmosphérique du capteur OLCI au-dessus des eaux turbides (voir chapitre 5) et les relations spectrales de la réflectance des aérosols pour la synergie OLCI-SLSTR dans le chapitre 6.

Chapitre 3

Données de la couleur de l'océan

3.1	Introduction	57
3.2	Couleur de l'océan in-situ	58
3.2.1	Zones d'étude	59
3.2.2	ASD FieldSpec 4	61
3.2.3	TriOS-RAMSES above-water	67
3.2.4	TriOS-RAMSES in-water	70
3.3	Couleur de l'océan télédéteectée	72
3.3.1	Sentinel-3	73
3.3.2	OLCI	75
3.3.3	Synergie OLCI-SLSTR	77
3.3.4	Images satellitaires d'OLCI L2	80
3.4	Couleur de l'océan simulée	81
3.4.1	Modèles d'aérosols et profil de l'atmosphère	81
3.4.2	Modèles bio-optiques et base de données synthétiques des IOPs	81
3.4.3	Procédure de la simulation de la couleur de l'océan	82
3.5	Conclusion	84

3.1. Introduction

Dans le domaine de la couleur de l'océan, les données peuvent être mesurées sur le terrain [Mueller *et al.*, 2003c,b,a, 2004] ou télédéteectées par les capteurs aéroportés

ou spatio-portés. De plus les données de la couleur de l'océan peuvent être simulées [IOCCG, 2006] sans ou avec la présence de l'atmosphère [IOCCG, 2010]. En général, les données de la couleur de l'océan mesurées in-situ (mesures radiométriques ou OCR) sont utilisées pour une meilleure connaissance du système, le développement d'algorithmes, la validation des produits et l'amélioration de la métrologie des mesures radiométriques in-situ [Ruddick *et al.*, 2006a,b] via l'exercice de fermeture, le rapprochement des différentes mesures radiométriques (Closure exercise en anglais) [Tzortziou *et al.*, 2006; Zibordi *et al.*, 2012; Garaba et Zielinski, 2013; Garaba *et al.*, 2015].

Par la suite les OCR sont utilisées en addition des mesures télédéteectées pour évaluer et étudier la sensibilité des différents algorithmes de correction atmosphérique via l'exercice de co-localisation (Match-up exercise en anglais) entre les mesures de la couleur de l'océan in-situ et les produits satellites de niveau L2 après calibration radiométrique, géolocalisation et correction atmosphérique des images satellites prises par les capteurs de la couleur de l'océan.

En revanche dans, la plupart du temps, un recours aux données simulées de la couleur de l'océan est effectué dans le but de tester, d'évaluer et de développer des algorithmes de traitement de la couleur de l'océan [IOCCG, 2006, 2010] en l'occurrence les algorithmes de correction atmosphérique d'où ce chapitre. Dans ce chapitre, les différents types de données de la couleur de l'océan utilisés dans la thèse sont exposés et détaillés.

3.2. Couleur de l'océan in-situ

Afin d'évaluer et d'améliorer la correction atmosphérique du capteur OLCI [Nieke *et al.*, 2012], des mesures radiométriques in-situ de la couleur de l'océan ont été conduites dans deux zones d'études contrastées [Szeto *et al.*, 2011] : la Manche orientale et la Guyane Française. Les mesures in-situ ont été mesurées, en utilisant trois instruments : ASD FieldSpec 4, le TriOS-RAMSES above-water et le TriOS-RAMSES in-water. Le but dans un premier temps, est de faire l'inter-comparaison des mesures radiométriques de la couleur l'océan à partir de trois systèmes de mesures. Un deuxième but est d'utiliser ces mesures in-situ pour évaluer les algorithmes officiels ESA de correction atmosphérique [Moore *et al.*, 1999] avec les algorithmes alternatifs de correction atmosphérique [Bailey *et al.*, 2010;

Steinmetz *et al.*, 2011; Brockmann *et al.*, 2016] au niveau des eaux côtières optiquement complexes des deux zones d'étude [Mograne *et al.*, 2019].

3.2.1. Zones d'étude

Des campagnes en mer ont été conduites entre mai 2016 et novembre 2017 dans les deux zones d'étude. Les zones d'étude dans la présente thèse regroupent deux régions : la Manche orientale et la Guyane Française. La figure 3.1 montre la localisation des stations lors des campagnes en mer en Manche orientale (la carte du haut dans la figure 3.1) et en Guyane Française (la carte du bas dans la figure 3.1). Au niveau de la Manche orientale, la plupart des stations se trouvent dans la partie nord-est de la Manche à l'exception de deux stations dans la baie de Somme et quatre dans la baie de Seine. Pour la Guyane Française, toutes les stations se situent dans la partie côtière proche de Cayenne sauf six stations qui sont localisées dans la rivière Mahury.

La région de la Manche orientale est sujette à un climat tempéré et la salinité des eaux est modérée sous influence des rivières de la Seine et de l'Escault. Cette région est influencée par des marées très fortes, des flux de rivières, une faible profondeur permettant une forte remise en suspension de la matière particulaire, un fort mélange des masses d'eau et un intense efflorescence phytoplanctonique printanier. Ces derniers facteurs environnementaux rendent les eaux marines de la Manche orientale, modérément turbides [Lubac et Loisel, 2007].

La région de la Guyane Française présente un climat tropical où les eaux marines sont fortement sous influence du fleuve de l'Amazonie en plus d'autres rivières locales comme le Mahury. Cette région marine est sujette au courant équatorial sud qui est un courant chaud, s'écoulant d'est en ouest entre l'équateur et le 20^{ème} parallèle sud et se trouvant dans l'océan Atlantique.

Dans cette région de la Guyane Française, les eaux côtières sont influencées par un fort débit d'eau douce, une très faible bathymétrie, des marées très fortes, un fort gradient de mélange des masses d'eau, et la migration des bancs de boues [Vantrepotte *et al.*, 2011, 2013]. Pour ces raisons, les eaux côtières de la Guyane Française sont considérées comme des eaux très turbides (parfois extrêmement turbides) [Loisel *et al.*, 2009].

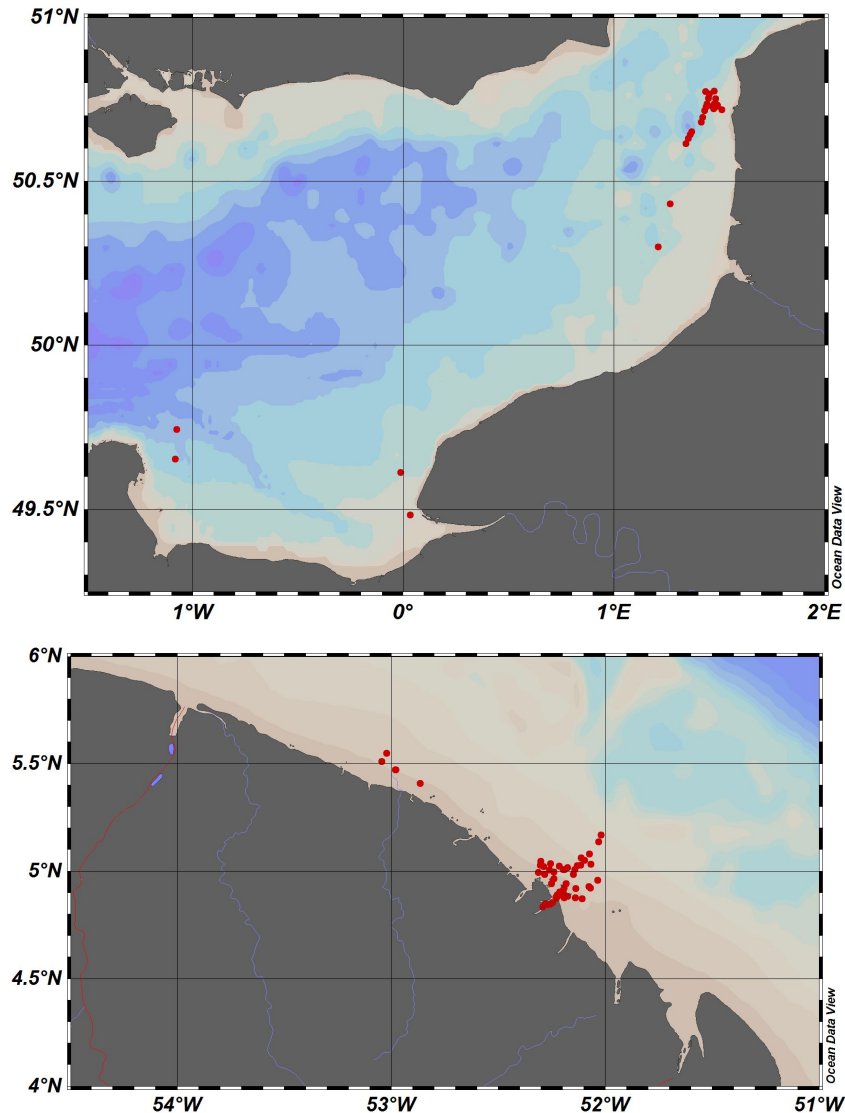


Figure 3.1. Cartes des localisations des stations de mesures radiométriques en Manche orientale (**en haut**) et Guyane Française (**en bas**).

Comme le montre le tableau 3.1, le nombre de jours de campagnes entre les deux zones est similaire. Mais le nombre de stations en Guyane Française est presque le double du nombre de stations dans la Manche orientale. Cependant 11 stations ne sont pas utilisables pour l'exercice de co-localisation (coïncidence entre les images satellitaires et les mesures radiométriques in-situ) à cause de l'inexistence des images d'OLCI lors des campagnes en mer. Le nombre potentiel de match-ups est estimé sans la prise en compte des critères de sélection (voir chapitre 5) [Bailey et Werdell, 2006].

Dans ces deux régions, la distribution spatio-temporelle des IOPs est fortement variable [Vantrepotte *et al.*, 2007]. Au niveau de la zone côtière de la Manche orientale,

Tableau 3.1. Le nombre de jours de campagne, de stations, et de stations où les données d'OLCI indisponibles et de match-ups potentiel par zones d'étude.

Zones d'études	Jours de campagnes	Stations	OLCI indisponible	Match-Ups potentiels
Manche orientale	11	27	00	27
Guyane Française	14	60	11	49
Total	25	87	11	76

les propriétés bio-optiques présentent une variation saisonnière prononcée. Des différences très notables sont observées entre les périodes hivernale et printanière-estivale. La *CDOM* domine largement le coefficient d'absorption totale en hiver. Par contre, pendant la période printanière-estivale l'absorption est dominée par le phytoplancton.

Au niveau de la Guyane Française, la matière particulaire en suspension domine les IOPs et leur variabilité qui présente une forte variation temporelle avec une forte fréquence de variation journalière et une faible fréquence de variation saisonnière. De plus, une forte hétérogénéité des types optiques des eaux est également observée [Vantrepotte *et al.*, 2012].

3.2.2. ASD FieldSpec 4

Lors des campagnes en mer effectuées entre le 03/05/2016 et le 11/11/2017, les mesures radiométriques de la couleur de l'océan ont été collectées à l'aide du spectro-radiomètre Analytical Spectral Devices (ASD) FieldSpec 4 Standard-Res (Analytical Spectral Devices, Inc., Boulder, CO, USA) représenté dans la figure 3.2.



Figure 3.2. Le spectro-radiomètre ASD FieldSpec 4 utilisé pour l'acquisition de la couleur de l'océan durant les campagnes en mer.

L'ASD FieldSpec 4 possède un intervalle spectral de mesure entre 350 et 2500 nm. La résolution spectrale nominale moyenne est de l'ordre de 3 nm ($\lambda = 700$ nm) et de 10 nm ($\lambda = 1400/2100$ nm). L'échantillonnage spectral est de l'ordre de 1.4 nm (350-1000 nm) et de 1.1 nm (1001-2500 nm). Le temps d'intégration d'un spectre est de l'ordre de 100 millisecondes et la fauchée (FOV) est de 8° .

3.2.2.1. Protocole d'acquisition des mesures radiométriques in-situ

L'instrument ASD FieldSpec 4 est utilisé pour mesurer les luminances de la lumière ascendante renvoyée par la surface marine $L_t(\lambda)$, la lumière descendante renvoyée par le ciel $L_s(\lambda)$ et la lumière réfléchiée par la plaque Spectralon $L_p(\lambda)$ avec un facteur de réflexion spectrale proche de 99% variant suivant la longueur d'onde λ [Knaeps *et al.*, 2012; de Moraes Rudorff *et al.*, 2014; Mognane *et al.*, 2019].

Cette méthode de mesures radiométriques au-dessus de la surface marine est quasi-similaire à celle utilisant le système TriOS-RAMSES above-water [Ruddick *et al.*, 2006b; Goyens *et al.*, 2013a]. Le protocole des mesures radiométriques utilisant l'ASD FieldSpec 4 a été mis au point et amélioré au fur et à mesure car c'est un nouvel instrument pour l'équipe dans laquelle la thèse s'est déroulée.

Les mesures radiométriques de la plaque Spectralon $L_p(\lambda)$ (la photo de gauche dans la figure 3.3) sont réalisées avec le pistolet optique perpendiculaire à la plaque qui doit être parfaitement propre et exemptée d'ombre [Doxaran *et al.*, 2004; Knaeps *et al.*, 2012; de Moraes Rudorff *et al.*, 2014; Knaeps *et al.*, 2015]. Les mesures de la luminance du ciel $L_s(\lambda)$ (la photo au centre dans la figure 3.3) sont réalisées avec les orientations de visée de $+40^\circ$ par rapport au plan de la surface pour l'angle zénithal et de 135° par rapport au soleil pour l'angle azimutal, en tournant le dos au soleil dans le but de minimiser la réflexion spéculaire du soleil. À l'inverse de la luminance $L_s(\lambda)$ (la photo de droite dans la figure 3.3), la luminance totale de la surface marine $L_t(\lambda)$ est mesurée avec un angle zénithal de -40° et un angle azimutal de 135° par rapport au soleil [Mobley, 1999, 2015]. En absence d'un système de mesure précise des angles zénithal et azimutal de la visée (θ_v, ϕ_v), l'angle zénithal de $\pm 45^\circ$ et l'angle azimutal de 135° ont été préconisés car plus facile à approximer suivant l'orientation de l'opérateur des mesures [de Moraes Rudorff *et al.*, 2014].



Figure 3.3. Photos prises lors des mesures radiométriques de $L_p(\lambda)$ (à gauche), $L_s(\lambda)$ (au centre) et $L_t(\lambda)$ (à droite).

Pour chaque type de mesures radiométriques ($L_t(\lambda)$, $L_s(\lambda)$ ou $L_p(\lambda)$), 10 spectres (non-moyennés) ou 3 (après le 3 juillet 2017) sont enregistrés. Le passage de 10 à 3 spectres enregistrés vise à réduire le temps de mesures passé dans une station, afin de minimiser les changements de l'état du ciel.

Comme les mesures radiométriques sont faites avec un seul instrument ASD FieldSpec 4, une séquence initiale de mesures radiométriques comme suit [$L_p(\lambda)$, $L_s(\lambda)$, $L_t(\lambda)$] est répétée plusieurs fois afin d'avoir des répliquats. Lors des campagnes en mer postérieures à novembre 2017, la séquence initiale a été modifiée pour augmenter le nombre de mesures radiométriques de $L_p(\lambda)$ et $L_s(\lambda)$. La nouvelle séquence de mesures est devenue [$L_p(\lambda)$, $L_s(\lambda)$, $L_t(\lambda)$, $L_s(\lambda)$, $L_p(\lambda)$]. Cette modification de la séquence de mesures radiométriques vise à contrecarrer la forte variation de l'état du ciel et des conditions d'éclairement [Mograne *et al.*, 2019]. Lors de chaque station, la vitesse du vent (W) est mesurée.

3.2.2.2. Post-traitement des mesures radiométriques in-situ

En pratique, les mesures in-situ sont acquises en compte numérique d'où l'application la calibration radiométrique qui est facultative pour la détermination de ρ_w [Mobley, 1999]. La calibration radiométrique permet de convertir les comptes numériques en luminances $L_p(\lambda)$, $L_s(\lambda)$ et $L_t(\lambda)$ en utilisant le logiciel SpecViewPro et les gains spécifiques à l'instrument délivrés avec l'ASD FieldSpec 4. Ensuite, un protocole de post-traitement a été

mis au point comme illustré dans la figure 3.4 et développé suivant le protocole d'acquisition des mesures radiométriques.

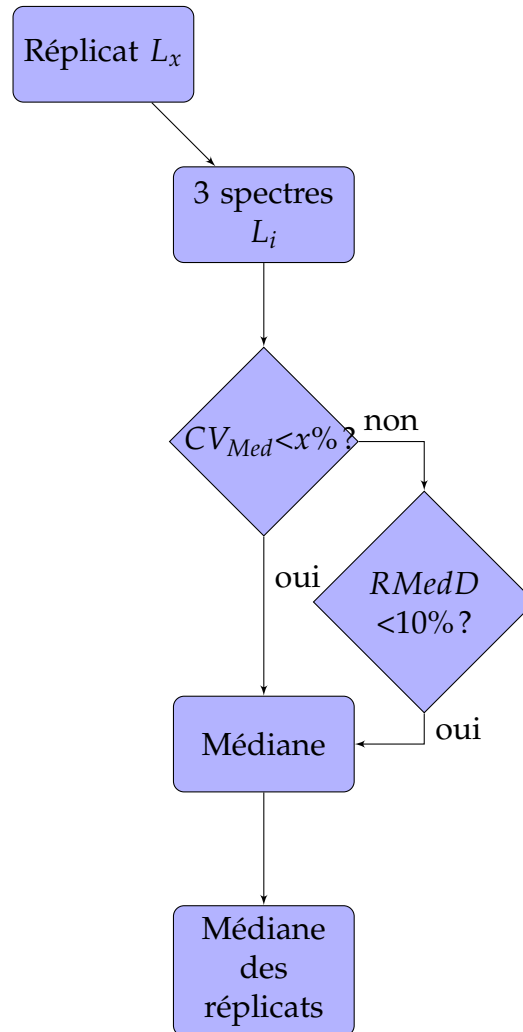


Figure 3.4. Schéma représentatif du contrôle de qualité dans le protocole de post-traitement des mesures radiométriques ASD.

La première étape de ce protocole de post-traitement est de contrôler la qualité des luminances $L_p(\lambda)$, $L_s(\lambda)$ et $L_t(\lambda)$ et puis à calculer $\rho_w(\lambda)$. Pour chaque station, le coefficient de variation des luminances CV_{Med} , le rapport entre la médiane et l'écart-type est calculé pour chaque λ . Si le coefficient $CV_{Med}(L_x(\lambda))$ est inférieur à 5%, 10% et 10% pour $x = p$ (plaque Spectralon), s (ciel) et t (surface marine), les spectres (spectres d'une mesure de luminance $L_x(\lambda)$) sont conservés et utilisés par la suite pour le calcul de la médiane. Dans le cas contraire ($CV_{Med}(L_{[p,s,t]}(\lambda)) > [5, 10, 10\%]$), la différence relative par rapport à la médiane

$RMedD(L_i(\lambda))$ est calculée pour chaque spectre ($L_i(\lambda)$) faisant partie des spectres $L_x(\lambda)$ comme suit :

$$RMedD(L_i(\lambda)) = \frac{|L_i(\lambda) - Med(L_x(\lambda))|}{Med(L_x(\lambda))} * 100 \quad (3.1)$$

avec $Med(L_x(\lambda))$ la médiane des spectres $L_x(\lambda)$. Si $RMedD(L_i(\lambda)) \leq 10\%$, le spectre $L_i(\lambda)$ est conservé et utilisé pour avoir la médiane.

Par la suite, la médiane de chaque réplikat est regroupée avec celles des autres réplikats afin de calculer le spectre final de la luminance L_x (la médiane des médianes des réplikats) comme le montre les figures 3.4 et 3.5. Au niveau de la figure 3.5, les deux colonnes de droite présentant les spectres de $L_s(\lambda)$ et de $L_t(\lambda)$ montrent bien que certains spectres du réplikat 2 et du réplikat 3 de $L_s(\lambda)$ et de $L_t(\lambda)$, ont été rejetés à cause de leurs divergences statistiques (CV_{Med} et $RMedD$). Le cas inverse est constaté pour les spectres des 3 réplikats de $L_p(\lambda)$ où aucune différence n'existe entre les deux colonnes de droite.

Les réplikats sont largement utilisés pour augmenter la représentativité des mesures et contraindre les incertitudes systémiques. À ce niveau, l'utilisation des réplikats et des médianes vise à contraindre la variation statistique et l'élimination des spectres extrêmes (outliers) découlant de plus souvent du passage de fragment de nuage et du tangage du bateau dû à la forte houle lors des mesures radiométriques.

Après le contrôle de qualité et l'obtention des spectres finaux, l'étape suivante consiste dans la détermination de $\rho_w(\lambda)$ à partir des $L_p(\lambda)$, $L_s(\lambda)$ et $L_t(\lambda)$ et la correction de la réflexion du ciel par la surface marine comme suit [Mobley, 1999] :

$$\rho_w(\lambda) = \frac{L_t(\lambda) - \rho_s(W)L_s(\lambda)}{\frac{L_p(\lambda)}{\rho_p(\lambda)}} \quad (3.2)$$

avec $\rho_p(\lambda)$ la réflectance de la plaque Spectralon en fonction de la longueur d'onde λ et ρ_s le facteur de réflexion du ciel au niveau de l'interface air-mer qui dépend de l'angle zénithal du soleil, de l'état du ciel et de la vitesse du vent (W) et ne dépend pas de la longueur d'onde [Mobley, 1999; Ruddick et al., 2006b; Mobley, 2015]. La distribution spectrale de ρ_p a

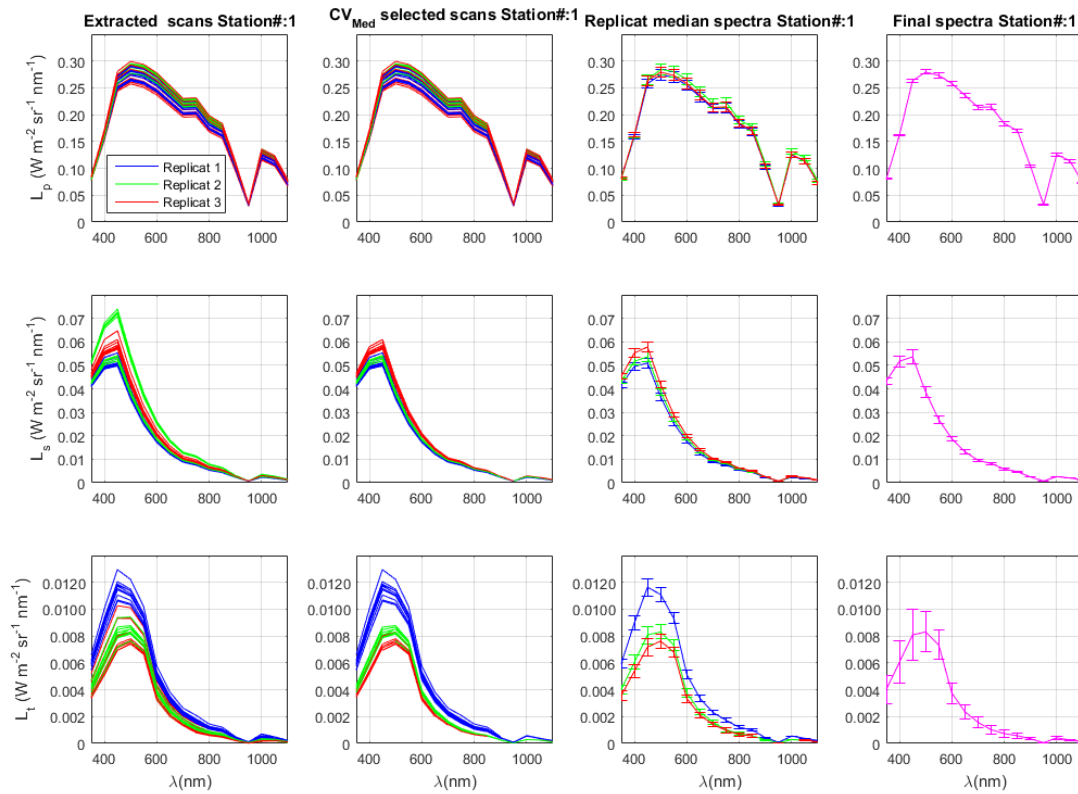


Figure 3.5. Exemple pour une station présentant le processus de contrôle de qualité et de filtration des luminances $L_p(\lambda)$, $L_s(\lambda)$ et $L_t(\lambda)$. En allant de la gauche vers la droite, la première colonne (Extracted scans Station#:1) montre les spectres avant l'application du contrôle de qualité, la colonne suivante (CV_{Med} selected scans Station#:1) représente les spectres après contrôle et filtration, la colonne venant après (Replicat median spectra Station#:1) représente les médianes des spectres sélectionnés et la dernière colonne (Final spectra Station#:1) représente le spectre final (la médiane de la médiane des trois réplicats). En allant du haut vers le bas, la première ligne représente $L_p(\lambda)$, la ligne médiane représente $L_s(\lambda)$ et la ligne du bas représente $L_t(\lambda)$. Dans chaque sous-figure, l'axe des ordonnées représente les luminances et l'axe des abscisses la longueur d'onde λ . Le code couleur représente les réplicats comme le montre la zone de texte dans la sous-figure en haut à gauche.

été livrée avec l'instrument ASD FieldSpec 4. ρ_s est en fonction de W et du rapport entre L_s et L_p à 750 nm ($dL_{s/p}(750nm)$) [Ruddick et al., 2006b] qui est comme suit :

$$dL_{s/p}(750nm) = \frac{L_s(750nm)}{\pi \frac{L_p(750nm)}{\rho_p(750nm)}} \quad (3.3)$$

Si $dL_{s/p}(750nm) < 0.05$ pour un ciel dégagé, ρ_s est calculée [Ruddick *et al.*, 2006b] comme suit :

$$\rho_s(W) = 0.0256 + 0.00039W + 0.000034W^2 \quad (3.4)$$

Dans le cas d'un ciel couvert où $dL_{s/p}(750nm) \geq 0.05$, ρ_s prend une valeur fixe de 0.0256 [Ruddick *et al.*, 2006b]. Durant les campagnes en mer antérieures à avril 2017, aucune mesure de W n'a été effectuée à cause de l'absence d'un anémomètre. Dans le cas où les mesures in-situ sont absentes, W est supposée être modérée et de l'ordre de $5m.s^{-1}$ [Ruddick *et al.*, 2006b]. Les valeurs des mesures in-situ de W varient entre 0.37 et 5 $m.s^{-1}$ avec une moyenne de $3.97 m.s^{-1} (\pm 1.70m.s^{-1})$.

L'étape finale consiste à inspecter visuellement la forme des spectres de $\rho_w(\lambda)$. Si le spectre présente une discontinuité ou une anomalie de forme, le spectre est rejeté et non pris en compte [Ruddick *et al.*, 2006b,a]. Un autre critère plus quantitatif se rajoute après l'inspection visuelle plus qualitative. Le score de l'assurance de qualité (QAS) est utilisé pour sélectionner les spectres dont la valeur du QAS ≥ 0.66 [Wei *et al.*, 2016].

Le QAS se base sur des spectres références de la réflectance marine suivant 23 classes optiques en fonction de la concentration en Chl-a et l'évaluation métrique d'appartenance à ces spectres de références. La détermination du QAS passe par 4 étapes. Dans la première étape le spectre de ρ_w est convertie en R_{rs} puis comparé avec des spectres de R_{rs} de référence. Dans les étapes suivantes, le spectre est normalisé puis une classe optique lui est assignée suivant les spectres de R_{rs} référencés dans le système du QAS en utilisant la méthode de l'estimation de la similarité spectrale via l'angle spectral [Kruse *et al.*, 1993]. Dans l'étape finale, le score QAS total est calculé à partir de la somme des scores spectraux qui reçoivent une valeur unitaire si la valeur de la réflectance est comprise entre les limites supérieure et inférieure de la réflectance de référence du QAS [Wei *et al.*, 2016].

3.2.3. TriOS-RAMSES above-water

Durant les campagnes en mer en Guyane française, le système TriOS-RAMSES above-water présenté par la figure 3.6 a été utilisé simultanément avec l'ASD FieldSpec 4 pour avoir d'autres mesures radiométriques au-dessus de la surface marine. Ce système

se compose de 3 spectro-radiomètres montés sur un support fixé à la pointe extrême de la proue du navire. Ce système permet d'effectuer des mesures simultanées de l'éclairement descendant $E_d(\lambda)$, la luminance du ciel $L_s(\lambda)$ et la luminance totale de la surface marine $L_t(\lambda)$.

Ces spectro-radiomètres possèdent un intervalle spectral entre 310 et 950 nm avec une résolution spectrale de l'ordre de 2.5 nm. Le capteur mesurant $E_d(\lambda)$ est équipé d'une fibre optique et d'un collecteur cosinusoidal pour avoir une fauchée illimitée à l'inverse des deux capteurs mesurant les luminances qui ont une fauchée de 7° .

La méthode de mesures radiométriques au-dessus de l'eau [Ruddick *et al.*, 2006b; Goyens *et al.*, 2013a] est similaire à celle utilisant le ASD FieldSpec 4 [Knaeps *et al.*, 2012, 2015; Mograne *et al.*, 2019]. Le protocole des mesures radiométriques consiste à orienter le bateau suivant la géométrie schématisée dans la partie droite de la figure 3.6 où l'angle azimutal ϕ est de 135° afin de minimiser la réflexion spéculaire du soleil [Mobley, 1999].

Le capteur mesurant l'éclairement $E_d(\lambda)$ est perpendiculaire au plan de la surface marine et orienté vers le ciel. Le capteur mesurant la luminance du ciel est incliné de 40° vers le haut. Le capteur mesurant la luminance totale de la surface marine $L_t(\lambda)$ est incliné vers le bas [Mobley, 1999; Ruddick *et al.*, 2006b; Goyens *et al.*, 2013a].

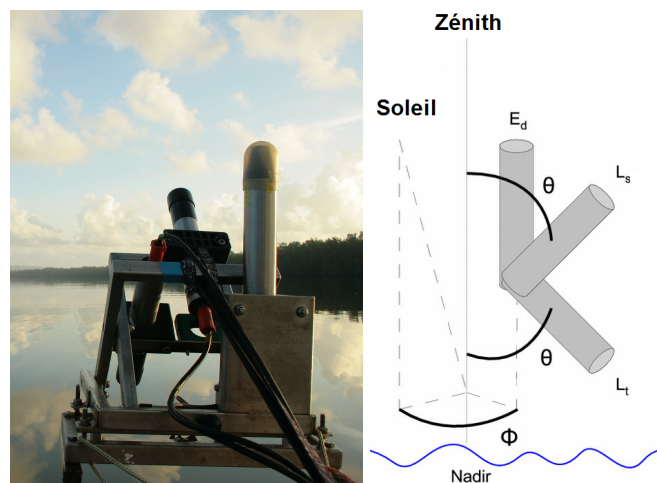


Figure 3.6. Le système TriOS-RAMESS above-water utilisé pour l'acquisition de la couleur de l'océan durant les campagnes en mer en Guyane Française représenté par une photo (à gauche) et un schéma (à droite).

Une fois le bateau bien positionné, les mesures radiométriques sont lancées et acquises simultanément avec un temps d'intégration automatique variant de 16 millisecondes à 4

secondes. L'acquisition simultanée des mesures radiométriques représente un avantage par rapport à l'utilisation de l'ASD FieldSpec 4. Elle permet de ne pas avoir à faire des séquences de mesures.

Après l'acquisition des mesures radiométriques brutes, la calibration radiométrique et spectrale est réalisée pour obtenir les $E_d(\lambda)$, $L_s(\lambda)$ et $L_t(\lambda)$ en utilisant le logiciel MSDA_XE et les coefficients de calibration spécifiques à l'instrument livrés avec les capteurs TriOS-RAMSES et mis à jour régulièrement tous les ans.

Le post-traitement des mesures radiométriques acquises avec le TriOS-RAMSES above-water est plus ou moins similaire à celui de l'ASD FieldSpec 4, où ρ_s est calculé comme suit en fonction de W et suivant la valeur du rapport entre L_s et E_d à 750 nm ($L_s/E_d(750nm)$) [Ruddick *et al.*, 2006b] :

$$\rho_s(W) = \begin{cases} 0.0256 + 0.00039W + 0.000034W^2 & \text{si } L_s/E_d(750nm) < 0.05 \\ 0.0256 & \text{si } L_s/E_d(750nm) \geq 0.05 \end{cases} \quad (3.5)$$

et $\rho_w(\lambda)$ est déterminée à partir des différents spectres des $E_d(\lambda)$, $L_s(\lambda)$ et $L_t(\lambda)$ en corrigeant la réflexion du ciel par la surface marine [Mobley, 1999] :

$$\rho_w(\lambda) = \pi \frac{L_t(\lambda) - \rho_s(W)L_s(\lambda)}{E_d(\lambda)} \quad (3.6)$$

Au niveau de chaque station, les spectres non-moyennés de $E_d(\lambda)$, $L_s(\lambda)$, $L_t(\lambda)$ et $\rho(\lambda)$ sont inspectés visuellement. Les spectres présentant des discontinuités et un grand écart par rapport à l'ensemble des spectres sont rejetés et non sélectionnés. La variation de $E_d(\lambda)$, $L_s(\lambda)$ et $L_t(\lambda)$ en fonction du temps à 440, 550, 700 et 850 nm est inspectée visuellement. Les spectres présentant des valeurs de $E_d(\lambda)$, $L_s(\lambda)$ et $L_t(\lambda)$ très éloignées de la tendance de l'ensemble, sont écartés et non sélectionnés.

L'inclinaison du capteur de $E_d(\lambda)$ est aussi inspectée pour détecter et rejeter les spectres de $\rho_w(\lambda)$ issus des spectres de $E_d(\lambda)$ mesurés avec une inclinaison trop forte excédant 5% par rapport à la normale au plan de la surface marine [Ruddick *et al.*, 2006a]. Les spectres de $\rho_w(\lambda)$ conservés au niveau de la station sont utilisés pour le spectre final moyenné.

3.2.4. TriOS-RAMSES *in-water*

Un troisième système des mesures radiométriques a été déployé lors des campagnes en mer dans les deux zones d'études, la Manche orientale et la Guyane Française. Le système d'acquisition TriOS-RAMSES *in-water* (Radeau) représenté dans la figure 3.7 a été utilisé simultanément avec l'ASD FieldSpec 4 et le TriOS-RAMSES *above-water*. Ce système de mesures radiométriques se compose de 2 spectro-radiomètres. Un spectro-radiomètre mesurant $L_u(\lambda)$ est monté au niveau du radeau composé de 4 cannes en fibre de carbone dont les extrémités sont reliées aux petits ballons de flottaison comme le montre la photo de gauche de la figure 3.7.

Un autre spectro-radiomètre mesurant $E_d(\lambda)$ est fixé sur le mât du bateau représenté par la photo de droite de la figure 3.7. Les deux spectro-radiomètres possèdent un intervalle spectral entre 315 et 944 nm avec une résolution spectrale de l'ordre de 2.5 nm. Le capteur mesurant $E_d(\lambda)$ possède une fauchée de 180° alors que le capteur monté sur le radeau possède une fauchée de 7° .



Figure 3.7. Le système TriOS-RAMSES *in-water* (Radeau) utilisé pour l'acquisition de la couleur de l'océan durant les campagnes en mer composé du capteur TriOS-RAMSES mesurant la luminance ascendante en dessous de la surface marine $L_u(\lambda)$ (à gauche) et du capteur TriOS-RAMSES mesurant au-dessus de la surface marine l'éclairement descendant $E_d(\lambda)$ (à droite).

Cette méthode de mesure radiométrique en dessous de la surface marine ressemble à celle développée par Froidefond et Ouillon [2005] et a été mise au point dans l'équipe. Un capteur acoustique a été intégré sur le spectro-radiomètre. Il permet de mesurer la hauteur

entre le capteur de distance et la surface marine afin de corriger l'effet de la variation de la profondeur d'immersion du capteur mesurant $L_u(\lambda)$.

Dans le système de mesures radiométriques du radeau, le protocole des mesures radiométriques consiste à déployer le radeau en mer du côté du soleil pour éviter l'effet d'ombrage du bateau et le laisser dériver. Une fois le radeau bien éloigné du bateau et positionné du côté du soleil, les mesures radiométriques de $E_d(\lambda)$ et $L_u(\lambda)$ sont acquises simultanément. Pour ce système de mesures radiométriques le temps d'intégration est fixe.

Les mesures radiométriques brutes sont calibrées pour obtenir les $E_d(\lambda)$ et $L_u(\lambda)$ en utilisant le logiciel MSDA_XE et les coefficients de calibration. Le post-traitement des mesures radiométriques acquises avec le radeau est plus complexe par rapport à celui de l'ASD FieldSpec 4 ou du TriOS-RAMSES above-water. La détermination de la réflectance impactée par l'ombre de l'instrument $\rho_w^{shade}(\lambda)$ à partir des différents spectres de $E_d(\lambda)$ et $L_u(\lambda)$, est obtenue par l'équation suivante [Austin et Halikas, 1976; Mobley, 1999] :

$$\rho_w^{shade}(\lambda) = \pi \frac{\Gamma L_u(\lambda)}{E_d(\lambda)} \quad (3.7)$$

où Γ est de l'ordre 0.544 (voir la section 1.4.3 dans le chapitre 1) et représente le facteur de conversion de L_u en L_w (émersion) défini comme suit :

$$\Gamma = \frac{1 - \rho_f(\lambda, \theta', \theta)}{n(\lambda)^2} \quad (3.8)$$

Par la suite l'effet de l'ombre est corrigé pour déterminer $\rho_w(\lambda)$ comme suit :

$$\rho_w(\lambda) = \frac{\rho_w^{shade}(\lambda)}{1 - \varepsilon(\lambda, a(\lambda), \theta_s)} \quad (3.9)$$

avec $\varepsilon(\lambda, a(\lambda), b_b(\lambda))$ la fonction spécifique de l'ombre de l'instrument qui est modélisée en fonction de λ , $a(\lambda)$ et θ_s [Gordon et Ding, 1992]. Par la suite $\rho_w(\lambda)$ est corrigée de l'effet de la profondeur en utilisant un schéma itératif entre l'estimation de la concentration de SPM [Han et al., 2016] et l'estimation du coefficient d'atténuation de la luminance ascendante

$K_{L_u}(\lambda, z, SPM)$ en fonction de la profondeur et de la concentration en SPM qui est utilisé pour recalculer $L_u(\lambda, z = 0^{-1})$ comme suit :

$$L_u(\lambda, z = 0^{-}) = (L_u(\lambda, z) \exp -K_{L_u}(\lambda, z, SPM)) \quad (3.10)$$

Au niveau de chaque station, les spectres et les séries temporelles à 440, 550, 700 et 850 nm de $E_d(\lambda)$, $L_u(\lambda)$ et $\rho_w(\lambda)$ sont inspectés visuellement. Les spectres présentant des discontinuités et un grand écart par rapport à l'ensemble des spectres sont rejetés et non sélectionnés. L'inclinaison du capteur de $E_d(\lambda)$ est aussi inspectée pour détecter et rejeter les spectres de $\rho_w(\lambda)$ issus des spectres de $L_u(\lambda)$ non verticales. Par la suite les spectres de $\rho_w(\lambda)$ sont moyennés pour avoir le spectre final propre à la station.

3.3. Couleur de l'océan télédéTECTÉE

Le premier capteur de la couleur de l'océan est Coastal Zone Color Scanner (CZCS), embarqué sur Nimbus-7 [Hovis *et al.*, 1980] lancé par la NASA en 1978. Cette mission a apporté la preuve de la possibilité de l'observation de la concentration en chlorophylle depuis l'espace [Gordon *et al.*, 1980] et a permis d'avoir les premières images de la couleur de l'océan prises depuis l'espace. CZCS a pris fin en 1986. Son successeur, le capteur Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) [Hooker *et al.*, 1992; McClain *et al.*, 2004] de la NASA est lancé en 1997.

Depuis 1997, plusieurs capteurs dédiés à la couleur de l'eau ont été lancés : Modular Optoelectronic Scanner (MOS, agence spatiale allemande Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR)) [Wang et Franz, 2000], Ocean Color and Temperature Scanner (OCTS, National Space Development Agency of Japan (NASDA)) [Kawamura *et al.*, 1997], POLarization and Directionality of the Earth's Reflectances instruments (POLDER, Centre National d'Études Spatiales (CNES)) [Deschamps *et al.*, 1994], Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS, NASA) [Salomonson *et al.*, 1989], Medium-Resolution Imaging Spectrometer (MERIS, ESA) [Rast *et al.*, 1999] et Visible Infrared Imaging Radiometer Suite (VIIRS, NASA) [Cao *et al.*, 2014]. Les données fournies par ces capteurs constituent une immense base de données de la couleur de l'océan [Emberton *et al.*, 2016].

Il faut mentionner que les capteurs SeaWiFS et MERIS ont cessé d'émettre en décembre 2010 et en avril 2012, mais ils ont eu une durée de vie supérieure à celle prévue initialement. Dans le cadre de ma thèse je me suis intéressé aux données spatiales de Sentinel-3.

3.3.1. Sentinel-3

Le satellite Sentinel-3 est le troisième de la série des satellites Sentinel [Berger *et al.*, 2012]. Il fait partie de la constellation des unités des satellites Sentinel qui peuvent aller jusqu'à quatre unités A, B, C et D [Berger *et al.*, 2012]. Cette constellation est une première dans l'observation de la Terre. Elle devrait apporter beaucoup de perspectives comme la réduction du temps de revisite et l'étude approfondie de nouvelles applications pendant la phase tandem où Sentinel-3A et Sentinel-3B naviguent sur le même orbite avec un écart de 30 secondes [Malenovský *et al.*, 2012].

Le satellite Sentinel-3 comme toute la constellation des Sentinel fait partie du programme européen Copernicus, auparavant appelé Global Monitoring for Environment and Security (GMES). Le programme Copernicus se consacre à l'étude de l'environnement à l'échelle globale [Donlon *et al.*, 2012].

Les satellites Sentinel-3A et Sentinel-3B ont été lancés le 16 février 2016 et le 25 avril 2018 avec le lanceur Rockot Vehicule. À leur bord cinq capteurs : Quatre capteurs sont encadrés en rouge et un assemblage pour la détermination précise de l'orbite est encadré en bleu, dans la figure 3.8. Les quatre capteurs d'observation de la Terre sont dédiés à la télédétection de la couleur (Ocean and Land Colour Instrument (OLCI)) [Nieke *et al.*, 2012], de la température de surface (Sea and Land Surface Temperature Radiometer (SLSTR)) [Frerick *et al.*, 2012], de l'élévation (SAR Radar Altimeter) et de la topographie au niveau des océans et des terres (Microwave Radiometer) [Donlon *et al.*, 2012].

Les objectifs du satellite Sentinel-3 sont : d'apporter la continuité des mesures du satellite ENVISAT embarquant MERIS dont la mission a pris fin subitement le 08 avril 2012, de déterminer la luminance/réflectance de l'océan et des terres, la température de surface de l'océan et des terres, la topographie de l'océan, de la glace et des terres et des mesures atmosphériques; avec : une grande précision, un accès rapide aux données et à long terme pour permettre aux utilisateurs du programme Copernicus de concevoir et de contraindre

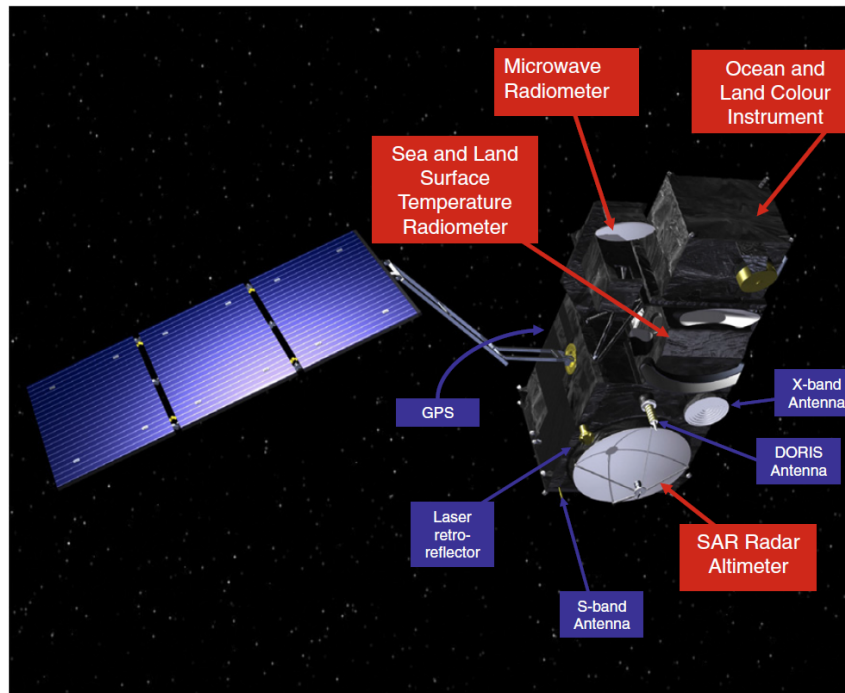


Figure 3.8. Le satellite européen Sentinel-3 et ses capteurs [Donlon *et al.*, 2012].

les modèles numériques de prédiction des paramètres environnementaux à l'échelle globale et locale [Berger *et al.*, 2012; Donlon *et al.*, 2012; Malenovsky *et al.*, 2012].

Le satellite Sentinel-3A a été conçu pour une durée de 7 ans avec des consommables pour 12 ans, à partir de l'héritage du précédent satellite européen ENVISAT, avec des améliorations. Il est caractérisé par un poids de 1250 kg. L'altitude moyenne de son orbite héliosynchrone est de 814,5 km avec un temps de revisite de 27 jours. Le choix de l'orbite est le résultat d'un compromis entre sa mission topographique et sa mission optique [Donlon *et al.*, 2012] dont les temps de revisite correspondant à chaque mission sont présentés dans le tableau 3.2.

Tableau 3.2. Temps de revisite d'OLCI [Donlon *et al.*, 2012].

	Configuration	Revisite à l'équateur	Revisite à latitude > 30°	Spécification
Océan	1 satellite	<3.8 jours	<2.8 jours	<2 jours
Océan	2 satellite	<1.9 jours	<1.4 jours	<2 jours
Terres	1 satellite	<2.2 jours	<1.8 jours	<2 jours
Terres	2 satellite	<1.1 jours	<0.9 jours	<2 jours

3.3.2. OLCI

Le capteur Ocean and Land Colour Instrument (OLCI) est le capteur clé de la mission de Sentinel-3A dans la continuité des mesures de la couleur de l'océan. Il remplace le capteur MERIS à bord du satellite ENVISAT. Il est conçu sur la base de l'héritage du capteur MERIS pour mesurer la couleur de l'océan [Nieke *et al.*, 2012].

OLCI est un spectromètre passif imageur push-broom. Il se compose de cinq caméras Coupled Charge Device (CCD) arrangées côtes-à-côtes en forme d'éventail comme le montre la figure 3.9. Cet assemblage de cinq CCD lui confère une haute résolution spatiale de 300 m au nadir avec une fauchée de 1270 km.

La fauchée du capteur OLCI n'est pas centrée au nadir comme pour MERIS. Le centre de la fauchée est décalé de $12,6^\circ$ vers l'ouest comme le montre la figure 3.9. Cette nouvelle caractéristique (FOV tilt) permet de minimiser le phénomène de la réflexion spéculaire du soleil sur la surface marine et se traduit aussi par une heure locale plus tôt dans la journée et des parcours optiques plus longs [Donlon *et al.*, 2012].

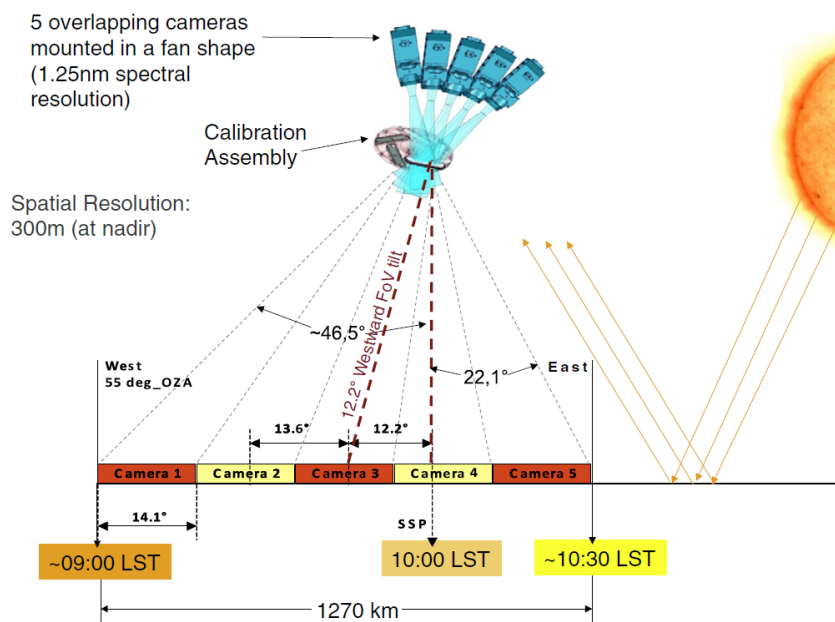


Figure 3.9. Caractéristique de la géométrie de vue d'OLCI [Donlon *et al.*, 2012].

Le capteur OLCI possède 21 bandes spectrales (15 bandes spectrales pour MERIS) avec une résolution spectrale de 1,25 nm. La résolution radiométrique est inférieure à 0,03 $Wm^{-2}sr^{-1}mm^{-1}$. La précision radiométrique est inférieure à 2% pour les bandes spectrales inférieures ou égales à 900 nm et inférieure à 5% pour les autres bandes spectrales [Nieke

et al., 2012]. Les bandes spectrales d'OLCI ont vu leurs rapports signal-sur-bruit (SNR) amélioré en comparaison avec les bandes spectrales de MERIS. Les caractéristiques de chaque bande spectrale sont présentées dans le tableau 3.3.

Tableau 3.3. Caractéristiques spectrales et radiométriques des bandes spectrales de Sentinel-3 OLCI [Nieke *et al.*, 2012], avec SNR le rapport signal-sur-bruit, L min la luminance minimum, L ref la luminance de référence définie pour la mission et L sat la luminance maximum.

Bandes	Centre nm	Largeur nm	L min $Wm^{-2}sr^{-1}mm^{-1}$	L ref $Wm^{-2}sr^{-1}mm^{-1}$	L sat $Wm^{-2}sr^{-1}mm^{-1}$	SNR
Oa1	400	15	21.60	62.95	413.5	2188
Oa2	412.5	10	25.93	74.14	501.3	2061
Oa3	442.5	10	23.96	65.61	446.1	1811
Oa4	490	10	19.78	51.21	483.3	1541
Oa5	510	10	17.45	44.39	449.6	1488
Oa6	560	10	12.73	31.49	524.5	1280
Oa7	620	10	8.86	21.14	397.9	997
Oa8	665	10	7.12	16.38	364.9	883
Oa9	673.75	7.5	6.87	15.70	443.1	707
Oa10	681.25	7.5	6.65	15.11	350.3	745
Oa11	708.75	10	5.66	12.73	332.4	785
Oa12	753.75	7.5	4.70	10.33	377.7	605
Oa13	761.25	2.5	2.53	6.09	369.5	232
Oa14	764.375	3.75	3.00	7.13	373.4	305
Oa15	767.25	2.5	3.27	7.58	250.0	330
Oa16	778.75	15	4.22	9.18	277.5	812
Oa17	865	20	2.88	6.17	229.5	666
Oa18	885	10	2.80	6.00	281.0	395
Oa19	900	10	2.05	4.73	237.6	308
Oa20	940	20	0.94	2.39	171.7	203
Oa21	1020	40	1.81	3.86	163.7	152

Les six bandes additionnelles d'OLCI, par rapport à MERIS, présentent un grand potentiel. Les six bandes sont centrées à 400 et 674 nm (amélioration de l'inversion des constituants de l'eau), 761, 764 et 768 nm (amélioration de la correction de l'absorption de O_2) et 1020 nm (amélioration de la correction atmosphérique). Au niveau des eaux côtières, la dernière bande d'OLCI Oa21 (1020 nm) porte des perspectives pour l'amélioration de la correction atmosphérique [Ruddick et Vanhellemont, 2015] ainsi que pour l'estimation de la matière en suspension totale (SPM) [Knaeps *et al.*, 2012, 2015].

3.3.3. Synergie OLCI-SLSTR

Le capteur Sea and Land Surface Temperature Radiometer (SLSTR) est conçu sur l'héritage du capteur Advanced Along-Track Scanning Radiometer (AATSR) à bord du satellite ENVISAT. Son objectif est de permettre la continuité des mesures de la température de la surface marine (SST) [Frerick *et al.*, 2012]. De plus SLSTR utilise les mesures de la radiance dans le visible et infra-rouge pour avoir la température de surface au niveau des terres et la surveillance des feux, aérosols atmosphériques, de l'utilisation des sols, des forêts et des réseaux hydrologiques au niveau de la mission terrestre du programme Copernicus [Donlon *et al.*, 2012].

Comme AATSR, SLSTR est un radiomètre passif imageur scanneur conique qui emploie le balayage le long de la trajectoire (Along-track scanning technique) avec deux angles de vue : l'un au nadir et l'autre à 55° vers l'arrière comme le montre la figure 3.10. Cette double vue permet l'amélioration de la télédétection de la température de surface de l'océan (SST) et de rendre plus robuste la correction atmosphérique surtout pour les terres [Frerick *et al.*, 2012; Donlon *et al.*, 2012].

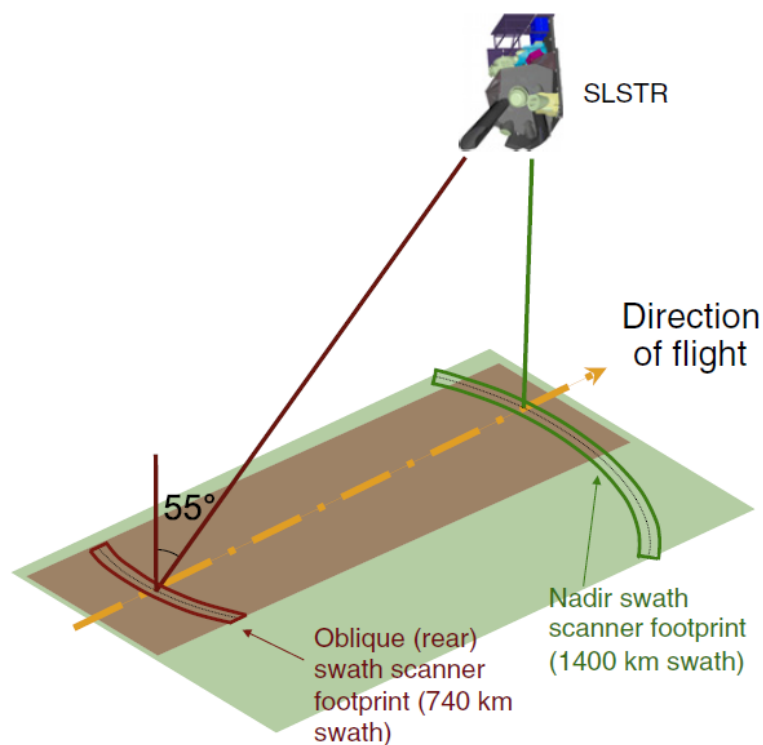


Figure 3.10. Caractéristique de la géométrie de vue de SLSTR [Donlon *et al.*, 2012].

SLSTR inclut des bandes spectrales dans le visible et dans les courtes longueurs d'onde de l'infra-rouge (SWIR) comme le montre le tableau 3.4. Les améliorations majeures par rapport à AATSR sont : des fauchées plus larges pour les deux angles de vue de SLSTR, en plus des bandes spectrales additionnelles et l'accroissement des résolutions spatiales (SSD) : 500 m pour les bandes spectrales dans le visible et le SWIR [Frerick *et al.*, 2012].

Comme pour OLCI, les bandes spectrales dans le visible et SLSTR ont vu leurs SNR améliorés [Frerick *et al.*, 2012]. La fauchée au nadir de SLSTR présente la même asymétrie des pixels qu'OLCI, afin d'avoir la synergie entre OLCI et SLSTR pour améliorer la correction atmosphérique et le développement de nouveaux produits issus de la synergie [Donlon *et al.*, 2012].

Tableau 3.4. Caractéristiques spectrales et radiométriques des bandes spectrales du visible aux courtes ondes de l'infra-rouge de Sentinel-3 SLSTR [Frerick *et al.*, 2012], avec SNR/Ne Δ T le rapport signal-sur-bruit en équivalent de différence de température et SSD la résolution spatiale.

Bandes	Centre nm	Largeur nm	SNR/Ne Δ T <i>mK</i>	SSD <i>m</i>
S1	555	20	20	500
S2	659	20	20	500
S3	865	20	20	500
S4	1375	15	20	500
S5	1610	60	20	500
S6	2250	50	20	500

La synergie des capteurs OLCI et SLSTR vient de l'héritage de la synergie des capteurs MERIS et AATSR qui avait comme objectif la télédétection des aérosols au-dessus de l'océan. Un algorithme a été développé pour avoir les propriétés optiques des aérosols au niveau des océans, en exploitant la synergie des capteurs MERIS et AATSR [Preusker et Fischer, 2009].

La double vue d'AATSR peut permettre d'avoir des informations sur les aérosols et la surface. Le nombre et la haute résolution radiométrique des bandes spectrales de MERIS permet d'avoir des informations complémentaires plus précises sur les aérosols [Preusker et Fischer, 2009; North *et al.*, 2009].

De même pour les capteurs OLCI et SLSTR, un algorithme a été développé pour effectuer la correction atmosphérique et déterminer les propriétés optiques de la surface

et des aérosols au niveau des terres [North et Heckel, 2010]. La synergie des deux capteurs OLCI et SLSTR est améliorée par rapport à la synergie des capteurs MERIS et AATSR. Le capteur SLSTR présente presque la même géométrie de vue (asymétrie au nadir) qu'OLCI. La fauchée du capteur OLCI rejoint dans son intégralité la fauchée de SLSTR au nadir comme le montre la figure 3.11.

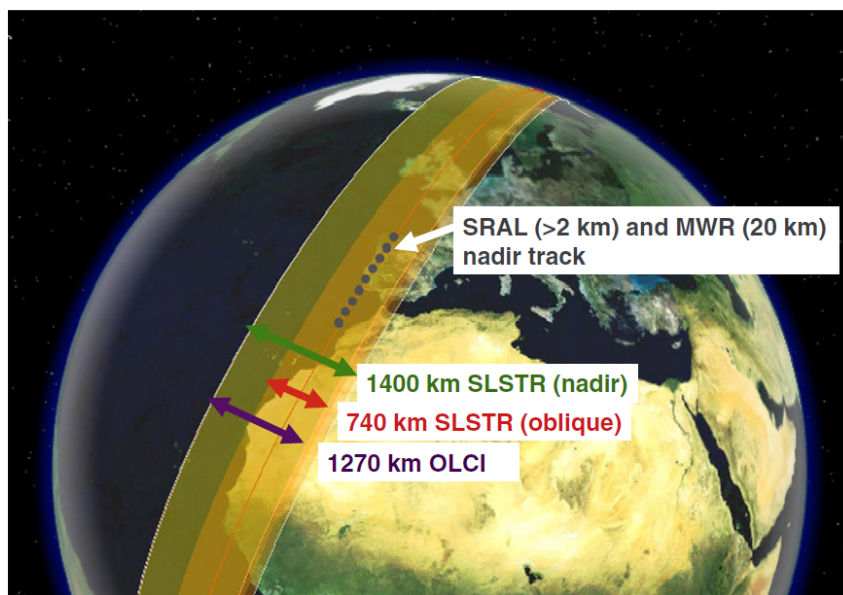


Figure 3.11. Comparaison des fauchées des capteurs OLCI et SLSTR [Donlon *et al.*, 2012].

Un autre point très important est que les capteurs OLCI et SLSTR ont une bande spectrale commune (Oa17 pour OLCI et S3 pour SLSTR). Cette caractéristique est très importante. La bande Oa17 est utilisée comme la grille maîtresse de la colocalisation de la bande S3 qui va être reconstruite sur la base de la grille maîtresse en utilisant la technique d'échantillonnage des proches voisins. Cela permet d'effectuer la collocation et avoir le produit L1C de la synergie d'OLCI et de SLSTR [North et Heckel, 2010].

Le Produit L1C fait l'objet d'un traitement hybride en combinant les données d'OLCI et SLSTR disponible uniquement au-dessus des terres [Donlon *et al.*, 2012]. La correction atmosphérique pourrait être un bon exemple pour un traitement hybride. En utilisant la synergie entre OLCI et SLSTR, la correction atmosphérique au niveau des eaux côtières pourrait être potentiellement significativement améliorée [Ruddick et Vanhellemont, 2015; Vanhellemont et Ruddick, 2015; Bi *et al.*, 2018].

3.3.4. Images satellitaires d'OLCI L2

À travers le groupe de travail Sentinel-3 Validation Team pour la validation et la calibration de la couleur de l'océan d'OLCI, les images satellitaires d'OLCI de la dernière version retraitée (reprocessing) v2.23 des produits de la couleur de l'océan de niveau Level-2 (L2, après correction atmosphérique et géoréférencement) avec résolution fine (Full Resolution (FR), résolution spatiale de 300 m) ont été collectées dans le cadre de la thèse. Dans le même cadre, les images satellitaires d'OLCI du niveau Level-1B (après calibration radiométrique et géoréférencement L1B) version 2.23 avec la même résolution spatiale ont été collectées simultanément.

Les images d'OLCI des niveaux de traitement L1B et L2 ont été utilisées dans le chapitre de la validation de $\rho_w(\lambda)$ du capteur spatial OLCI-A. Les images satellitaires du 26 avril 2016 au 29 novembre 2017 ont été acquises via Copernicus Online Data Access repro (CODArep (<https://codarep.eumetsat.int/>)). Après le 30 novembre 2017, les données satellitaires ont été collectées via le portail Earth Observation Portal (EO-Portal (<https://eoportal.eumetsat.int/>)) et Copernicus Online Data Access (CODA (<https://coda.eumetsat.int/>)).

Les images satellitaires L2 d'OLCI-A ont été utilisées pour la validation du BIAC. Les images L1B d'OLCI ont été traitées avec différents programmes : le plug-in C2R-CC Processor version 1.0, sous le logiciel Sentinels Application Platform (SNAP) v6.0 [Brockmann *et al.*, 2016] pour C2R-CC et C2R-CCAltNets, le Polymer v4.10 archived package pour Polymer [Steinmetz *et al.*, 2011] et le SeaWiFS Data Analysis System (SeaDAS) v7.5 pour l2gen [Baith *et al.*, 2001].

Les images satellitaires L2 d'OLCI suivant le BIAC et le Polymer v4.10 sont calibrées avec l'étalonnage vicariant (System Vicarious Calibration (SVC)). Le SVC consiste à déterminer les gains et les offsets entre les mesures de références in-situ de la réflectance marine et celles colocalisées sur les images satellites L2, en prenant les bandes spectrales dans le visible. Le SVC a été réalisé en utilisant les mesures radiométriques in-situ des eaux du Cas-I de MOBY (Marine Optical BuoY) [Clark *et al.*, 2003] et BOUSSOLE (BOUée pour l'acquiSition d'une Série Optique à Long termE) [Antoine *et al.*, 2006, 2008].

3.4. Couleur de l’océan simulée

Les données simulées sont issues d’une collaboration au sein d’un groupe de travail de l’International Ocean Colour Coordinating Group (IOCCG) sur l’évaluation des algorithmes de correction atmosphérique au-dessus des eaux turbides présidé par Dr. Cédric Jamet. La simulation de ces données a été faite sur la base d’un système couplé océan-atmosphère [Jin et Stamnes, 1994].

3.4.1. Modèles d’aérosols et profil de l’atmosphère

Les modèles d’aérosols de Ahmad *et al.* [2010] ont été utilisés pour estimer la réflectance des aérosols. Ces aérosols sont estimés à partir des mesures in-situ du réseau international AERosol RObotic NETwork (AERONET) pour le suivi continu et à long terme des propriétés optiques, micro-physiques et radiatives des aérosols dans le but d’étudier les aérosols et valider les images satellites suivant la standardisation de la calibration, le traitement, la distribution et l’instrumentation SeaPRISM [Holben *et al.*, 1998].

Les aérosols sont définis par les propriétés suivantes :

- 10 différents modes du volume de fraction fine (f_v) des aérosols : $f_v = 0, 0.01, 0.02, 0.05, 0.10, 0.20, 0.30, 0.50, 0.80, 0.95$,
- 8 différentes humidités relatives (RH) : $RH = 30, 50, 70, 75, 80, 85, 90, 95\%$.

résultant en 80 modèles d’aérosols distincts représentatifs de tous les aérosols au-dessus de l’océan en incluant les eaux côtières. La simulation des conditions atmosphériques de la diffusion de Rayleigh et de l’absorption des différents gaz est basée sur la définition du profil de l’atmosphère standard U.S [World Climate Research Program, 1986].

3.4.2. Modèles bio-optiques et base de données synthétiques des IOPs

Pour la partie océanique, les modèles bio-optiques CoastColour Round Robin (CCRR) sont utilisés pour les deux types optiques des eaux du Cas-I et du Cas-II en choisissant les trois paramètres Chl-a, SPM et CDOM ($a_{CDOM}(443nm)$) [Nechad *et al.*, 2015]. Les modèles bio-optiques se basent sur :

- les IOPs de l’eau pure définies par la partie réelle de l’indice de réfraction de l’eau de mer pure [Segelstein, 1981], le coefficient d’absorption de l’eau de mer pure $a_w(\lambda)$

- [Smith et Baker, 1981; Kou *et al.*, 1993; Sogandares et Fry, 1997; Pope et Fry, 1997] et l'indicatrice de diffusion de l'eau de mer pure $\beta_w(\lambda)$ [Morel, 1974],
- les IOPs des particules minérales (SPM) définies par leur $a_{nap}(\lambda)$ [Babin *et al.*, 2003b], leur $b_p(\lambda)$ [Babin *et al.*, 2003a] et leur fonction de phase de Petzold [Mobley, 1994a],
 - les IOPs du phytoplancton dont son coefficient $a_\phi(\lambda)$ [Bricaud *et al.*, 1998], son coefficient d'atténuation $c_\phi(\lambda)$ [Loisel et Morel, 1998; Morel *et al.*, 2002] en utilisant la fonction de phase de Fournier-Forand [Mobley *et al.*, 2002],
 - et les IOPs de la CDOM d'où le coefficient d'absorption $a_{CDOM}(\lambda)$ [Babin *et al.*, 2003a].

La base de données issue de la simulation des modèles bio-optiques CCRR est similaire à celle présente dans le rapport 5 de l'IOCCG [IOCCG, 2006]. Elle regroupe 5000 combinaisons des trois paramètres Chl-a, SPM et CDOM utilisées pour générer 5000 spectres de $\rho_w(\lambda)$ en utilisant le code du transfert radiatif AccuRT [Jin et Stamnes, 1994; Thomas et Stamnes, 1999].

Les données synthétiques de $\rho_w(\lambda)$ issues du code du transfert radiatif AccuRT ont été comparées avec les données issues du code du transfert radiatif utilisant Hydrolight [Mobley et Sundman, 2013] et un coefficient de détermination (R^2) de l'ordre de 99.9% a été obtenu pour toutes les longueurs d'onde.

3.4.3. Procédure de la simulation de la couleur de l'océan

Afin de représenter un maximum de conditions atmosphériques et océaniques, 20000 cas ont été générés. Pour chaque cas océanique parmi les 5000 combinaisons de Chl-a, SPM et CDOM, 4 modèles d'aérosols parmi les 80 modèles ont été aléatoirement sélectionnés (4 configurations d'aérosols * 5000 configurations d'eau). Pour chacun des 20000 cas, les géométries observations sont aléatoirement sélectionnées suivant ces intervalles de variations :

- angle solaire zénithal (θ_s) : 0-70°,
- angle de vue zénithal (θ_v) : 0-70°,
- angle relative zénithal ($\Delta\phi$) : 0-180°.

La base de données simulées générées regroupe 20000 configurations de $L_{toa}(\lambda)$ et de $R_{rs}(\lambda)$ pour un capteur spécifique issues des paramètres en entrée : des géométries d'observations

aléatoires (θ_s , θ_V et $\Delta\phi$), des IOPs des aérosols ($\tau_a(865nm)$, $\alpha(443,865nm)$, f_v et RH) et les constituants de l'eau marine (Chl-a, SPM et CDOM). La simulation de la base de données a été réalisée en absence de l'effet de la réflexion spéculaire du soleil pour six capteurs : MODIS, MERIS, SeaWiFS, VIIRS, OLCI et SLSTR avec en sortie :

- $L_{toa}(\lambda)$ simulée en présence de l'absorption des gaz atmosphériques, la diffusion de Rayleigh, des aérosols et des IOPs de l'eau marine,
- la luminance en haut de l'atmosphère corrigée d'absorption des gaz ($L_{gc}(\lambda)$) simulée en absence de l'absorption des gaz atmosphériques et en présence de la diffusion de Rayleigh, des aérosols et des IOPs de l'eau marine,
- $L_{rc}(\lambda)$ issue de $L_{gc}(\lambda)$ précédemment simulées après la soustraction de la luminance de Rayleigh ($L_r(\lambda)$). $L_r(\lambda)$ est simulée en présence exclusive de la diffusion de Rayleigh (en absence de l'absorption des gaz atmosphériques, des aérosols et des IOPs de l'eau marine),
- $R_{rs}(\lambda)$ simulée à partir des concentrations en Chl-a, SPM et CDOM et traduite en IOPs de l'eau marine et en présence de l'absorption des gaz atmosphériques, la diffusion de Rayleigh et des aérosols,
- $\rho_A(\lambda)$ (sans absorption ou diffusion moléculaire mais incluant interaction aérosols-molécules) correspondant à $\rho_a + \rho_{ra}$ issue de la conversion de la luminance des aérosols $L_A(\lambda)$ simulée à partir des IOPs des aérosols,
- $t_d(\lambda)$ la transmission de la lumière incidente en haut de l'atmosphère à travers la double traversée de l'atmosphère du soleil vers la surface marine et de la surface marine vers le capteur qui est calculée à partir de $L_w(\lambda)$ suivant les deux cas de figure : avec et sans l'hypothèse de l'absorption totale de l'eau marine, puis avec et sans épaisseur optique τ_a .

Finalement, la base de données simulées du couple océan-atmosphère pour les capteurs OLCI/SLSTR est utilisée pour l'évaluation et le développement d'un nouvel algorithme de correction atmosphérique en prenant les trois grandeurs physiques $L_{rc}(\lambda)$, $\rho_A(\lambda)$, $t_d(\lambda)$ et $R_{rs}(\lambda)$.

3.5. Conclusion

Dans l'étude de la couleur de l'océan, l'acquisition des données se fait par des mesures radiométriques in-situ en utilisant un éventail de techniques et d'instruments. Cependant deux principales méthodes existent avec certains avantages et inconvénients. La première méthode consiste à faire des mesures radiométriques au-dessus de la surface dont la méthode utilisant l'ASD FieldSpec 4. Cette méthode présente l'avantage d'être moins intrusive et d'étudier la couleur de l'océan sans avoir à corriger l'atténuation du signal et l'ombre propre de l'instrument. Cependant le grand défi reste la correction de la réflexion du ciel.

La deuxième méthode par opposition, consiste à faire des mesures radiométriques en dessous de l'eau avec un système flottant comme le radeau. L'avantage est de ne pas avoir à devoir corriger la réflexion du ciel. Par contre les mesures sont sujettes à de fortes atténuations de la lumière d'eau surtout dans les eaux très turbides même si la profondeur est de quelques centimètres et le signal risque d'être très faible. L'utilisation de plusieurs types de mesures radiométriques in-situ permet de faire l'inter-comparaison radiométrique d'où l'exercice d'inter-comparaison qui est présenté dans le chapitre suivant.

Depuis l'avènement de la télédétection et le lancement du premier capteur de la couleur de l'océan (CZCS), plusieurs capteurs ont suivi dont le dernier capteur OLCI à bord du satellite Sentinel-3. Le satellite Sentinel-3 fait partie de la série des satellites Sentinel. Actuellement le satellite Sentinel-3 et le capteur OLCI regroupe une constellation de deux unités A et B.

La télédétection de la couleur de l'océan offre une vision synoptique de la couleur de l'océan plus accrue avec un temps de revisite plus court et une couverture spatiale plus grande. Cependant l'observation de la couleur de l'océan nécessite beaucoup d'exigences comme un grand rapport signal-sur-bruit et une grande résolution radiométrique et de niveaux de traitement dont le plus critique, la correction atmosphérique, ce qui justifie l'évaluation de 5 algorithmes dans le chapitre 5.

Dans la couleur de l'océan un autre type de donnée existe, la couleur de l'océan simulée. La simulation de la couleur de l'océan passe par l'utilisation de modèles

bio-optiques reliant les concentrations des paramètres biogéochimiques en propriétés optiques inhérentes. Puis dans un second temps les relations entre propriétés inhérentes et apparentes sont utilisées pour avoir la simulation de la couleur de l'océan. Les données simulées de la couleur de l'océan reste un outil très utile. Elles sont utilisées pour évaluer et développer de nouveaux algorithmes de correction atmosphérique dans le chapitre 6.

Chapitre 4

Inter-comparaison des radiométriques in-situ

4.1 Introduction	87
4.2 Sélection des spectres coïncidents	89
4.2.1 Critères de sélection	90
4.2.2 Contrôle de qualité	91
4.3 Paramètres statistiques	91
4.4 Analyses des spectres coïncidents	92
4.5 Conclusion	100

4.1. Introduction

Entre mai 2016 et novembre 2017, trois différentes mesures radiométriques ont été effectuées à l'aide de trois instruments : ASD FieldSpec 4 (appelé par la suite ASD dans ce chapitre), TriOS-RAMSES above-water (appelé TriOS-above) et le TriOS-RAMSES in-water (appelé Radeau dans la suite). Les instrument ASD et Radeau ont été utilisés dans les deux zones d'étude Manche orientale et Guyane Française alors que le TriOS-above a été seulement utilisé en Guyane Française.

Les exercices d'inter-comparaison radiométrique et de fermeture en optique marine sont primordiales dans le développement de la métrologie des mesures radiométriques

de la couleur de l'océan [Tzortziou *et al.*, 2006; Zibordi *et al.*, 2012]. Le but est d'évaluer et de contrôler la qualité des mesures radiométriques de la couleur de l'océan in-situ issues d'instrument ou d'un système de mesures. Plusieurs auteurs exposent les résultats d'exercices d'inter-comparaison pour plusieurs instruments radiométriques.

Hommersom *et al.* [2012] ont réalisé une inter-comparaison de quatre instruments : Water Insight Spectrometer (WISP-3), TriOS-above, ASD et Tethered Attenuation Coefficient Chain Sensor (TACCS), déployés en mer de Wadden, dans le lac de Peipsi et le lac de Vänern. Ils ont conclu que les mesures radiométriques les plus proches de celles du TriOS-above, sont : WISP-3, TACCS et ASD en ordre décroissant. L'ASD a présenté un pourcentage de différence moyennée quadratique de l'ordre de 85% par rapport au TriOS-above due aux : pointage manuel du pistolet optique, mesures de la plaque Spectralon faibles par rapport à E_d issue du TriOS-above et l'instabilité des mesures L_t de l'ASD [Hommersom *et al.*, 2012].

Knaeps *et al.* [2012] ont fait une inter-comparaison similaire entre l'ASD et le TriOS-above, en mer de Scheldt. Ils ont conclu que les mesures de l'ASD concordent avec celles du TriOS-above avec un coefficient de détermination de l'ordre de 99% et une différence moyenne quadratique de l'ordre de 0.006.

Zibordi *et al.* [2012] ont réalisé un exercice d'inter-comparaison radiométrique de six instruments : Wire-Stabilized Profiling Environmental Radiometer (WiSPER), 2 TACCS, SeaWiFS Photometer Revision for Incident Surface Measurements (SeaPRISM) et 2 TriOS-above, déployés en mer Adriatique Nord. Ils ont montré que la différence relative associée à Rrs dans les longueurs d'onde : 443, 555 et 665 nm, peut varier entre 0.2 et 21% et des différences notables existent entre deux instruments du même type.

Garaba et Zielinski [2013] ont réalisé une inter-comparaison du TriOS-above et du Satatlantic Profiler II, déployés à l'ouest du Groenland, en mer du Labrador. Ils ont montré que le pourcentage de la différence non-biaisée varie entre 5-110% suivant les longueurs d'onde.

de Moraes Rudorff *et al.* [2014] ont réalisé l'inter-comparaison de quatre instruments : Profiling Reflectance Radiometer (PRR), Satatlantic Profiler II, TriOS-RAMSES in-water profiler et ASD, déployés en atlantique sud et en pacifique sud-est. Ils ont montré que la

différence relative, entre 412 et 555 nm, varie entre 12 et 26%, pour tous les instruments par rapport au Satatlantic Profiler II (considéré comme la référence de l'inter-comparaison).

L'exercice d'inter-comparaison, entrepris dans ma thèse, est similaire à celui entrepris, dans le cadre du projet Fiducial Reference Measurement for Satellite Ocean Colour (FRM4OCR, <https://frm4soc.org/>), dont l'objectif est de référencer toutes les techniques de mesures radiométriques [Ruddick, 2017]. À l'issue de ce projet, les résultats de l'état de l'art de l'inter-comparaison radiométrique seront prochainement publiés.

Dans le présent chapitre, des mesures radiométriques de la couleur de l'océan sont inter-comparées. L'exercice d'inter-comparaison est basé sur l'inspection de diagrammes de dispersion, l'analyse de la variation spectrale de différents paramètres statistiques et l'utilisation de paramètres de ressemblance spectrale. Les résultats d'inter-comparaison radiométrique des trois couples ASD/Radeau, TriOS-above/Radeau et ASD/TriOS-above sont analysés et discutés.

4.2. Sélection des spectres coïncidents

Le post-traitement des mesures radiométriques issues des trois instruments varie suivant l'instrument utilisé comme détaillé dans la section 3.2. La détermination de $\rho_w(\lambda)$ est quasi-similaire pour les mesures radiométriques issues de l'ASD et TriOS-above parce que les deux méthodes consistent à faire des mesures au-dessus de l'eau. De plus, la sélection et le contrôle de qualité des deux méthodes de mesures radiométriques TriOS-above et Radeau sont quasi-similaires utilisant des radiomètres présentant des caractéristiques spectrales et radiométriques quasi-similaires. Les deux systèmes TriOS-above et Radeau ont en commun la simultanéité de mesures de $E_d(\lambda)$ et $L_u(\lambda)$.

Les mesures radiométriques de l'ASD, du Radeau et du TriOS-above sont présentées entre 400 et 750 nm dans la figure 4.1. Le nombre de mesures radiométriques est de 87 pour l'ASD, 158 pour le Radeau et 68 pour le TriOS-above (figure 4.1). Les mesures radiométriques du Radeau sont les plus nombreuses car le Radeau a été plus souvent déployé, cependant comme il est constaté dans la figure 4.1 quelques spectres présentent de fortes variations entre 410 et 420 nm d'où l'élimination de ces spectres dans l'exercice d'inter-comparaison.

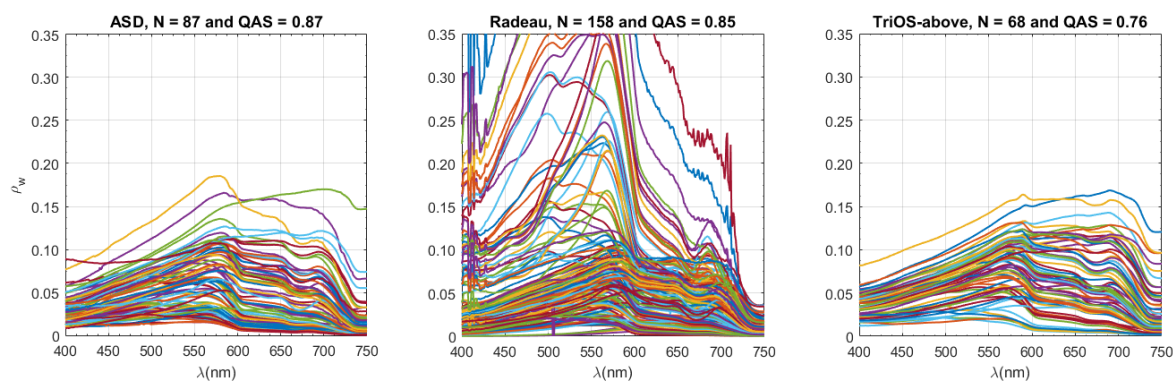


Figure 4.1. Spectres bruts de ρ_w issus des mesures radiométriques collectées avec l’ASD (à gauche), le Radeau (au centre) et le TriOS-above (à droite).

Le score de l’assurance de qualité (QAS) indique la quantification de la qualité du spectre de ρ_w suivant la référence de la base de données interne dans le système du QAS [Wei *et al.*, 2016]. La valeur du QAS doit être proche de l’unité pour un spectre de haute qualité. Le QAS est calculé pour l’ensemble des spectres de chaque type de mesures radiométriques en prenant les longueurs d’onde : 412, 443, 488, 510, 531, 547, 555, 667 et 678 nm. Les QAS obtenus sont de 0.87 pour l’ASD, 0.85 pour le Radeau et 0.76 pour le TriOS-above. Les mesures radiométriques de l’ASD présentent le QAS le plus élevé (0.87) mais proche du QAS du Radeau (0.85). Par contre, les mesures radiométriques du TriOS-above présentent le QAS le plus bas.

4.2.1. Critères de sélection

Durant les campagnes de mesures radiométriques en mer, le temps de mesures d’un instrument comme le Radeau pouvait être plus long ou plus court que celui d’un autre instrument comme ASD par exemple, parce que le radeau était déployé en début de station et récupéré en fin. Ce n’était pas le cas pour l’ASD et le TriOS above-water pour lesquels les mesures étaient effectuées en fin de station.

De même les temps de mesures du Radeau et du TriOS-above peuvent être complètement différents pour la même station. En général par rapport aux autres instruments, le Radeau présente le temps de mesures le plus long. De ce fait, les mesures radiométriques du Radeau et du TriOS-above ont nécessité un autre retraitement.

Pour le Radeau et le TriOS-above, les spectres moyennés de $\rho_w(\lambda)$ n’ont pas été directement utilisés dans l’inter-comparaison radiométrique. Comme les mesures

radiométriques de l'ASD présentent un spectre par station, issu des médianes des $L_p(\lambda)$, $L_s(\lambda)$ et $L_t(\lambda)$. Les spectres non-moyennés de $\rho(\lambda)$, du Radeau et du TriOS-above, dont l'intervalle temporel de mesures coïncide avec celui de l'ASD, ont été sélectionnés, puis moyennés.

À l'issue de cette étape de re-échantillonnage, six différents jeux de données sont obtenus et utilisés dans l'exercice d'inter-comparaison radiométrique : les mesures ASD coïncidentes avec le Radeau/les mesures Radeau coïncidentes avec l'ASD, les mesures ASD coïncidentes avec le TriOS-above/les mesures TriOS-above coïncidentes avec les mesures ASD et les mesures Radeau coïncidentes avec les mesures du TriOS-above/les mesures TriOS-above coïncidentes avec les mesures du Radeau. Ces trois données constituent trois couples : ASD/Radeau, TriOS-above/Radeau et ASD/TriOS-above dans l'exercice d'inter-comparaison radiométrique.

4.2.2. Contrôle de qualité

Au niveau de chaque couple d'inter-comparaison, les spectres de $\rho_w(\lambda)$ coïncidents sont visuellement inspectés. Si une quelconque irrégularité est observée comme une discontinuité du spectre, une forte variation spectrale de $\rho_w(\lambda)$ ou une forme anormale du spectre par rapport aux formes rencontrées habituelles comme présentées pour les types bio-optiques dans le troisième rapport de l'IOCCG (voir la figure 2.2 dans le rapport [IOCCG, 2000]), la paire de spectres est écartée de l'inter-comparaison. Le QAS peut être aussi utilisé en complément de l'inspection visuelle mais en partie car il n'intègre pas les eaux dominées par la matière en suspension et la matière dissoute colorée.

4.3. Paramètres statistiques

L'évaluation de chaque mesure radiométrique dans l'inter-comparaison a été initiée en utilisant les diagrammes de dispersion dans les longueurs d'onde standards de la télédétection de la couleur de l'océan : 400, 412, 443, 490, 510, 560, 665, 709 et 754 nm. Elles correspondent aux longueurs d'onde les plus utilisées des capteurs satellites de la couleur de l'océan MERIS et OLCI.

La quantification des différences spectrales entre les différentes mesures a été réalisée à l'aide de six paramètres statistiques : la pente statistique (α) et l'intersection (β) de la droite de régression, le biais (équation 4.1), la différence relative (RD, équation 4.2), la différence moyenne quadratique (RMSD, équation 4.3), et le coefficient de détermination (R^2) [JCGM, 2008],

$$\text{Bias} = \frac{1}{N} * \sum_{i=1}^N \frac{(\rho_w^y - \rho_w^x)}{\rho_w^x} * 100 \quad (4.1)$$

$$\text{RD} = \frac{1}{N} * \sum_{i=1}^N \frac{|\rho_w^y - \rho_w^x|}{\rho_w^x} * 100 \quad (4.2)$$

$$\text{RMSD} = \sqrt{\frac{1}{N} * \sum_{i=1}^N (\rho_w^y - \rho_w^x)^2} \quad (4.3)$$

où N est le nombre de paires de spectres dont le temps de mesures est coïncident, ρ_w^x est $\rho_w(\lambda)$ de référence (TriOS-above ou Radeau) dans le couple d'inter-comparaison et ρ_w^y est l'autre type de mesures (ASD, TriOS-above) coïncidente avec ρ_w^x .

L'analyse du spectre a été effectuée dans le but d'avoir la similitude des spectres complets entre 400 et 750 nm en se basant sur l'angle spectral moyenné [Kruse *et al.*, 1993; Keshava, 2004] (SAM, équation 4.4). Le SAM utilise toutes les longueurs d'onde entre 400 et 750 nm,

$$\text{SAM} = \frac{1}{N} * \sum_{i=1}^N \left(\arccos \left(\frac{\langle \rho_w^x(i), \rho_w^y(i) \rangle}{\| \rho_w^x(i) \| * \| \rho_w^y(i) \|} \right) \right) \quad (4.4)$$

où i est l'index du spectre, $\langle \rho_w^x, \rho_w^y \rangle$ est le produit scalaire de ρ_w^x et ρ_w^y . $\| \rho_w^{ASD} \|$ et $\| \rho_w^y \|$ sont les normes euclidiennes de ρ_w^x et ρ_w^y . Le SAM indique la moyenne de la différence entre les spectres de deux types de mesures radiométriques de ρ_w . Le SAM doit être égal à 0° .

4.4. Analyses des spectres coïncidents

Les figures 4.2, 4.3 et 4.4 représentent l'ensemble des spectres de $\rho_w(\lambda)$ utilisés dans l'inter-comparaison radiométrique des paires coïncidentes : ASD/Radeau (figure 4.2), TriOS-above/Radeau (figure 4.3) et ASD/TriOS-above (figure 4.4), suivant le même code couleur.

Le couple d'inter-comparaison radiométrique ASD/Radeau possède le plus grand nombre de paires, avec 41 spectres de ρ_w coïncidents dans le temps. Le nombre de paires le

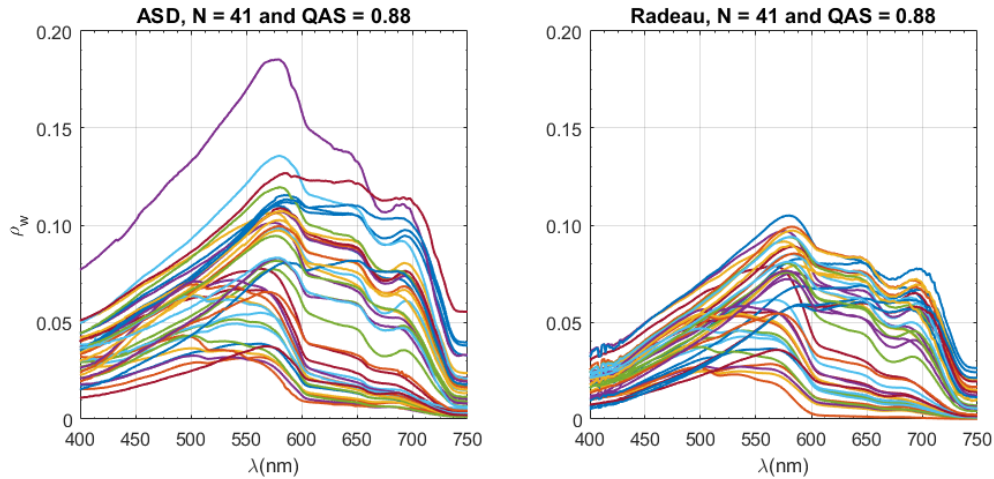


Figure 4.2. Spectres coïncidents de ρ_w issus des mesures radiométriques collectées avec l'ASD (à gauche) et le Radeau (à droite) après re-échantillonnage (Radeau) et inspection visuelle (ASD et Radeau), avec le même code couleur.

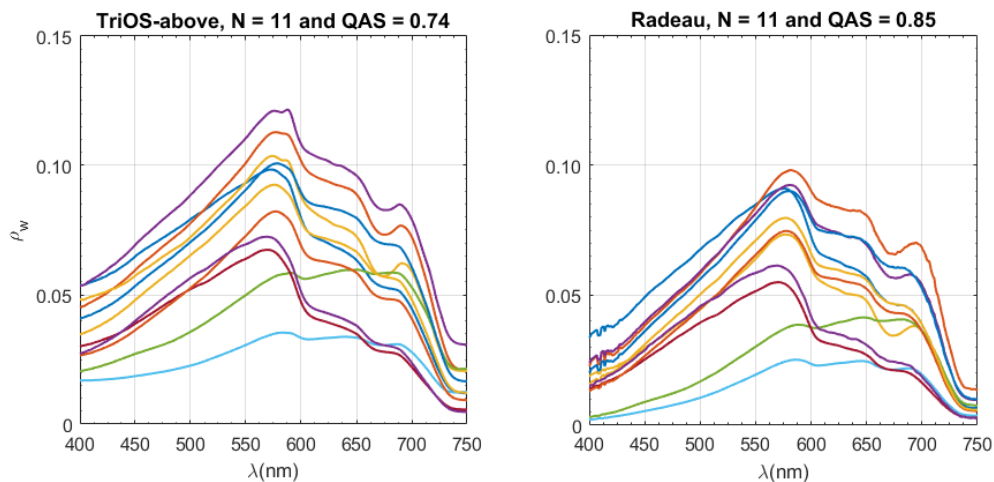


Figure 4.3. Spectres coïncidents de ρ_w issus des mesures radiométriques collectées avec le TriOS-above (à gauche) et le Radeau (à droite) après re-échantillonnage (TriOS-above et Radeau) et inspection visuelle (TriOS-above et Radeau), avec le même code couleur.

plus bas (11) concerne le couple TriOS-above/Radeau. Un nombre de 18 spectres coïncidents est disponible pour le couple ASD/TriOS-above.

Par la suite à l'issue de l'inter-comparaison radiométrique des mesures ASD, TriOS-above et Radeau, la dispersion des nuages de points est analysée. La figure 4.5 montre les résultats d'inter-comparaison des trois couples ASD/Radeau, TriOS-above/Radeau et ASD/TriOS-above en terme dispersion. Il faut noter qu'il n'existe aucune coïncidence simultanée correspondant aux trois mesures ASD, TriOS-above et Radeau.

Les mesures ASD et les mesures TriOS-above (points et ligne noirs) sont les plus proches de la bissectrice, pour toutes les longueurs d'onde entre 400 et 709 nm à l'exception

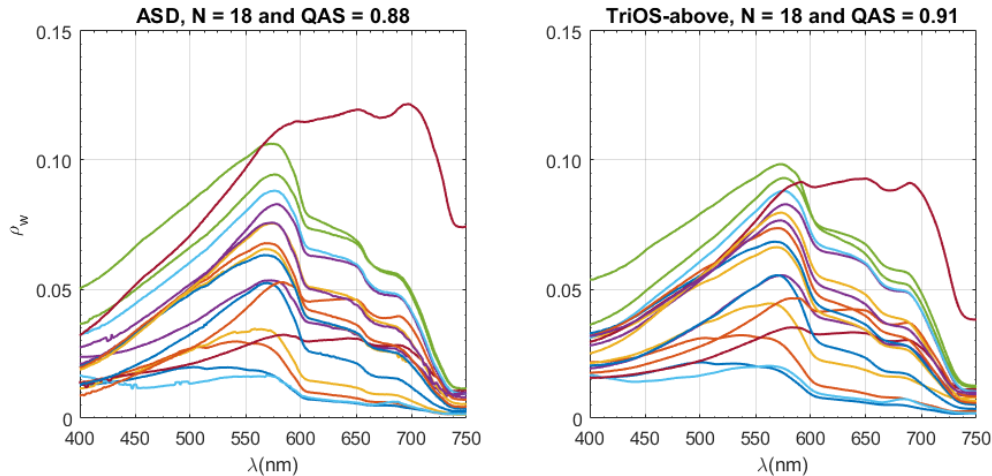


Figure 4.4. Spectres coïncidents de ρ_w issus des mesures radiométriques collectées avec l'ASD (à gauche) et le TriOS-above (à droite) après re-échantillonnage (TriOS-above) et inspection visuelle (ASD et TriOS-above), avec le même code couleur.

de 754 nm. Elles montrent une forte corrélation. La dispersion du nuage de points, pour ASD/Radeau, est plus étroite à l'exception de deux points. Les points se répartissent au-dessus de la bissectrice pour les longueurs d'onde 400-560 nm. Ils montrent une sur-estimation des mesures ASD par rapport aux mesures Radeau. La pente de la droite de régression est inférieure à 1 entre 400 et 490 nm. Au-delà de 490 nm elle devient plus proche de la droite 1-1 jusqu'à 665 nm où elle devient supérieure à 1.

La dispersion du nuage de points des mesures TriOS-above et Radeau est très restreinte pour toutes les longueurs d'onde. Elle illustre la corrélation entre les mesures. La droite de régression a tendance à se rapprocher de la bissectrice avec l'augmentation de la longueur d'onde jusqu'à 560 nm au-delà de laquelle elle aura tendance à s'en éloigner avec une augmentation de la pente de la droite de régression. Elle traduit la diminution de la sur-estimation des mesures TriOS-above, en fonction de l'augmentation de la longueur d'onde jusqu'à 560 nm. Quand $\lambda > 560$ nm, la sur-estimation augmente en fonction de la longueur d'onde. Les droites de régression des trois couples d'inter-comparaison radiométriques sont plus similaires à 510, 560 et 665 nm. Elles ont la même tendance de régression à 709 et 754 nm.

Après la revue de la dispersion du nuage de points des différents couples d'inter-comparaison radiométrique, la variation spectrale des différents paramètres statistiques est analysée entre 400 et 754 nm. La figure 4.6 représente la variation de la pente

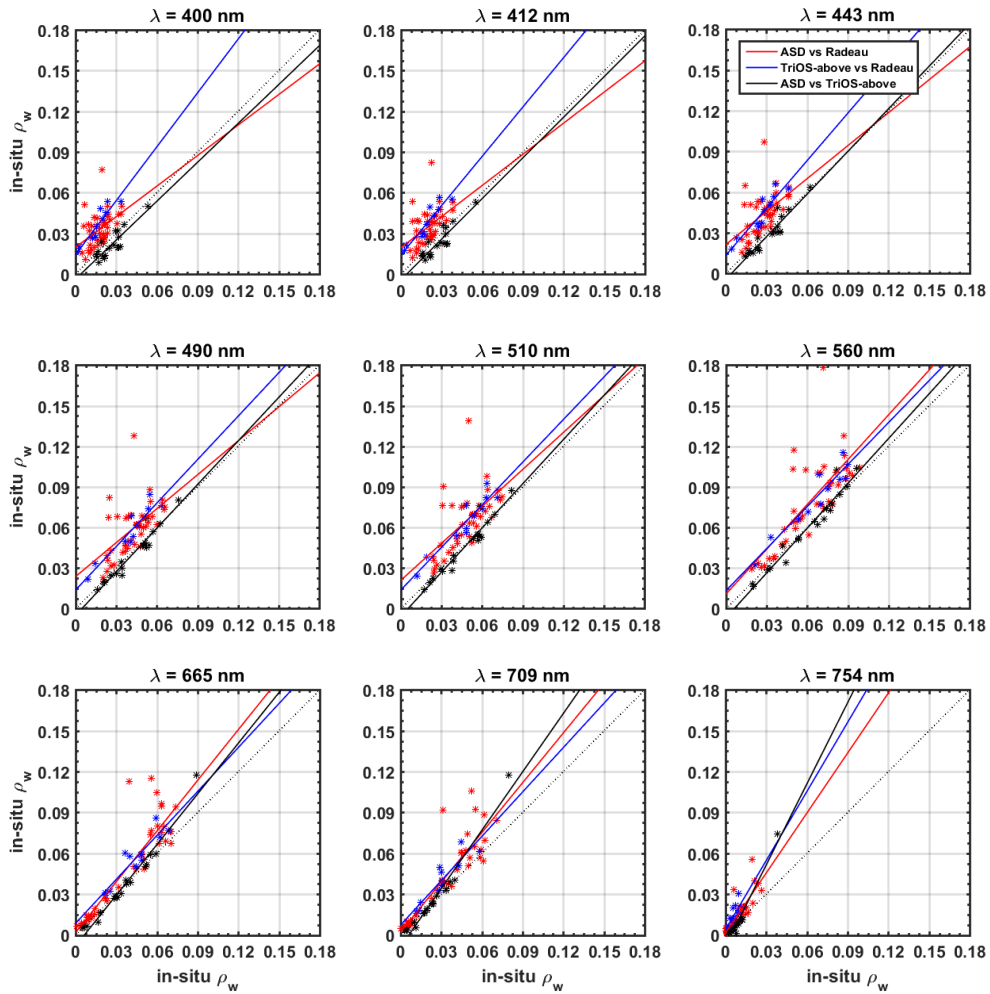


Figure 4.5. Diagrammes de dispersion des paires de spectres coïncidents de ρ_w issus d’inter-comparaison des mesures radiométriques collectées avec l’ASD, le TriOS-above et le Radeau dans les longueurs d’onde : 400, 412, 443, 490, 510, 560, 665, 709 et 754 nm pour les trois couples : ASD/Radeau (ordonnée/abscisse), TriOS-above/Radeau (ordonnée/abscisse) et ASD/TriOS-above (ordonnée/abscisse), dont les points sont représentés par les étoiles de couleur rouge, bleu et noire. Les lignes pleines représentent les droites de régression suivant le même code couleur présent aussi dans la zone des légendes dans le diagramme de dispersion en haut à droite ($\lambda = 443$ nm). La bissectrice (droite 1-1) est représentée par la ligne pointillée noire.

(α), l’intersection (β), le biais, la différence relative (RD), la différence moyenne quadratique (RMSD) et le coefficient de détermination (R^2), en fonction de la longueur d’onde entre 400 et 750 nm, pour ASD/Radeau (en rouge), TriOS-above/Radeau (en bleu) et ASD/TriOS-above (en noire).

Entre 400 et 750 nm, α du couple ASD/TriOS-above varie entre 0.95 et 2. Elle augmente progressivement entre 400 et 700 nm; au-delà elle croit rapidement traduisant la sur-estimation des mesures ASD par rapport aux mesures TriOS-Above. Pour

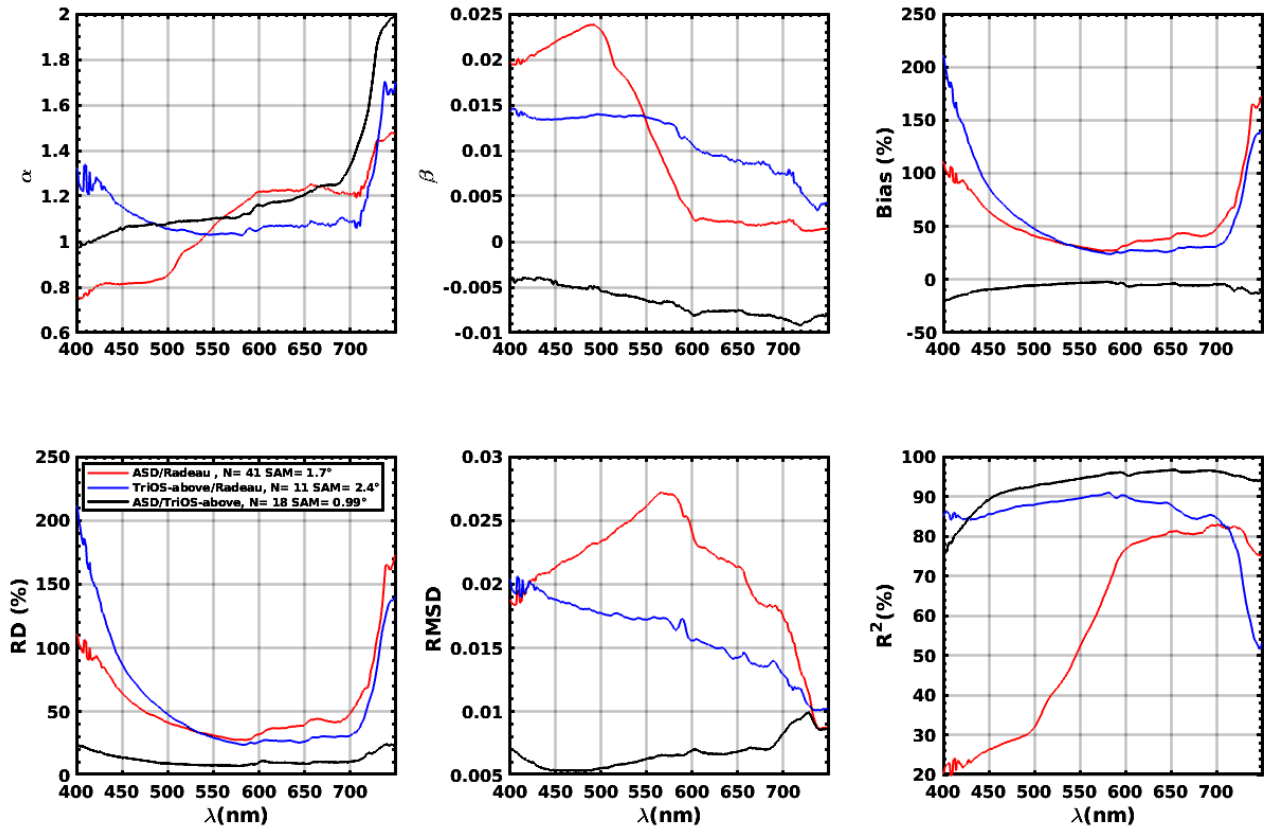


Figure 4.6. Variation spectrale de la pente (α), l'intersection (β), le biais, la différence relative (RD), la différence moyenne quadratique (RMSD) et le coefficient de détermination (R^2) entre 400 et 750 nm, pour les trois couples : ASD/Radeau (en rouge, ρ_w^y/ρ_w^x), TriOS-above/Radeau (en bleu, ρ_w^y/ρ_w^x) et ASD/TriOS-above (en noire, ρ_w^y/ρ_w^x).

TriOS-above/Radeau, elle varie entre 1.02 et 1.7. Elle fluctue beaucoup entre 400 et 430 nm. Puis elle diminue progressivement jusqu'à 550 nm. Entre 550 et 700 nm, elle se stabilise avec une valeur de l'ordre de 1.05. Au-delà de 700 nm, elle augmente très rapidement.

Par contre pour ASD/Radeau, α varie entre 0.75 et 1.45. Elle augmente entre 400 et 600 nm. Au-delà de 600 nm, elle est stable, puis augmente rapidement quand $\lambda \geq 700$ nm. Entre 550 et 750 nm, la tendance de la variation spectrale de α est presque identique pour les trois couples alors qu'elle l'est seulement pour les deux couples ASD/TriOS-above et ASD/Radeau entre 400 et 550 nm.

La valeur de R^2 est comprise entre 20 et 83% pour ASD/Radeau. Elle augmente rapidement entre 400 et 600 nm, puis elle est plus ou moins stable aux alentours de 37%. Les mesures ASD et Radeau sont moins corrélées avec $R^2 < 80\%$, entre 400 et 600 nm. Puis, leur corrélation augmente avec la longueur d'onde, $R^2 \approx 80\%$. Pour TriOS-above/Radeau, R^2 varie entre 50 et 90%. R^2 diminue rapidement quand $\lambda > 700$ nm. Elle varie entre 75 et

95% pour ASD/TriOS-above. R^2 augmente en fonction de la longueur d'onde jusqu'à 600 nm. Puis elle est plus ou moins stable au-delà de 600 nm, $R^2 \approx 95\%$.

Pour ASD/TriOS-above, le biais est négatif pour toutes les longueurs d'onde. Les mesures ASD sont sur-évaluées par rapport aux mesures TriOS-above. Le biais est compris entre -20 et -1%. Il augmente entre 400 et 500 nm. Puis, il est de l'ordre de -1%, entre 500 et 750 nm. Les mesures ASD et TriOS-above sont plus similaires entre 500 et 750 nm.

À l'inverse, entre 400 et 750 nm, le biais est positif pour les deux couples ASD/Radeau et TriOS-above/Radeau. La magnitude des spectres du Radeau est plus faible que les spectres de l'ASD et du TriOS-above. Il varie entre +40 et +167.5% pour ASD/Radeau. Pour TriOS-above/Radeau, il varie entre +40 et +190%. Le biais des deux couples ASD/Radeau et TriOS-above/Radeau présente une grande similitude. La forme spectrale du biais présente la forme de U pour les deux couples. Il diminue de 200% (TriOS-above/Radeau) et 100% (ASD/Radeau) à 25% pour les deux couples, entre 400 et 500 nm. Entre 500 et 700 nm, il varie peu. Puis il augmente rapidement jusqu'à une valeur de 160%, au-delà de 700 nm.

En terme de RD, la tendance de la variation spectrale est quasiment similaire pour les deux couples ASD/Radeau et TriOS-above/Radeau (forme de U). Pour TriOS-above/Radeau, RD varie entre 25 et 210%, alors qu'elle varie entre 26 et 168% pour ASD/Radeau. Le couple ASD/TriOS-above présente des valeurs de RD comprises entre 9 et 25%. Pour ce dernier couple, RD diminue avec l'augmentation de la longueur d'onde entre 400 et 550 nm, $RD \approx 9\%$. RD est plus ou moins stable entre 550 et 700 nm. Au-delà de 700 nm, elle augmente. La ressemblance de la variation spectrale de RD et du biais pour les deux couples ASD/Radeau et TriOS-above/Radeau peut suggérer la présence des effets systématiques.

Enfin, RMSD du couple ASD/TriOS-above est comprise 0.005 et 0.01. Elle diminue entre 400 et 450 nm. Puis elle augmente au-delà de 450 nm. Au niveau du couple TriOS-above/Radeau, elle diminue avec la longueur d'onde où les valeurs de RMSD sont comprises entre 0.01 et 0.027. À l'inverse, la RMSD du couple ASD/Radeau augmente entre 400 et 570 nm, RMSD varie entre 0.01 et 0.027. Entre 570 et 740 nm, elle diminue jusqu'à une valeur de 0.008. Puis au-delà de 740 nm, elle est stable.

Le tableau 4.1 reprend la synthèse de cette inter-comparaison radiométrique. Les deux couples ASD/Radeau et ASD/TriOS-above présentent le plus grand nombre de paires coïncidentes (41 et 18, dans le tableau 4.1). De même, les couples ASD/Radeau et ASD/TriOS-above présentent les QAS les plus élevés et les plus proches entre eux (0.88/0.88 et 0.88/0.91 dans le tableau 4.1). Les mêmes couples présentent les angles spectraux moyennés les moins élevés, de l'ordre de 1.71° pour ASD/Radeau et 2.43° pour ASD/TriOS-above.

Tableau 4.1. Synthèse de l'inter-comparaison radiométrique en terme de nombre de paires N, QAS et SAM pour les trois couples ASD/Radeau, TriOS-above et ASD/TriOS-above.

$\rho_w^y(\lambda)/\rho_w^x(\lambda)$	N	QAS ^y /QAS ^x	SAM [°]
ASD/Radeau	41	0.88/0.88	1.71
TriOS-above/Radeau	11	0.74/0.85	2.43
ASD/TriOS-above	18	0.88/0.91	0.99

Le tableau 4.1 souligne bien la grande similitude entre les mesures radiométriques ASD/TriOS-above et à moindre mesure pour les couples ASD/Radeau et TriOS-above/Radeau. Suivant l'analyse du QAS et SAM (tableau 4.1), l'analyse des diagrammes de dispersion et des variations spectrales des paramètres statistiques dans l'inter-comparaison radiométrique, des couples ASD/Radeau, TriOS-above/Radeau et ASD/TriOS-above, les mesures radiométriques de l'ASD sont plus proches des mesures radiométriques du TriOS-above avec SAM= 0.99°.

[Knaeps et al. \[2012\]](#) ont montré une inter-comparaison des mesures radiométriques de l'ASD et du TriOS-above où les deux mesures radiométriques sont presque identiques. Il faut aussi noter que l'inter-comparaison ASD/TriOS-above diffère légèrement de celle résultant des travaux de [Knaeps et al. \[2012\]](#), $R^2 \neq 99\%$. Cela peut être expliqué par la prise en compte de la correction de la réflexion résiduelle spéculaire du ciel et du soleil et d'une valeur fixe pour ρ_s [[Knaeps et al., 2012](#)].

Dans la présente inter-comparaison radiométrique, la différence entre l'ASD et le TriOS-above est moins notable entre 550 et 700 nm. Les mesures radiométriques de l'ASD et du TriOS-above partagent la même approche de mesures. Les mesures radiométriques sont prises au-dessus de la surface marine. La correction de la réflexion du ciel au niveau de la

surface marine est faite suivant la même approche pour l'ASD et le TriOS-above. Cependant le pointage du pistolet optique de l'ASD reste manuelle et pas précise lors duquel les angles θ et ϕ peuvent être différents comme l'ont relevé [Hommersom et al. \[2012\]](#).

Par leurs caractéristiques instrumentales, les mesures radiométriques de l'ASD et du TriOS-above ne peuvent pas être identiques en absolu, le système TriOS-above est plus sensible à la calibration (mesures de E_d et L_t) alors que l'ASD est plus sensible à la plaque Spectralon (mesures de L_p) [[Hommersom et al., 2012](#)]. Par ailleurs, les différences dans les procédures de post-traitement peuvent aussi expliquer les différences entre les mesures radiométriques de l'ASD et du TriOS-above.

L'inter-comparaison radiométrique de l'ASD et du TriOS-above confirment aussi que les protocoles de mesures et de post-traitement de l'ASD sont corrects avec des différences de l'ordre de 10% entre ASD et TriOS-above. En revanche, les mesures radiométriques de l'ASD sont moins similaires aux mesures radiométriques du Radeau avec un SAM de l'ordre de 1.71° . Cependant elles sont plus similaires aux mesures Radeau que celles du TriOS-above (SAM= 2.43°), surtout entre 400 et 520 nm. Entre 520 et 750 nm, les mesures radiométriques TriOS-above sont plus proches des mesures du Radeau où les valeurs de RD de l'inter-comparaison TriOS-above/Radeau sont moins élevées que celles de l'inter-comparaison ASD/Radeau. La similitude relative entre les mesures ASD et Radeau peut être expliquée par un nombre plus grand de paires coïncidentes (41), alors que le nombre de paires est de 11 pour TriOS-above/Radeau. L'absence de triplets entre mesures ASD, TriOS-above et Radeau ne permet pas de faire d'autres tests plus appropriés.

Les différences entre les mesures radiométriques ASD et Radeau peuvent être plus élevées à cause de la différence entre les deux approches de mesures sans que cela soit la seule raison [[Zibordi et al., 2012](#)]. Au niveau des mesures au-dessus de la surface, l'absence de système d'orientation [[Hommersom et al., 2012](#)] suivant les recommandations de [Mobley \[1999\]](#) et l'état du ciel avec des conditions non idéales (la couverture nuageuse) comme l'ont identifié [de Moraes Rudorff et al. \[2014\]](#), pour la minimisation et la correction de ρ_s au niveau de l'ASD peuvent expliquer les grandes valeurs de RD [[Mobley, 1999, 2015](#)] mais aussi l'absence de mesures in-situ de la vitesse du vent [[Ruddick et al., 2006b](#)]. Les mesures

en dessous de la surface marine pour le Radeau peuvent être aussi la cause du grand écart entre les mesures du Radeau et de l'ASD.

Pour les différences entre les mesures radiométriques TriOS-above et Radeau, la correction de la réflexion du ciel dans l'approche au-dessus de la surface très impactée par l'état du ciel (comme pour l'ASD), la calibration des instruments mesurant E_d et L_u ou L_t (calibration tout les un ou deux ans, pour le Radeau et le TriOS-above), la correction de l'ombre et la profondeur d'immersion, en plus de conversion de L_u en L_w (pour le Radeau) peuvent expliquer les différences entre les mesures radiométriques du TriOS-above et du Radeau, mais aussi entre les mesures radiométriques de l'ASD et du Radeau.

L'absence de la normalisation de ρ_w ou de la correction de l'effet de bidirectionnalité [Morel et Gentili, 1991, 1993, 1996] dans l'inter-comparaison sont dues en partie à l'absence des données auxiliaire nécessaire comme la vitesse du vent et les IOPS. De plus, la normalisation de ρ_w au niveau des eaux côtières reste très complexe, triviale et ayant beaucoup d'incertitude [Loisel et Morel, 2001; Morel *et al.*, 2002]. La correction de cet effet peut expliquer les différences entre les mesures radiométriques au-dessus ($\theta_v = 45^\circ$) et en dessous de la surface marine (observation au nadir) comme il a été relevé par de Moraes Rudorff *et al.* [2014].

4.5. Conclusion

Trois différentes mesures radiométriques ont été collectées à l'aide de l'ASD, du TriOS-above et du Radeau. L'ASD et le Radeau ont été utilisés en Manche orientale et en Guyane Française. En revanche, le TriOS-above l'a été seulement en Guyane Française. L'exercice d'inter-comparaison radiométrique a nécessité la re-sélection des spectres suivant la coïncidence des intervalles temporels d'acquisition et le recalcul de leur moyenne.

L'exercice d'inter-comparaison radiométrique s'est basé sur l'analyse spectrale des paramètres statistiques et la détermination d'autres indicateurs comme le QAS et le SAM. À l'issue de l'exercice, des paires de spectres coïncidents plus nombreuses ont été constatées pour les mesures radiométriques de l'ASD et du Radeau. Les mesures radiométriques de l'ASD sont les plus similaires aux mesures radiométriques du TriOS-above. Mais elles sont

aussi celles qui sont relativement les plus similaires à celles du Radeau en comparaison avec celles du TriOS-above.

L'inter-comparaison radiométrique est plus dominée par l'instrumentation et ses caractéristiques que l'approche. L'absence d'un système pour quantifier les incertitudes reste très dommageable et ne permet pas de discussion plus poussées. Elle ne permet pas de conclure avec l'inter-comparaison radiométrique dont les résultats restent préliminaires. L'inter-comparaison radiométriques suggère aussi que les mesures Radeau ont besoin de plus d'investigation pour identifier les sources des effets systématiques et quantifier les incertitudes.

L'inter-comparaison radiométrique est primordiale dans le développement des protocoles des mesures radiométriques de la couleur de l'océan. L'exercice d'inter-comparaison des mesures radiométriques de ASD, du TriOS-above et du Radeau souligne la cohérence dans le protocole de mesures et de post-traitement des mesures radiométriques collectées avec l'ASD qui ont été développés en cours de la thèse.

La qualité des mesures radiométriques de l'ASD est notable. Pour rappel, l'ASD a été nouvellement acquis dans l'équipe de recherche et a nécessité beaucoup d'efforts de développement. L'inter-comparaison des mesures ASD avec les autres mesures est nécessaire car les données ASD sont utilisées pour la validation des algorithmes de correction atmosphérique dans le chapitre suivant.

Chapitre 5

Inter-comparaison des algorithmes de correction atmosphérique du capteur OLCI

5.1	Introduction	104
5.2	Résumé de l'article de l'inter-comparaison des algorithmes de correction atmosphérique pour OLCI au-dessus des eaux côtières	105
5.2.1	Critères de sélection	105
5.2.2	Paramètres statistiques	106
5.2.3	Étude de sensibilité des ACs	108
5.2.4	Analyses de l'exercice de co-localisation	108
5.2.5	Impacts sur le nombre de paires coïncidentes	112
5.2.6	Analyse de l'étude de sensibilité	113
5.2.7	Impacts sur les rapports des bandes spectrales	113
5.3	Conclusion	115
5.4	Article de l'inter-comparaison des algorithmes de correction atmosphérique pour OLCI au-dessus des eaux côtières	117

5.1. Introduction

La télédétection de la couleur de l'océan exige une correction atmosphérique très précise [IOCCG, 2010]. Plusieurs algorithmes de correction atmosphérique (ACs) ont été développés au cours des trois dernières décennies pour les anciens et actuels capteurs spatiaux majeurs de la couleur de l'océan. Ces algorithmes de correction atmosphérique peuvent être catégorisés en plusieurs groupes (voir section 2.3.4).

La validation de la couleur de l'océan, issue de la télédétection, se base sur le protocole de la NASA développé par McClain *et al.* [2002] et par Mueller *et al.* [2003c,b]. Par la suite, les protocoles de la validation des produits de la couleur de l'océan ont été raffinés et améliorés par Bailey et Werdell [2006] et Jamet *et al.* [2011]. Pour OLCI, la validation des produits de la couleur de l'océan reste très limitée. Peu d'articles ont été publiés sur la validation de la couleur de l'océan d'OLCI [Zibordi *et al.*, 2018; Kyryliuk et Kratzer, 2019; Pereira-Sandoval *et al.*, 2019]. Cependant, d'autres travaux similaires ont été publiés pour la validation des produits de la couleur de l'océan d'OLCI et le développement de sa correction atmosphérique au-dessus des eaux intérieures des lacs en Chine [Bi *et al.*, 2018].

Cinq algorithmes de correction atmosphérique ont été décrits dans le chapitre 2 : Baseline (BIAC) [Antoine et Morel, 1999; Moore *et al.*, 1999; Lavender *et al.*, 2005], Case 2 Regional-CoastColour (C2R-CC) [Doerffer et Schiller, 2007; Brockmann *et al.*, 2016], Case 2 Regional-CoastColour Alternative Nets (C2R-CCAltNets) [Doerffer et Schiller, 2007; Brockmann *et al.*, 2016], l'algorithme Polymer (Polymer) [Steinmetz *et al.*, 2011] et l'algorithme standard de la NASA (l2gen, NASA dans l'article 5.4 [Mograne *et al.*, 2019]) [Gordon et Wang, 1994b; Stumpf *et al.*, 2003; Bailey *et al.*, 2010]. Puis, ils ont été sélectionnés pour évaluer la précision de la réflectance de l'eau marine estimée par le capteur OLCI de Sentinel-3A au-dessus de deux eaux côtières françaises optiquement contrastées : la Manche orientale et la Guyane Française. Le but est d'estimer leur précision et avoir des informations sur l'algorithme le plus efficace pour ces eaux côtières.

La première validation de ces algorithmes de correction atmosphérique, appliqués à OLCI dans les eaux côtières françaises, est présentée dans ce chapitre. Elle a fait objet

d'un article publié dans le journal Remote Sensing. Le chapitre fait d'abord la synthèse de l'article de l'inter-comparaison des algorithmes de correction atmosphérique du capteur OLCI [Mograne *et al.*, 2019] mis dans la section 5.4.

5.2. Résumé de l'article de l'inter-comparaison des algorithmes de correction atmosphérique pour OLCI au-dessus des eaux côtières

5.2.1. Critères de sélection

L'exercice de coïncidence a pour but de co-localiser les images satellitaires avec les mesures in-situ dans le temps et dans l'espace [Bailey et Werdell, 2006]. Afin d'effectuer la comparaison, les étapes suivantes sont prises en compte.

Les sémaphores de qualité ou d'exclusion (flags) sont utilisés pour éliminer et exclure les pixels dont la qualité est insuffisante en terme de ρ_w . Les sémaphores recommandés les plus communs et utilisés sont : les pixels invalides, les terres, les glaces, les nuages, les pixels suspects, la réflexion spéculaire du soleil trop élevée, les écumes marines, l'angle zénithal très élevé, la saturation du détecteur et les pixels où la correction atmosphérique a échoué [Bailey et Werdell, 2006].

D'autres sémaphores de qualité ont été utilisés suivant l'AC sélectionné : les sémaphores de qualité de l'effet des pixels adjacents et des valeurs négatives de ρ_w entre 412 et 665 nm pour le BIAC [Antoine et Morel, 1999; Lavender *et al.*, 2005; EUMETSAT, 2018], les sémaphores de qualité hors intervalle de correction atmosphérique des réseaux de neurones pour le C2R-CC et le C2R-CCAltNets [Doerffer et Schiller, 2007; Brockmann *et al.*, 2016], les sémaphores de qualité du coefficient de rétrodiffusion des particules b_{bp} négatif, du hors intervalle d'optimisation des paramètres : Chl-a non comprise entre 0.01 et 100 mg m^{-3} ou b_{bp} non comprise entre -0.005 et 0.1 m^{-1} , d'exception : erreurs dans l'interpolation des LUTs, des aérosols épais, de la masse d'air élevée, et de pixels inconsistants : $t\rho_w > \rho_{toa}$, pour Polymer [Steinmetz *et al.*, 2011, 2016], et les sémaphores de qualité du bruit du signal élevé, de $L_w(560 \text{ nm})$ trop faible et de l'erreur de navigation pour l2gen [Gordon et Wang, 1994b; Ahmad *et al.*, 2010; Bailey *et al.*, 2010].

L'exercice de coïncidence est basé sur des critères de sélection [Bailey et Werdell, 2006; Jamet *et al.*, 2011; Goyens *et al.*, 2013b; Müller *et al.*, 2015]. Les critères de sélection incluent

une fenêtre temporelle de ± 2 h entre le passage du satellite et le temps de mesures in-situ. Ce critère peut être toléré car les conditions d'illumination et de l'atmosphère peuvent être raisonnablement stables dans un intervalle temporel de ± 2 h [McClain *et al.*, 2000; Bailey et Werdell, 2006; Jamet *et al.*, 2011; Goyens *et al.*, 2013b].

Les pixels de l'image sont extraits suivant une boîte de 3-par-3 pixels centrée sur la localisation de la mesure in-situ. Le nombre de pixels valides, suivant les sémaphores de qualité décrits ci-dessus, doit être au moins égal à 6 parmi les 9 de la boîte de pixels. Par la suite, la moyenne et l'écart-type des pixel valides dans la boîte de 3-par-3 pixels sont calculés et utilisés pour avoir le coefficient de variation (rapport entre l'écart-type et la moyenne) à 560 nm (CV(560)). CV(560) doit être inférieur à 20% [Bailey et Werdell, 2006].

Enfin, si une paire de mesures coïncidentes remplit les critères décrits ci-dessus (± 2 h, $\geq 6/9$ de pixels valides et $CV(560) \leq 20\%$), la médiane de la boîte de pixels sélectionnés est déterminée et prise en compte dans la comparaison avec la mesure in-situ correspondante. L'utilisation de la médiane à l'instar de la moyenne permet d'écarter les valeurs extrêmes dans la comparaison pour les longueurs d'onde différentes de 560 nm [Mograne *et al.*, 2019].

5.2.2. Paramètres statistiques

L'évaluation de la performance des ACs a été faite en calculant six paramètres statistiques : la pente (α), l'intersection (β) de la droite de régression, le biais (équation 5.1), la différence relative (RD, équation 5.2), la différence moyenne quadratique (RMSD, équation 5.3), et le coefficient de détermination (R^2),

$$\text{Bias} = \frac{1}{N} * \sum_{i=1}^N \frac{(\rho_w^{AC} - \rho_w^{ASD})}{\rho_w^{ASD}} * 100 \quad (5.1)$$

$$\text{RD} = \frac{1}{N} * \sum_{i=1}^N \frac{|\rho_w^{AC} - \rho_w^{ASD}|}{\rho_w^{ASD}} * 100 \quad (5.2)$$

$$\text{RMSD} = \sqrt{\frac{1}{N} * \sum_{i=1}^N (\rho_w^{AC} - \rho_w^{ASD})^2} \quad (5.3)$$

où N est le nombre de paires coïncidentes, ρ_w^{AC} est la réflectance émergente de l'eau issue de l'AC, et ρ_w^{ASD} est la réflectance mesurée en utilisant le spectro-radiomètre ASD FieldSpec 4.

L'analyse statistique du spectre complet a été aussi réalisée pour évaluer la performance des ACs suivant tout le spectre en utilisant : le score d'assurance qualité QAS [Wei *et al.*, 2016], la moyenne du Chi-carré [Müller *et al.*, 2015] ($\overline{\chi^2}$), et la moyenne de l'angle spectral [Kruse *et al.*, 1993; Keshava, 2004] (SAM).

Le QAS utilise 7 longueurs d'onde : 412, 443, 488, 510, 555, 667, et 687 nm, qui sont les seules longueurs d'onde de ρ_w référencées dans le QAS disponibles et proches des bandes spectrales d'OLCI. Si une longueur d'onde n'existe pas pour OLCI, la longueur d'onde la plus proche est prise comme pour 488, 555, 667, et 687 nm (490, 560, 665, et 681 nm pour les bandes spectrales d'OLCI).

Le $\overline{\chi^2}$ utilise 11 longueurs d'onde en excluant 560 nm à cause de son utilisation pour la normalisation : 400, 412, 490, 510, 620, 665, 674, 681, et 709 nm. Le SAM utilise 12 longueurs d'onde : 400, 412, 443, 490, 510, 560, 620, 665, 674, 681, 709, et 754 nm.

Le nombre de paires coïncidentes donne une information sur la couverture spatiale issue de chaque AC. Le QAS donne une information sur la qualité spectrale issue de chaque AC [Wei *et al.*, 2016]. Le QAS doit être de 1 pour des spectres de hautes qualités. Le $\overline{\chi^2}$ donne une information sur la différence relative le long de tout le spectre et il doit être nul. Le SAM donne une information sur la ressemblance spectrale entre les spectres de $\rho_w(\lambda)$ issus de l'AC et de l'ASD et il doit être proche de 0°.

Un schéma d'attribution de scores a été adapté à partir du schéma de Müller *et al.* [2015] dans le but de classer chaque AC suivant sa performance en comparaison avec celle des autres. Il se base sur l'attribution des scores suivant α , β , bias, RD, RMSD, R^2 , et N pour chaque AC en fonction de l'intervalle de variation de chaque paramètre statistique pour tous les ACs (voir l'article [Mograne *et al.*, 2019], équation 18). Comme 12 longueurs d'onde et 7 paramètres statistiques sont pris en compte, la valeur maximum de S_{tot} est de l'ordre de 84. Comme pour le QAS, le SAM, et le $\overline{\chi^2}$, S_{tot} quantifie la performance de l'AC tout le long du spectre de ρ_w issue de l'AC [Mograne *et al.*, 2019].

5.2.3. Étude de sensibilité des ACs

Durant les campagnes en mer, des échantillons d'eau de mer ont été prélevés près de la surface marine. Les paramètres biogéochimiques et bio-optiques comme la turbidité et a_{CDOM} ont été mesurés dans le but d'étudier la sensibilité de la performance des ACs en fonction de ces paramètres environnementaux.

La turbidité a été mesurée avec le turbidimètre portable HACH 2100Qis (HACH Company, Loveland, CO, USA), dont les normes sont celles de ISO-7027. Le turbidimètre a un intervalle de mesures de 0–1000 Unités Néphélométriques de Formazine (FNU) avec une résolution de 0.01 FNU. Avant chaque campagne, le turbidimètre a été étalonné avec les standards StabCal Formazin. La turbidité est déterminée en calculant la moyenne et l'écart-type de dix répliquats de mesures comme décrit par [Neukermans et al. \[2012\]](#).

Le spectre d'absorption du CDOM ($a_{CDOM}(\lambda)$) a été estimé suivant le protocole de la NASA [[Mueller et al., 2003c,b,a, 2004](#)]. La méthode de mesures consiste à filtrer un échantillon de l'eau marine de surface sous une faible pression (<5 in Hg) en utilisant une membrane fine de polycarbonate de 0.2- μ m. En utilisant le spectro-photomètre Shimadzu UV-2450 à double faisceau UV-visible (Shimadzu Corporation, Kyoto, Japan), l'absorbance du CDOM est mesurée entre 250–850 nm avec une résolution spectrale de 1 nm. Ensuite l'absorbance du CDOM est utilisée pour déterminer a_{CDOM} . La procédure plus détaillée est donnée par [Vantrepotte et al. \[2015\]](#).

5.2.4. Analyses de l'exercice de co-localisation

Les critères de section ont permis d'obtenir 37 (parmi un total de 76) paires coïncidentes valides : 18 en Manche orientale et 19 en Guyane Française. La figure 5.1 présente les 37 spectres de ρ_w^{ASD} entre 400 et 750 nm utilisés pour la validation de tous les ACs.

Les 37 spectres sont représentatifs d'un large nombre de types bio-optiques, allant des moyennes aux eaux très turbides, avec une large gamme de variation de la magnitude à 400 nm et des pics de magnitude de variations de ρ_w aux alentours de 490, 555, ou 700 nm (ou 820 nm en Guyane Française) [[Mélin et Vantrepotte, 2015](#); [Ye et al., 2016](#)].

L'utilisation du QAS a permis de recenser 10 parmi 23 classes de type bio-optique d'eau suivant la méthode développée par [Wei et al. \[2016\]](#). Les 10 classes sont représentatives

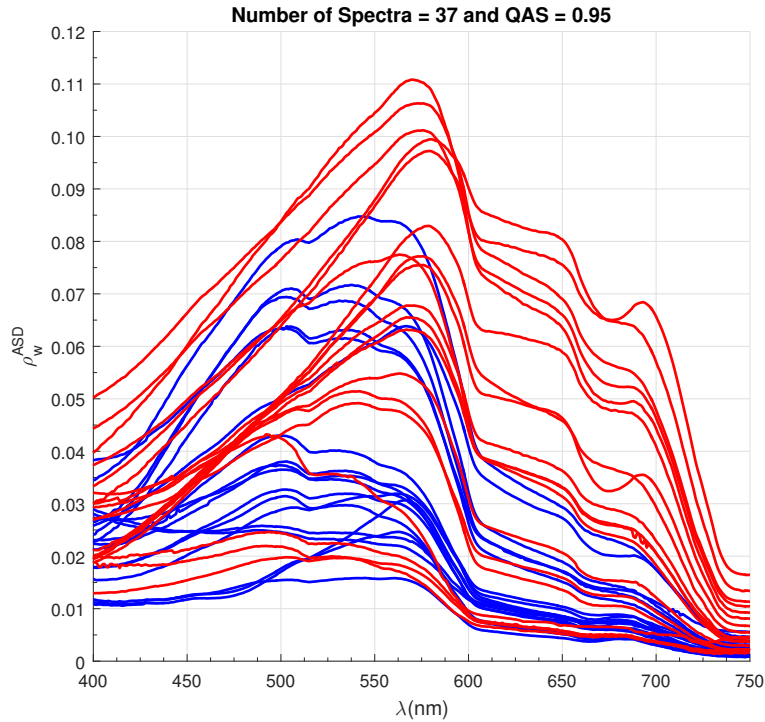


Figure 5.1. Variation spectrale des mesures in-situ de ρ_w collectées avec l'ASD spectro-radiomètre entre 400 et 750 nm. La couleur bleu représente la Manche orientale et la couleur rouge représente la Guyane Française. Le nombre total de spectres et le QAS sont présents en haut de la figure.

d'eaux ayant des Chl-a entre 0.94 et 10.41 mg m⁻³. Cette méthode de classification permet de substituer la Chl-a par l'index des classes dans l'étude de sensibilité des ACs.

Le nombre de paires coïncidentes varie suivant l'AC : 18 (BIAC), 16 (C2R-CC), 19 (C2R-CCAltNets), 35 (Polymer), et 17 (l2gen), parmi les 37 paires valides. L'analyse des diagrammes de dispersion de ρ_w^{AC} en fonction de ρ_w^{ASD} dans la figure 3 dans l'article présent dans la section 5.4 [Mograne *et al.*, 2019] est en concordance avec la figure 5.2. La figure 5.2 présente la variation spectrale des paramètres statistiques entre 400 et 750 nm.

Pour la plupart des ACs, α augmente de 400 à 490 nm, à l'exception de C2R-CCAltNets, pour lequel α est toujours proche de 1 et ne présente pas de dépendance à λ . La variation spectrale de R^2 est similaire à celle de α , mais plus prononcée. Tous les ACs ont un $R^2 \leq 90\%$ entre 400 et 560 nm, C2R-CCAltNets présente les valeurs les plus élevées. À partir de 560 nm, l2gen présente les valeurs les plus élevées, proches de 100%.

La magnitude du biais montre une dépendance à la longueur d'onde, quand le signe du biais dépend des ACs. Le C2R-CCAltNets présente les valeurs les plus faibles en valeurs

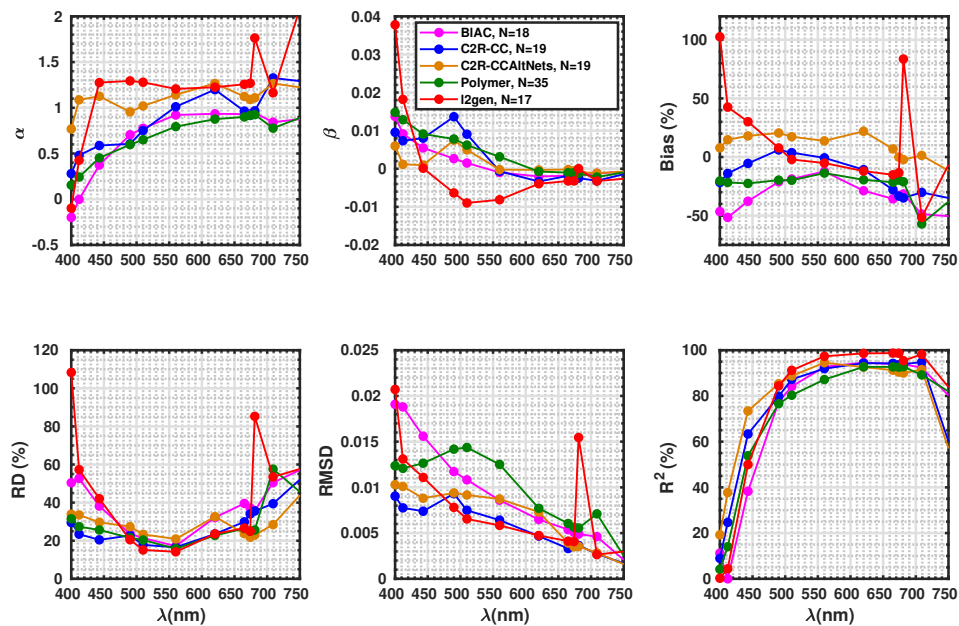


Figure 5.2. Variation spectrale des paramètres statistiques entre 400 et 750 nm : α , β , biais, RD, RMSD, et R^2 . Le code couleur est présenté dans la zone de texte dans la sous-figure du milieu en haut (β) avec le nombre de paires coïncidentes correspondantes à chaque AC.

absolues à 400, 560, 620, 665, 674, 681, et 709 nm, quand Polymer présente la valeur la moins élevée en valeurs absolues à 412 nm. Pour 443 et 510 nm, C2R-CC montre le biais le plus faible en valeurs absolues. BIAC est toujours négativement biaisé, à l'inverse du C2R-CCAltNets qui est toujours positivement biaisé.

La variation spectrale de RD présente la forme classique du U (forme "smiley") avec des valeurs élevées dans le bleu et le rouge et des valeurs faibles dans le vert. Polymer et C2R-CC présentent les valeurs de RD les plus faibles pour toutes les longueurs d'onde, et leur variation spectrale est moins prononcée par rapport aux autres ACs.

Il faut noter que la performance du l2gen est affectée par l'échec de correction de l'effet du smile à 671 nm à cause d'une erreur dans le code du module l2gen sous SeaDAS, avec des pics de α , biais, RD, et RMSD. BIAC et l2gen sont plus performants en Guyane Française qu'en Manche orientale. Les autres ACs ont les mêmes performances dans les deux zones d'études [Mograne *et al.*, 2019].

Table 5.1 présente les valeurs de QAS, $\overline{\chi^2}$, SAM, et S_{tot} pour chaque AC avec une fenêtre temporelle de ± 2 -h. Les valeurs minimales de $\overline{\chi^2}$ ont été obtenues par C2R-CCAltNets

(2.28) et Polymer (2.00), à l'inverse du BIAC qui a la valeur la plus élevée (3.30). Quand la précision de l'AC diminue, la valeur de $\overline{\chi^2}$ augmente en corrélation avec SAM sauf pour l2gen. Polymer présente la valeur la moins élevée de SAM (7.29) à l'inverse du l2gen qui présente la valeur maximale (14.60). Pour le S_{tot} , C2R-CCAltNets est le plus performant des ACs avec un score total maximal de 56.46. Au second rang, C2R-CC possède une valeur de 51.99. BIAC présente la valeur la moins élevée de 36.01.

Tableau 5.1. Valeurs de QAS, $\overline{\chi^2}$, SAM et S_{tot} pour une fenêtre temporelle de ± 2 h avec N le nombre de paires coïncidentes.

ACs	N	QAS	$\overline{\chi^2}$ (%)	SAM (°)	S_{tot}
BIAC	18	0.82	3.30	13.97	36.01
C2R-CC	19	0.96	2.95	10.14	51.99
C2R-CCAltNets	19	0.98	2.28	08.51	56.46
Polymer	35	0.90	2.00	07.29	44.58
l2gen	17	0.82	2.67	14.60	40.34

Jusqu'à présent, l'évaluation de la performance a été présentée en prenant en compte toutes les paires coïncidentes des ACs. À présent, une évaluation similaire est faite en prenant en compte seulement les paires coïncidentes communes à tous les ACs. Le nombre de paires coïncidentes communes passe à 14 : 10 en Manche orientale et 4 en Guyane Française.

Le tableau 5.2 est similaire au tableau 5.1 mais prend en compte seulement les paires coïncidentes communes à tous les ACs pour une fenêtre temporelle de ± 2 -h. Pour $\overline{\chi^2}$, l2gen a la valeur la plus faible (2.18), BIAC ayant la valeur la plus élevée (4.19). En terme de SAM, la valeur minimale est obtenue par Polymer (6.80) et la plus élevée est pour l2gen (15.01). En terme de S_{tot} , Polymer a la valeur maximale (65.33), suivi de très près par C2R-CCAltNets (58.05), quant à BIAC, il présente le score total le plus bas (36.11).

En prenant en compte les paires coïncidentes communes aux ACs, la performance des ACs diffère légèrement, avec Polymer devenant l'AC le plus efficace en se basant sur la base de données acquise dans le cadre de la présente thèse, suivi de très près par C2R-CCAltNets. Dans tous les cas, l'AC le moins performant est le BIAC. Les résultats de l'inter-comparaison de la performance des ACs suivent ceux obtenus par Müller *et al.* [2015].

5.2. RÉSUMÉ DE L'ARTICLE DE L'INTER-COMPARAISON DES ALGORITHMES DE CORRECTION ATMOSPHERIQUE POUR OLCI AU-DESSUS DES EAUX CÔTIÈRES

Tableau 5.2. Valeurs de QAS, $\overline{\chi^2}$, SAM et S_{tot} pour une fenêtre temporelle de ± 2 h avec N le nombre de paires coïncidentes communes entre ACs.

ACs	N	QAS	$\overline{\chi^2}$ (%)	SAM (°)	S_{tot}
BLAC	14	0.82	4.19	13.88	36.11
C2R-CC	14	0.97	3.84	11.44	51.63
C2R-CCAltNets	14	0.99	2.93	09.24	58.05
Polymer	14	0.93	2.56	06.80	65.33
l2gen	14	0.83	2.18	15.01	47.67

5.2.5. Impacts sur le nombre de paires coïncidentes

La variation de la fenêtre temporelle impacte le nombre de paires. Plus la fenêtre temporelle est restreinte, plus le nombre de paires est restreint : 21 stations pour ± 2 -h, 28 stations pour ± 1.5 -h, 33 stations pour ± 1 -h, et 45 stations pour ± 0.5 -h ont été rejetées [Mograne *et al.*, 2019]. La diminution du nombre de paires a un effet sur les statistiques avec des différences qui ont tendance à augmenter. Cela peut être expliqué par le lissage statistique. Le nombre de paires plus grand augmente la probabilité d'avoir des valeurs estimées proches de celles désirées [Mograne *et al.*, 2019].

Les sémaphores de qualité recommandés utilisés peuvent aussi impacter le nombre de paires coïncidentes et l'efficacité des ACs. Pour Polymer, 13 (parmi 48) paires coïncidentes ont été rejetées principalement à cause d'une détection des conditions nuageuses. Pour BLAC, 32 stations ont été rejetées (parmi 50) à cause des nuages et de la forte réflexion spéculaire du soleil. Pour l2gen, 33 spectres (parmi 50) ont été rejetés à cause des nuages, de la forte réflexion spéculaire du soleil et de l'angle zénithal très élevé. Pour C2R-CC et C2R-CCAltNets, 31 paires ont été rejetées à cause des nuages et de la forte réflexion spéculaire du soleil.

La plupart des AC sont très impactés par les conditions de la forte réflexion spéculaire du soleil à l'exception de Polymer. Le marquage des stations par les sémaphores de qualité des nuages et de la forte réflexion spéculaire du soleil diffère suivant les ACs induisant la variation du nombre de paires coïncidentes suivant l'AC. Le sémaphore de qualité de l'angle zénithal élevé a été seulement limitant pour BLAC et l2gen en Manche orientale. À l'inverse, la forte réflexion spéculaire du soleil a été seulement présente en Guyane Française pour BLAC, C2R-CC, C2R-CCAltNets et l2gen [Mograne *et al.*, 2019].

5.2.6. Analyse de l'étude de sensibilité

Même si aucun paramètre atmosphérique et peu de paramètres bio-optiques ont été mesurés durant les campagnes, un essai a été tenté pour comprendre les limitations des ACs en fonction des paramètres physiques et biogéochimiques : l'index de la classe bio-optique issue du QAS (QAS Cluster ID#), la turbidité (Turbidity), $a_{CDOM}(412)$, et CV(560) pour les paires coïncidentes valides de chaque AC. La figure 5.3 présente la variation de RD à 412 nm (RD(412 nm)) en fonction des paramètres : QAS Cluster ID#, turbidité (Turbidity), $a_{CDOM}(412nm)$ et CV(560). Le but est d'observer s'il existe une corrélation entre le paramètre statistique et le paramètre environnemental.

Dans la figure 5.3, l'étude de sensibilité ne révèle aucune forte tendance entre RD et les paramètres externes pour toutes les longueurs d'onde comme observée pour SeaWiFS par [Jamet et al. \[2011\]](#). Elle suggère que les ACs sont peu sensibles aux paramètres biogéochimiques. Cependant, Polymer peut être limité par les fortes turbidités où les propriétés optiques des eaux turbides sont plus dominées par les MES et non pas par la Chl-a et le CDOM. La raison vient du fait que Polymer se base sur un modèle bio-optique de b_{bp} pour l'optimisation de ρ_w [[Steinmetz et al., 2016](#); [Antoine, 2010](#)]. CDOM, Chl-a, et leur turbidité peuvent être limitantes pour l2gen à cause de l'utilisation de l'estimation de Chl-a dans le schéma itératif des eaux du Cas-II.

Les valeurs négatives sont prises en compte dans l'exercice de coïncidence et incluses dans les diagrammes de dispersion et le calcul des paramètres statistiques à l'exception de BLAC entre 412 et 665 nm à cause de l'utilisation d'un flag pour les valeurs négatives de ρ_w . BLAC possède des valeurs négatives à 400 nm (1), 709 nm (2), et 754 nm (2), alors que Polymer (6) et l2gen (2) ont des valeurs négatives à 709 nm à cause de la faiblesse du signal marin dans le NIR surtout pour les eaux du Cas-I. La présence des valeurs négatives impacte peu les paramètres statistiques. Aucune différence notable n'est observée, sauf pour RD.

5.2.7. Impacts sur les rapports des bandes spectrales

Les rapports des bandes spectrales de ρ_w (443/560 nm, 490/560 nm, 510/560 nm) issus des ACs et mesurées par ASD sont utilisés pour analyser l'impact des ACs sur l'estimation de Chl-a qui se base sur la combinaison des rapports de bandes (OC4v4 [[O'Reilly et al.,](#)

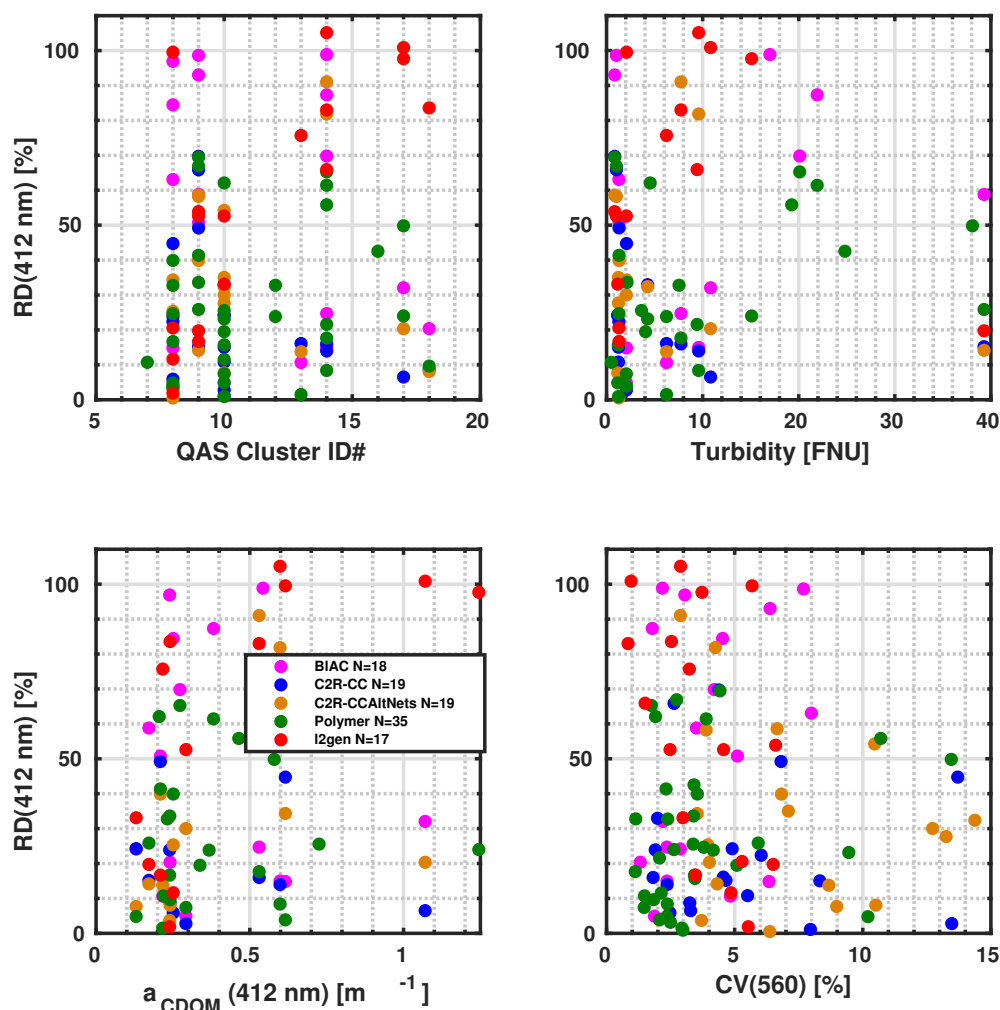


Figure 5.3. Les diagrammes de dispersion de RD à 412 nm ($RD(412\text{ nm})$) présentée dans les ordonnées suivant l'index de la classe bio-optique du QAS (QAS Cluster ID#), la turbidité (Turbidity), le coefficient d'absorption du CDOM à 412 nm ($a_{CDOM}(412nm)$) et le coefficient de variation de ρ_w^{AC} à 560 nm ($CV(560)$) présentés dans les abscisses, à partir du diagramme gauche en haut vers celui de droite en bas. Le code couleur et le nombre de paires coïncidentes est présenté dans le diagramme gauche en bas ($a_{CDOM}(412nm)$).

1998]). Le rapport 443/560 nm présente la différence la plus élevée entre ρ_w^{ASD} et ρ_w^{AC} en termes de RD et RMSD (voir tableau 5.3). La précision des rapports issus des ACs augmente avec l'augmentation de la longueur d'onde du numérateur dans le rapport des bandes spectrales de ρ_w^{AC} , résultant dans l'estimation plus précise du rapport 510/560 nm en termes des paramètres statistiques.

Polymer montre les droites de régression les plus proches de la droite 1-1. En revanche, BIAC montre les estimations les moins précises pour les rapports 443/560 nm et 490/560

Tableau 5.3. Valeurs de RD, RMSD, et R^2 associées avec BIAC, C2R-CC, C2R-CCAltNets, Polymer, et l2gen pour les rapports de bandes spectrales 443/560 nm, 490/560 nm, et 510/560 nm.

ACs	$\rho_w^{ASD} (443 \text{ nm})/\rho_w^{ASD} (560 \text{ nm})$			$\rho_w^{ASD} (490 \text{ nm})/\rho_w^{ASD} (560 \text{ nm})$			$\rho_w^{ASD} (510 \text{ nm})/\rho_w^{ASD} (560 \text{ nm})$		
	RD (%)	RMSD	R^2 (%)	RD (%)	RMSD	R^2 (%)	RD (%)	RMSD	R^2 (%)
BIAC	34.03	0.34	9.21	13.51	0.15	75.74	9.05	0.10	84.33
C2R-CC	15.86	0.14	64.06	20.21	0.19	48.45	12.97	0.14	47.42
C2R-CCAltNets	15.85	0.14	64.44	13.26	0.13	57.08	9.53	0.11	51,77
Polymer	16.83	0.15	66.39	9.90	0.10	89.14	8.32	0.09	89.14
l2gen	37.62	0.24	64.10	13.85	0.12	89.72	5.61	0.06	88.43

nm, et le C2R-CCAltNets pour le rapport 510/560 nm. L'analyse de la comparaison des rapports concorde avec celle des performances des ACs dans la section 5.2.4, et suggère que potentiellement l'estimation de Chl-a [O'Reilly *et al.*, 1998] peut être impactée par la performance des ACs (à l'exception du rapport 510/560 nm).

Comme l'estimation de la concentration en SPM est généralement basée sur l'utilisation d'algorithme semi-analytique (SAA) [Nechad *et al.*, 2010; Loisel *et al.*, 2014; Han *et al.*, 2016], elle est moins impactée par la performance des ACs si la bande spectrale du rouge est utilisée dans le modèle bio-optique de SPM (560 ou 665 nm). Tous les ACs ont montré de bonnes corrélations et des différences plus faibles à 665 nm à l'inverse des grandes longueurs d'onde ($\lambda > 709$ nm). Cela suggère que l'utilisation d'une bande spectrale dans le rouge est plus recommandée pour l'estimation de SPM que les bandes spectrales dans le NIR.

5.3. Conclusion

La validation des réflectances marines dérivées des images d'OLCI a été réalisée dans deux régions côtières françaises contrastées, en utilisant cinq algorithmes de correction atmosphérique. Les mesures in-situ ont permis de conduire à bien l'exercice de coïncidence et l'estimation des paramètres statistiques. En parallèle, un schéma d'attribution des scores a été utilisé dans la validation des différents algorithmes.

L'analyse statistique et le schéma d'attribution des scores utilisés dans l'étude ont démontré leur utilité dans l'évaluation des différents ACs. Cela a permis de prendre en compte la variation spectrale des paramètres statistiques entre 400 et 750 nm dans l'analyse

de la performance des ACs. La performance de chaque AC a été représentée par un score unique qui permet de classer les ACs en fonction de leurs performances. Un tel schéma d'attribution des scores est plus que recommandé pour l'inter-comparaison des ACs et peut être facilement étendu à d'autres algorithmes d'inversion des IOPs et des paramètres biogéochimiques.

Sur la base des mesures in-situ utilisées dans l'exercice de coïncidence, les performances les plus élevées ont été obtenues par Polymer et C2R-CCAltNets. Cependant, pour tous les ACs, la performance n'est pas très élevée entre 400 et 443 nm. La performance est plus élevée entre 490 et 560 nm pour tous les ACs. L'étude de sensibilité a été réalisée pour évaluer les limitations des ACs par la turbidité ou d'autres paramètres biogéochimiques. L'étude n'a pas montré de fortes corrélations entre les paramètres choisis et les différences.

L'analyse des paires de coïncidences communes aux ACs a permis une inter-comparaison plus directe de la performance des ACs. Cela a permis aussi de contourner l'impact des sémaphores de qualité spécifiques, qui ont été utilisés sur les recommandations des développeurs d'algorithmes pour chaque AC, sur les résultats de l'exercice de coïncidence. Quand C2R-CCAltNets était le plus performant dans l'exercice de coïncidence individuel, Polymer est le plus performant pour les paires coïncidentes communes. L'utilisation de Polymer ou C2R-CCAltNets est recommandée pour le traitement des images d'OLCI au-dessus des eaux côtières françaises ou toutes autres régions similaires.

La facilité d'utilisation du processeur de correction atmosphérique est un critère important pour l'utilisateur final. En terme de temps de calcul, Polymer est le plus rapide, suivi par l2gen et les deux versions du C2R-CC. Polymer est le plus recommandé pour sa facilité d'utilisation. Cependant en vue de la performances des ACs, le développement et l'amélioration de la correction atmosphérique restent toujours d'actualité. Les produits officiels d'OLCI et le BIAC nécessitent toujours plus d'amélioration ou l'utilisation de la synergie OLCI/SLSTR d'où l'introduction du Chapitre 6.

5.4. Article de l'inter-comparaison des algorithmes de correction atmosphérique pour OLCI au-dessus des eaux côtières

MOGRANE, M. A., JAMET, C., LOISEL, H., VANTREPOTTE, V., MÉRIAUX, X. et CAUVIN, A. (2019). Evaluation of Five Atmospheric Correction Algorithms over French Optically-Complex Waters for the Sentinel-3A OLCI Ocean Color Sensor. *Remote Sensing*, 11(6) :668. <https://doi.org/10.3390/rs11060668>

Article

Evaluation of Five Atmospheric Correction Algorithms over French Optically-Complex Waters for the Sentinel-3A OLCI Ocean Color Sensor

Mohamed Abdelillah Mograne ¹, Cédric Jamet ^{1,*}, Hubert Loisel ¹,
Vincent Vantrepotte ^{2,3}, Xavier Mériaux ¹ and Arnaud Cauvin ²

¹ Université Littoral Côte d'Opale, Université Lille, CNRS, UMR 8187, LOG, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, F 62930 Wimereux, France; mohamed-abdelillah.mograne@univ-littoral.fr (M.A.M.); hubert.loisel@univ-littoral.fr (H.L.); xavier.meriaux@univ-littoral.fr (X.M.)

² CNRS, Université Lille, Université Littoral Cote d'Opale, UMR 8187, LOG, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, F 62930 Wimereux, France; vincent.vantrepotte@univ-littoral.fr (V.V.); arnaud.cauvin@univ-littoral.fr (A.C.)

³ CNRS Guyane, USR 3456, F 62930 Cayenne, Guyane Française, France

* Correspondence: cedric.jamet@univ-littoral.fr; Tel.: +33-3-21-99-64-22

Received: 12 February 2019; Accepted: 14 March 2019; Published: 19 March 2019



Abstract: The Sentinel-3A satellite was launched on 16 February 2016 with the Ocean and Land Colour Instrument (OLCI-A) on-board for the study of ocean color. The accuracy of ocean color parameters depends on the atmospheric correction algorithm (AC). This processing consists of removing the contribution of the atmosphere from the total measured signal by the remote sensor at the top of the atmosphere. Five ACs: the baseline AC, the Case 2 regional coast color neural network AC, its alternative version, the Polymer AC, and the standard NASA AC, are inter-compared over two bio-optical contrasted French coastal waters. The retrieved water-leaving reflectances are compared with in situ ocean color radiometric measurements collected using an ASD FielSpec4 spectrometer. Statistical and spectral analysis were performed to assess the best-performing AC through individual (relative error (RE) at 412 nm ranging between 23.43 and 57.31%; root mean squared error (RMSE) at 412 nm ranging between 0.0077 and 0.0188) and common (RE(412 nm) = 24.15–50.07%; RMSE(412 nm) = 0.0081–0.0132) match-ups. The results suggest that the most efficient schemes are the alternative version of the Case 2 regional coast color neural network AC with RE(412 nm) = 33.52% and RMSE(412 nm) = 0.0101 for the individual and Polymer with RE(412 nm) = 24.15% and RMSE(412 nm) = 0.0081 for the common ACs match-ups. Sensitivity studies were performed to assess the limitations of the AC, and the errors of retrievals showed no trends when compared to the turbidity and CDOM.

Keywords: validation; atmospheric correction; sensitivity study; ocean color; OLCI; Sentinel-3; match-ups exercise; ASD; water-leaving reflectance; coastal waters

1. Introduction

Although they represent only 7% of the total ocean surface, coastal and inland water zones produce up to 40% of the marine and freshwater biomass inventoried today and 85% of the marine and freshwater resources exploited by humans. Moreover, 60% of the world's population lives less than 100 km from the coast, whilst inland waters provide key ecosystem services with direct linkages to human health [1]. Therefore, it is vital to study these waters in a systematic way and with a long-term perspective to characterize the variability of bio-optical and biogeochemical properties and to understand their impacts on the water quality [2,3]. The only means to get a synoptic view of these

zones is to use Earth observations, especially ocean color [4–6], which has many applications such as the estimation of biogeochemical parameters or the inherent optical properties (IOPs) of seawater, societal benefit outcomes, fisheries and aquaculture management, ecological provinces partition, phytoplankton functional types retrieval, and water quality monitoring [7–12].

Ocean color images have been available since 1978 with the Coastal Zone Color Scanner (CZCS) proof-of-concept mission and continuously since 1997. The European Space Agency (ESA) has developed an ambitious program called “Copernicus” whose aim is to provide continuous observations of the ocean and land for the next twenty years through a series of Sentinel satellites. Among those Sentinel satellites are the Sentinel-3A and Sentinel-3B satellites [13], which were successfully launched on 16 February 2016 and 25 April 2018, respectively. On-board, two sensors are of interest for the monitoring of natural water bio-optical properties and surface temperature [13]: the Ocean and Land Colour Instrument (OLCI-A thereafter) [14] and the Sea and Land Surface Temperature Radiometer (SLSTR) [15].

OLCI is the successor of the Medium Resolution Spectrometer (MERIS). OLCI observes the Earth with a swath width of 1200 km and a spatial resolution of 300 m. The revisit time over sea is 3.8 days with one instrument and 1.9 days with two instruments [14]. OLCI has 21 spectral bands [13] compared to 15 for MERIS. These six additional bands are centered at 400 and 674 nm (water constituents retrieval improvement), 761, 764, and 768 nm (O₂ gas absorption correction improvements), and 1020 nm (atmospheric correction improvement). OLCI cameras are tilted to mitigate the sun-glint contamination [14]. The OLCI and SLSTR fields of view are co-located, allowing potentially the improvement of atmospheric correction over optically-complex waters [16].

The ocean color remote sensing requires efficient atmospheric correction [17] to remove the contribution of the atmosphere from the total signal measured by the sensor [18]. The aim is to only get the light back-scattered by the seawater, the so-called water-leaving reflectance [19]. The difficulty of the atmospheric correction is that the atmosphere contributes to 80–90% of the total top of atmosphere signal at the blue-green wavelengths (400–550 nm). Furthermore, the atmospheric path signal significantly varies and cannot be easily approximated [17]. Over open ocean waters, the black pixel assumption, i.e., ocean being totally absorbent, is valid in the Near-Infrared (NIR) [19]. Over turbid waters, this assumption is not valid any longer, and this makes atmospheric correction a difficult task for this bio-optical type of water [20,21].

To overcome this challenge, many atmospheric correction algorithms were developed in the past two decades for the major past and current ocean color remote sensors. They can be grouped into five different categories: (1) assignment of the hypothesis on the NIR aerosols or water contributions [22–24], (2) use of the shortwave infrared bands [25–30], (3) use of blue or ultra-violet (UV) bands [31,32], (4) correction or modeling of the non/negligible ocean in the NIR [24,33–39], and (5) coupled ocean/atmosphere inversion based on artificial neural networks [40–42] or optimization techniques [43–51].

From the five above-cited atmospheric correction approach categories, two atmospheric correction algorithms (ACs) from the fourth AC category and three ACs from the fifth category were selected to evaluate the Sentinel-3A OLCI ocean color retrievals over two contrasted French optically-complex coastal waters: the Eastern English Channel and French Guiana. The validation of these five selected atmospheric correction algorithms provides an assessment of their accuracy and information about the most accurate algorithm over these coastal waters. The validation work exposed here is the first done over French coastal waters for the OLCI sensor. Actually, a similar work was published for OLCI AC development and validation, but over inland waters and not coastal waters [52].

The background about atmospheric correction, the description of the five considered atmospheric correction algorithms, a full description of the study areas, in situ and satellite datasets, and the match-up procedure are provided in Section 2. In the next Section 3, the results of the match-up exercises are presented and discussed in Section 4 with the sensitivity of the results to different parameters where field Ocean Color Radiometry (OCR), match-up number impacts, AC performance

impacts, and AC concomitant differences are highlighted. Finally, suggestions and recommendations are given in the conclusion.

2. Materials and Methods

2.1. Atmospheric Correction Background

At the top of the atmosphere, the sensor measures the radiance $L_{toa}(\lambda)$. As suggested by Gordon and Wang [19], it is preferable to use the reflectance ρ , as it is a dimensionless parameter. By definition, ρ is the upwelling and downwelling radiances ratio, where the downwelling radiance is generally substituted by the downwelling irradiance (E_d). The top of atmosphere reflectance, $\rho_{toa}(\lambda)$, can be decomposed into several terms as shown in Equation (1) [18]:

$$\rho_{toa}(\lambda) = \rho_r(\lambda) + \rho_a(\lambda) + \rho_{ra}(\lambda) + T(\lambda)\rho_g + t_d(\lambda)\rho_{wc}(\lambda) + t_d(\lambda)\rho_w(\lambda) \quad (1)$$

where $\rho_r(\lambda)$ is the Rayleigh reflectance [53–57], $\rho_a(\lambda)$ the multiple scattering aerosols reflectance [58,59], $\rho_{ra}(\lambda)$ the aerosols–molecules interaction reflectance [19], $\rho_g(\lambda)$ the sun glint reflectance [60], $\rho_{wc}(\lambda)$ the whitecaps reflectance [61–64], $\rho_w(\lambda)$ the water-leaving reflectance [65,66], $T(\lambda)$ the direct transmittance [58], and $t_d(\lambda)$ the diffuse transmittance [67,68].

The gas absorption, the whitecaps, and the sun-glint corrections are pre-processed and their contributions removed from $\rho_{toa}(\lambda)$ [18,60,64,69]. Then, the Rayleigh correction is carried out to obtain the Rayleigh-corrected reflectance $\rho_{rc}(\lambda)$, which can be decomposed as shown in Equation (2):

$$\rho_{rc}(\lambda) = \rho_A(\lambda) + t_d(\lambda)\rho_w(\lambda) \quad (2)$$

where the multiple scattering aerosols reflectance $\rho_A(\lambda)$ is $\rho_a(\lambda) + \rho_{ra}(\lambda)$.

Therefore, the atmospheric correction process consists of determining and removing the contribution of aerosols, $\rho_A(\lambda)$, from $\rho_{rc}(\lambda)$. Over open ocean waters, the black pixel assumption is used in the NIR to estimate the aerosol models and its optical thickness [19,70]. However, over optically-complex waters [71–73], the marine signal, i.e., ρ_w , is still significant in the NIR [17,34]. To overcome this difficulty, many atmospheric correction algorithms (AC) have been developed over the past two decades (see the Introduction). Here, we focus on five AC algorithms developed for OLCI: the baseline atmospheric correction algorithm (BIAC) [33,36,70,74,75], the Case 2 regional coast color atmospheric correction algorithm (C2R-CC) [40,76], the alternative neural nets of C2R-CC atmospheric correction algorithm (C2R-CCAltNets) [76], the Polymer atmospheric correction algorithm (Polymer) [51], and the NASA standard atmospheric correction algorithm (NASA) [19,37,77].

BIAC is based on the black pixel assumption in the NIR with the clear water atmospheric correction algorithm [70] taking into account the multiple scattering by air molecules and aerosols [74] and the bright pixel atmospheric correction algorithm [33], which corrects for the contribution of the sediments to ρ_w in the NIR. The switch between both algorithms is carried out according to the turbid water flag [33]. The BIAC includes the correction of blue absorbing aerosols [75].

C2R-CC is based on artificial neural networks (ANN) [40,76]. The ANN are trained with large datasets of simulated $\rho_A(\lambda)$ and $\rho_w(\lambda)$. Then, the trained neural nets perform the inversion of remotely-sensed $\rho_w(\lambda)$ from the remotely-sensed $\rho_{toa}(\lambda)$. C2R-CCAltNets is similar to C2R-CC [40,76]. Both use ANN. Here, the bio-optical models were revised for the simulation of $\rho_w(\lambda)$, and the ANN training procedure was improved with a new exponent for the detritus absorption coefficient (a_d) for an extended range of neural net training with more coverage of especially high backscatter waters and a larger number of training samples [76].

Polymer is a spectral optimization algorithm, specifically designed for high sun-glint conditions. The atmospheric contribution including the sun-glint is modeled through a polynomial function, and the marine contribution is based on a bio-optical model using the full spectral range [51].

NASA is a combination of the standard NASA Case-I atmospheric correction algorithm based on the black pixel assumption in the NIR [19] and an iterative procedure using a bio-optical model in the NIR to remove the contribution of the ocean in the NIR [37].

2.2. Data Descriptions

2.2.1. Study Area

The validation of OLCI-A ρ_w retrievals is performed using field radiometric measurements collected in two contrasted coastal waters [78]: the Eastern English Channel and French Guiana coastal waters.

Figure 1 shows the location of the stations. For the measurements in the Eastern English Channel (left box of Figure 1), most of the stations are located in the northeast of the English Channel, except two stations in Somme Bay and four other stations in Seine Bay. For measurements in French Guiana (right box of Figure 1), the stations are mostly located in the east part of the coastal waters, near the capital Cayenne, except six located in the Mahury River.

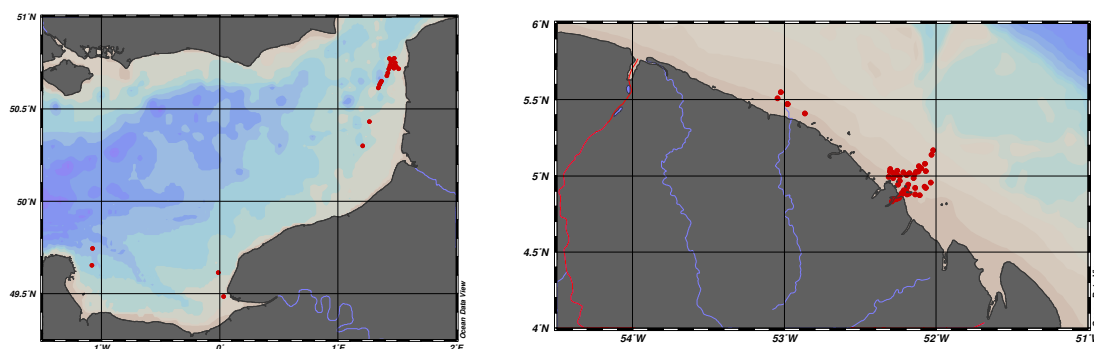


Figure 1. Maps of field OCR measurements locations over the Eastern English Channel (left) and French Guiana (right).

As shown in Table 1, most of the field campaigns were conducted in French Guiana, leading to almost twice more stations and potential match-up numbers than in the Eastern English Channel. However 11 stations were removed in the absence of OLCI-A images. The potential match-ups were made with no additional selecting criteria than the availability of OLCI data.

Table 1. The number of days, stations, and stations where OLCI data were not available and potential match-ups by study area.

Study Areas	Days	Stations	No OLCI	Potential Match-Ups
Eastern English Channel	11	27	00	27
French Guiana	14	60	11	49
Total	25	87	11	76

The Eastern English Channel region has a temperate climate and moderate salinity influenced by the Seine and Escault rivers. This area is influenced by strong tide ranges, river inputs, and low bathymetry, leading to re-suspension of suspended materials, water masses mixing, and relatively intense spring blooms of phytoplankton. These factors make the Eastern English Channel a moderate turbid waters area [79].

The French Guiana region is subject to a tropical climate and to the dominant influence of the Amazon River plus other local rivers such as the Mahury River. This region is influenced by the south-equatorial current. The coastal waters are influenced by a strong fresh water input, very

low bathymetry, strong tidal ranges, water masses mixing, and the migration of mud banks [80,81]. For these reasons, the French Guiana coastal waters are considered as very turbid (and sometimes extremely turbid) waters [82].

In these regions, the spatio-temporal distribution of the IOPs is highly variable [83]. In the coastal area of the Eastern English Channel, the bio-optical properties have a pronounced seasonal variation. Relevant differences are observed between winter and spring-summer periods. The CDOM largely dominates the total absorption in winter. In the spring-summer period, the phytoplankton absorption dominates [83]. In French Guiana, the Suspended Particulate Matter (SPM) mainly dominates the IOPs variability, which presents a very high temporal variability with daily high- and seasonal low-frequency variations. High heterogeneity of the optical water types is also observed [84].

2.2.2. Field-Measured Ocean Color Radiometry

The field radiometric measurements were collected using an Analytical Spectral Devices (ASD) FieldSpec 4 Standard-Res spectro-photometer (Analytical Spectral Devices, Inc., Boulder, CO, USA) with a spectral range between 350 and 2500 nm [85–87]. The mean nominal spectral resolution was about 3 nm (at 700 nm) and 10 nm (at 1400 nm or 2100 nm). The spectral sampling was about 1.4 nm (350–1000 nm) and 1.1 nm (1001–2500 nm). The scanning time was about 100 milliseconds, and the Field Of View (FOV) was 8°.

The ASD spectro-photometer measures the radiances of the back-scattered light by the water surface L_t , the sky L_s , and the Spectralon plate L_p with a reflecting factor ρ_p of about 99% [85–88], in a similar way as the TriOS-RAMSES above-water system [89,90]. For each measurement, 10 or three (after 3 July 2017) scans by parameter were recorded. Knaeps et al. [85] showed an inter-comparison between ASD and above TriOS system measurements, and overall, the spectra match very well with each other.

The initial sequence of measurements is: L_p , L_s , L_t . For measurements collected from November 2017, the measurement order was changed to: L_p , L_s , L_t , L_s , and L_p to avoid the high variability of sky and illumination conditions by increasing the measurements of L_p and L_s .

The viewing geometry of L_t and L_s measurements were defined with a zenith angle of 45° from the nadir and an azimuth angle of 135° from the Sun plane, keeping the Sun in the back to minimize the sun-glint [85,88]. For L_p , the measurement geometry was perpendicular to the Spectralon plate [91]. When possible, the wind speed was measured. To generate the radiances, the radiometric calibration was carried out using the dedicated auxiliary data and software delivered with the ASD spectro-photometer.

After performing the radiometric calibration, the first step of the post-processing protocol consisted of double-checking the quality of the measured radiances L_p , L_s , and L_t . For each station, the coefficient of variation (CV_{Med}), the standard deviation over the median ratio, were computed at each λ . If $CV_{Med}(L_x(\lambda))$ was below 5%, 10%, and 10% for $x = p, s,$ and t , respectively, the scans were conserved and used to compute the median value. If not, the relative median absolute difference (RMedD) was computed for each scan (L_i , Equation (3)). The scans with values of $RMedD(L_i(\lambda))$ equal to or below 10% for L_p , L_s , and L_t were conserved and used to recompute the median $Med(L_x(\lambda))$.

$$RMedD(L_i(\lambda)) = \frac{|L_i(\lambda) - Med(L_x(\lambda))|}{Med(L_x(\lambda))} * 100 \quad (3)$$

In a second step, ρ_w was calculated using Equation (4) [85,86,88].

$$\rho_w(\lambda) = \frac{L_t(\lambda) - \rho_s L_s(\lambda)}{\frac{L_p(\lambda)}{\rho_p(\lambda)}} \quad (4)$$

with $\rho_p(\lambda)$ the wavelength-dependent Spectralon plate reflectance and ρ_s the air-sea interface reflection coefficient, which depends on the wind speed W [89] and is wavelength independent [88]. The spectral variation of ρ_p was delivered with the ASD Spectralon plate.

ρ_s is computed as a function of W , following the sky plate Spectralon radiances ratio at 750 nm, $dL_{s/p}(750 \text{ nm})$, described in Equation (5). If $dL_{s/p}(750 \text{ nm})$ is <0.05 for clear sky conditions, ρ_p is determined as a function of W , else if $dL_{s/p}(750 \text{ nm})$ is ≥ 0.05 for overcast sky, ρ_p received a fixed value. When the wind speed was not available, W was assumed to be moderate and equal to $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ [89]. This led to W ranging between 0.37 and $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ with a mean of $3.97 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ($\pm 1.70 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$).

$$dL_{s/p}(750 \text{ nm}) = \frac{L_s(750 \text{ nm})}{\frac{\pi L_p(750 \text{ nm})}{\rho_p(750 \text{ nm})}} \quad (5)$$

The final step consists of a visual inspection of the spectrum shape. If the spectrum presents any discontinuity [89] or any anomalous shape, the spectrum is rejected. The quality assurance score (QAS) [92] was used for the selection of the spectra having $QAS > 0.66$. The QAS procedure is a four-step method. In the first step, the target reflectances are matched with the QAS reference reflectances with regards to the wavelength. In the next step, the target reflectances are normalized. Then, an optical water type is assigned to the target spectra by comparison to the QAS reference ones using the spectral similarity based on the spectral angle [93]. Finally, the total score is computed following the mean of the sum of the spectral scores, which receives a value of one if the target spectral reflectance is in between the upper and the lower boundaries of the QAS reference reflectance [92].

2.2.3. Field-Measured Biogeochemical Parameters

During the sea campaigns, surface water samples were collected. Biogeochemical and bio-optical parameters were measured such as the turbidity and the absorption coefficient of the colored dissolved organic matter (a_{CDOM}).

The turbidity was measured using the HACH 2100Qis Portable Turbidimeter (HACH Company, Loveland, CO, USA), which meets the ISO-7027 norm and has a measurement range of 0–1000 Formazin Nephelometric Units (FNU) with a resolution of 0.01 FNU. Before each sea campaign, the turbidimeter was calibrated with the StabCal Formazin Standards. The turbidity was determined by calculating the mean and standard deviation values of ten replica by sample as described in Neukermans et al. [94].

The CDOM spectral absorption coefficient ($a_{CDOM}(\lambda)$) was estimated based on the NASA protocol [95]. The method consists of filtering the seawater sample under a gentle vacuum (<5 in Hg) using a $0.2\text{-}\mu\text{m}$ polycarbonate membrane. Using a double-beam UV-visible spectrophotometer (Shimadzu UV-2450 (Shimadzu Corporation, Kyoto, Japan)), CDOM absorbance was measured between 250 and 850 nm with 1 nm of spectral resolution. The CDOM absorbance was then used to compute a_{CDOM} . The full details are given in [96].

2.2.4. Remotely-Sensed Ocean Color Radiometry

In the frame of the Sentinel-3 Validation Team, the last released version v2.23 Level-2 (L2) Full Resolution (FR, spatial resolution of 300 m) reprocessed ocean color data and Level-1B (L1B) FR reprocessed top of atmosphere remotely-sensed radiance data were available and used for the validation of the OLCI-A ρ_w product. Data from 26 April 2016–November 29, 2017 were downloaded via Copernicus Online Data Access repro (CODArep (<https://codarep.eumetsat.int/>)). After 30 November 2017, data were collected via the Earth Observation Portal (EO-Portal (<https://eoportal.eumetsat.int/>)) and Copernicus Online Data Access (CODA (<https://codarep.eumetsat.int/>)).

The OLCI-A L2 was used for the validation of BIAC. L1B OCLI was processed using different software: the C2R-CC Processor Version 1.0 plug-in, under the Sentinels Application Platform (SNAP) v6.0 software [76] for C2R-CC and C2R-CCAltNets; the Polymer v4.10 archived package for Polymer [51]; the SeaWiFS Data Analysis System (SeaDAS) v7.5 for NASA [97]. BIAC and Polymer

v4.10 were system vicariously calibrated (SVC), while this was not the case for the other ACs. The SVCs of these former AC were performed using Case I water measurements from the MOBY (Marine Optical BuoY) [98] and BOUSSOLE (BOUée pour l'acquiSition d'une Série Optique à Long termE) [99,100].

2.3. Match-Ups Exercise

The goal of a match-up exercise is to co-locate satellite images and in situ measurements in time and space [101]. To perform this comparison, the following steps have been taken into account.

2.3.1. Recommended Flags

The common and usually-used recommended flags for ρ_w are: invalid, land, snow-ice, cloud, suspect, high sun-glint, whitecaps, high zenith angle, saturation, and AC failure pixels [101]. Other types of flags were used depending on the AC: the adjacency effect and ρ_w negative value between 412 and 665 nm flags for BIAC [36,70,102], out of scope and out of range of atmospheric correction neural nets flags for C2R-CC and C2R-CCAltNets [40,76], negative back-scattering coefficient, out of bounds, exception, thick aerosol, high air mass, and inconsistency flags for Polymer [51,103], and stray light, very low 560-nm water-leaving radiance $L_w(560\text{ nm})$ and navigation fail flags for NASA [19,37,77].

2.3.2. Selection Criteria

The match-ups exercise is based on selection criteria [20,21,101,104]. The selection criteria included a time window of ± 2 h between the satellite overpass and in situ measurements times. In addition, the image pixels were extracted over a 3-by-3-pixel box centered on the in situ measurements. The number of valid pixels had to be at least 6 out of 9. The mean and the standard deviation of the valid pixels, in the 3-by-3-pixel box, were computed and used to determine the coefficient of variation at 560 nm (CV(560)), which has to be below 20% [101].

If a match-up passed the above-cited selection criteria (± 2 h, valid pixels $\geq 6/9$ and CV(560) $\leq 20\%$), the median of the pixel box was computed to avoid the outliers.

2.3.3. Statistics Analysis

The assessment of each AC was performed through the calculation of six statistical parameters alongside the scatterplots: the slope (α) and the intercept (β) of the regression line, the bias (Equation (6)), the relative error (RE, Equation (7)), the root mean squared error (RMSE, Equation (8)), and the correlation coefficient (R^2).

$$\text{Bias} = \frac{1}{N} * \sum_{i=1}^N \frac{(\rho_w^{AC} - \rho_w^{ASD})}{\rho_w^{ASD}} * 100 \quad (6)$$

$$\text{RE} = \frac{1}{N} * \sum_{i=1}^N \frac{|\rho_w^{AC} - \rho_w^{ASD}|}{\rho_w^{ASD}} * 100 \quad (7)$$

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{N} * \sum_{i=1}^N (\rho_w^{AC} - \rho_w^{ASD})^2} \quad (8)$$

where N is the number of match-ups, ρ_w^{AC} is the water-leaving reflectance retrieved by the atmospheric correction algorithms, and ρ_w^{ASD} is the measured water-leaving reflectance using the ASD FieldSpec 4 spectro-photometer.

Full spectral statistical analyses were also performed to assess the full spectral quality of the AC ρ_w retrievals: QAS [92], Chi-squared mean [104] (χ^2 , Equation (9)), and spectral angle mean [93,105] (SAM, Equation (10)). QAS uses 7 wavelengths: 412, 443, 488, 510, 555, 667, and 687 nm, which are the only QAS reference ρ_w wavelengths available and closer to the OLCI spectral bands wavelengths. If a wavelength does not exist for OLCI, the nearest wavelength was taken. This was the case at 448,

555, 665, and 687 nm (490-, 560-, 665-, and 681-nm OLCI spectral bands). $\overline{\chi^2}$ uses 11 wavelengths after excluding the 560 nm due to its use for error normalization (see Equation (6)): 400, 412, 490, 510, 620, 665, 674, 681, and 709 nm. SAM uses all 12 visible and NIR wavelengths: 400, 412, 443, 490, 510, 560, 620, 665, 674, 681, 709, and 754 nm.

$$\overline{\chi^2} = \frac{1}{N} * \sum_{i=1}^N \left(\sum_{j=1}^{11} \left(\frac{(X_j^{AC}(i) - X_j^{ASD}(i))^2}{X_j^{ASD}(i)} \right) \right); X_j = \frac{\rho_w(\lambda_j)}{\rho_w(\lambda_{560nm})} \quad (9)$$

$$SAM = \frac{1}{N} * \sum_{i=1}^N \left(\arccos \left(\frac{\langle \rho_w^{ASD}(i), \rho_w^{AC}(i) \rangle}{\| \rho_w^{ASD}(i) \| * \| \rho_w^{AC}(i) \|} \right) \right) \quad (10)$$

where i is the index of the spectrum, j is the index of the λ between 400 and 709 nm excluding the 560-nm wavelength, X_j^{AC} and X_j^{ASD} are $\rho_w^{AC}(\lambda_j)$ and $\rho_w^{ASD}(\lambda_j)$ normalized at 560 nm, respectively, and $\langle \rho_w^{ASD}, \rho_w^{AC} \rangle$ are the dot products of ρ_w^{ASD} , ρ_w^{AC} , and $\| \rho_w^{ASD} \| \cdot \| \rho_w^{AC} \|$ are the Euclidean norms of ρ_w^{ASD} and ρ_w^{AC} , respectively.

The number of match-ups provides information about the spatial coverage provided by each AC. QAS gives quantification of the full spectrum quality of ρ_w retrievals with reference to an internal dataset [92]. QAS values have to be closer to one for the highest quality of retrieved spectra. $\overline{\chi^2}$ provides information about the full spectrum relative errors of AC retrievals and has to be null. SAM indicates the mean of the full spectrum difference between the AC retrieved and the field measured ρ_w spectra and has to be equal to 0°.

2.3.4. Scoring Scheme

A scoring scheme was adapted from Müller et al. [104] with the aim to rank each AC following its performance in comparison to the other ACs. It was based on the scoring of the α , β , bias, RE, RMSE, R^2 , and N of each algorithm depending on their variation range between the minimum and the maximum values of each statistical parameter score considering all ACs. For example, in Equation (11), the algorithm presenting the closest slope to 1 received the highest score of 1 for a given wavelength λ_j . The total score (S_{tot}) is the sum of the slope score (S_α , Equation (11)), the intercept score (S_β , Equation (12)), the bias score (S_{Bias} , Equation (13)), the RE score (S_{RE} , Equation (14)), the RMSE score (S_{RMSE} , Equation (15)), the R^2 score (S_{R^2} , Equation (16)), and the N score (S_N , Equation (17)) as a function of wavelength λ_j (Equation (18)).

$$S_\alpha(\lambda_j) = \frac{|1 - \alpha^{AC}(\lambda_j)| - \max(|1 - \alpha(\lambda_j)|)}{\min(|1 - \alpha(\lambda_j)|) - \max(|1 - \alpha(\lambda_j)|)} \quad (11)$$

$$S_\beta(\lambda_j) = \frac{|\beta^{AC}(\lambda_j)| - \max(|\beta(\lambda_j)|)}{\min(|\beta(\lambda_j)|) - \max(|\beta(\lambda_j)|)} \quad (12)$$

$$S_{Bias}(\lambda_j) = \frac{|Bias^{AC}(\lambda_j)| - \max(|Bias(\lambda_j)|)}{\min(|Bias(\lambda_j)|) - \max(|Bias(\lambda_j)|)} \quad (13)$$

$$S_{RE}(\lambda_j) = \frac{RE^{AC}(\lambda_j) - \max(RE(\lambda_j))}{\min(RE(\lambda_j)) - \max(RE(\lambda_j))} \quad (14)$$

$$S_{RMSE}(\lambda_j) = \frac{RMSE^{AC}(\lambda_j) - \max(RMSE(\lambda_j))}{\min(RMSE(\lambda_j)) - \max(RMSE(\lambda_j))} \quad (15)$$

$$S_{R^2}(\lambda_j) = \frac{R^{2AC}(\lambda_j) - \min(R^2(\lambda_j))}{\max(R^2(\lambda_j)) - \min(R^2(\lambda_j))} \quad (16)$$

$$S_N(\lambda_j) = \frac{N^{AC}(\lambda_j) - N_{\rho_w^{AC}(\lambda_j) < 0}}{\max(N(\lambda_j) - N_{\rho_w^{AC}(\lambda_j) < 0})} \quad (17)$$

$$S_{tot} = \sum_{j=1}^{12} (S_{\alpha}(\lambda_j) + S_{\beta}(\lambda_j) + S_{Bias}(\lambda_j) + S_{RE}(\lambda_j) + S_{RMSE}(\lambda_j) + S_{R^2}(\lambda_j) + S_N(\lambda_j)) \quad (18)$$

As 12 wavelengths and seven statistical parameter scores are taken into account, the maximum value of S_{tot} is 84. Similar to QAS, SAM, and χ^2 , S_{tot} quantifies AC performance over the full spectrum of ρ_w .

3. Results

3.1. Field Ocean Color Radiometry

The ASD FieldSpec4 measurement range was between 350 and 2500 nm. We made the choice to show only the 400–750 nm range because it is relevant to commonly-used OLCI spectral bands to access the biogeochemical parameters. Applying all criteria and flags led to obtaining 37 (out of 76) valid match-ups: 18 in the Eastern English Channel and 19 in French Guiana. Figure 2 shows the 37 spectra of ρ_w^{ASD} between 400 and 750 nm used for the validation of all ACs. The QAS mean score was calculated to assess the quality of these spectra; its value was 0.95, very close to one, assuring the high quality of our in situ measurements.

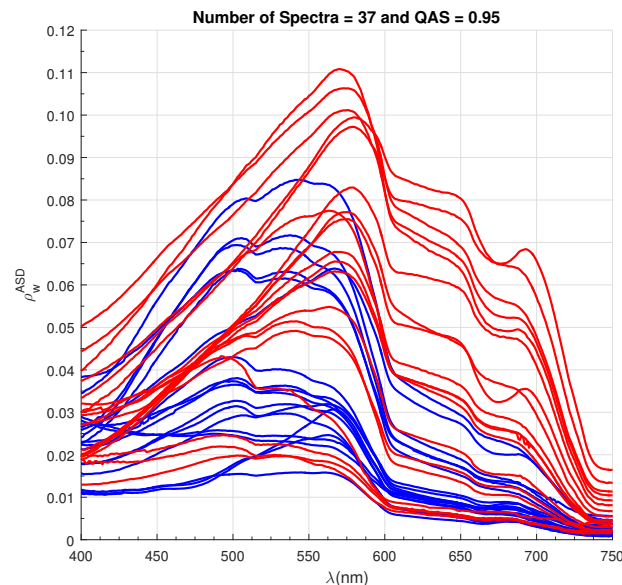


Figure 2. Spectral variation of the in situ ρ_w obtained with the ASD spectro-photometer between 400 nm and 750 nm. The blue color represents the Eastern English Channel station, whereas the red one represents the French Guiana stations. The total number of spectra is given in the top of the panel in addition to the mean of the quality assurance score (QAS).

The 37 in situ spectra are representative of a large range of bio-optical water types from weakly-turbid to very turbid waters, with a large range of magnitudes at 400 nm and a peak magnitude ranging around 490, 555, or 700 nm (or around 820 nm in French Guiana) [106,107]. The use of the QAS algorithm allowed us to get 10 out of 23 optical water type clusters following the clustering method developed by Wei et al. [92]. The 10 clusters stand for optical water types having their Chl-a between

0.94 and 10.41 mg·m⁻³. The obtained clusters were used as a substitute to Chl-a concentration and allowed us to assess the AC accuracy following the optical water type clusters (see Section 4.2).

3.2. AC Overall Analysis

The number of match-ups depends on the selected AC: 18, 16, 19, 35, and 17 for BIAC, C2R-CC, C2R-CCAltNets, Polymer, and NASA, respectively, out of 37 valid match-ups. Figure 3 presents the scatterplots between the in situ ρ_w (x-axis) and the estimated ρ_w for all AC (y-axis) for λ between 400 and 754 nm. A visual inspection of the scatterplots shows that the accuracy of the retrievals was wavelength-dependent. For λ between 400 and 443 nm, the scattering of the retrievals was quite high for all ACs except C2R-CCAltNets. This is particularly true for λ at 400 nm. For λ between 490 and 674 nm, the scattering tended to decrease, and the AC performances seemed to increase, getting close to each other with increasing wavelength. For λ between 681 and 754 nm, the accuracy decreased, in particular for NASA at 681 nm.

The scatterplots analysis is in accordance with the spectral variation of the statistical parameters (Figure 4). The slope of the regression line, α , increased with the wavelength until 560 nm and flattened for λ greater than 560 nm. It was especially pronounced for NASA where a clear inflection was observed at 443 nm. C2R-CCAltNets presented the closest α values to one at 400 and 510 nm. Between 560 and 681 nm, it was C2R-CC, except at 620 nm (BIAC). For the longest wavelengths (≥ 709 nm), α was the closest to one for NASA. For most of the ACs, α increased from 400 nm–490 nm, except for C2R-CCAltNets, for which α was always close to one and did not seem to be wavelength-dependent.

The variations of R^2 (bottom right of Figure 4) were similar to those of α , but more pronounced, i.e., steeper increased values from 400–665 nm. All ACs had an R^2 value $\leq 90\%$ between 400 and 560 nm, C2R-CCAltNets showing the highest values for this spectral range. From 560 nm, NASA presented the highest values, close to 100%.

The magnitude of the bias was wavelength-dependent, while its sign was algorithm-dependent. C2R-CCAltNets showed the lowest values at 400, 560, 620, 665, 674, 681, and 709 nm, whereas Polymer showed the lowest values at 412 nm. For 443 and 510 nm, C2R-CC was the least biased algorithm. BIAC was always negatively biased, while C2R-CCAltNets was always positively biased. For the other ACs, the sign of the bias depended on the wavelength.

RE showed the standard “smiley” shape with high values in the blue and in the red and low values in the green. Both Polymer and C2R-CC showed the lowest RE for all wavelengths, and their spectral variation were less pronounced compared to the other algorithms.

The spectral variation of RMSE was different from the other statistical parameters as its values continuously decreased with wavelength. For λ between 400 and 510 nm, C2R-CC showed the lowest values of RMSE, while the highest values were obtained for BIAC. For λ between 560 and 754 nm, C2R-CC and C2R-CCAltNets showed the lowest values, while the highest values were obtained for Polymer. It is worth noting that ρ_w retrievals with NASA were affected by smile effect correction failure at 681 nm with peak of values for α , bias, RE, and RMSE.

BIAC and NASA performed better in French Guiana than in the Eastern English Channel waters. The other ACs performed equally well in both regions.

Table 2 gives the values of QAS, $\overline{\chi^2}$, SAM, and S_{tot} for each AC for a time window of ± 2 -h. C2R-CCAltNets had the maximum value of QAS (0.98), while BIAC and NASA had the lowest value (0.82). C2R-CCAltNets and Polymer had the minimum values of $\overline{\chi^2}$ (2.28 and 2.00, respectively), while BIAC had the highest (3.30). When the accuracy of the ACs decreased, $\overline{\chi^2}$ increased due to the increase of the relative squared errors of the spectral bands normalized at 560 nm. Polymer presented the lowest value of SAM (7.29) and NASA the maximum value (14.60). SAM had to be 0° when the AC spectra were retrieved accurately, leading to a null angle to superpose the AC spectrum on the in situ-measured spectrum. For S_{tot} , C2R-CCAltNets was the best-performing AC and had the maximum score of 56.46. In second rank, C2R-CC had a value of 51.99. BIAC showed the lowest value of 36.01.

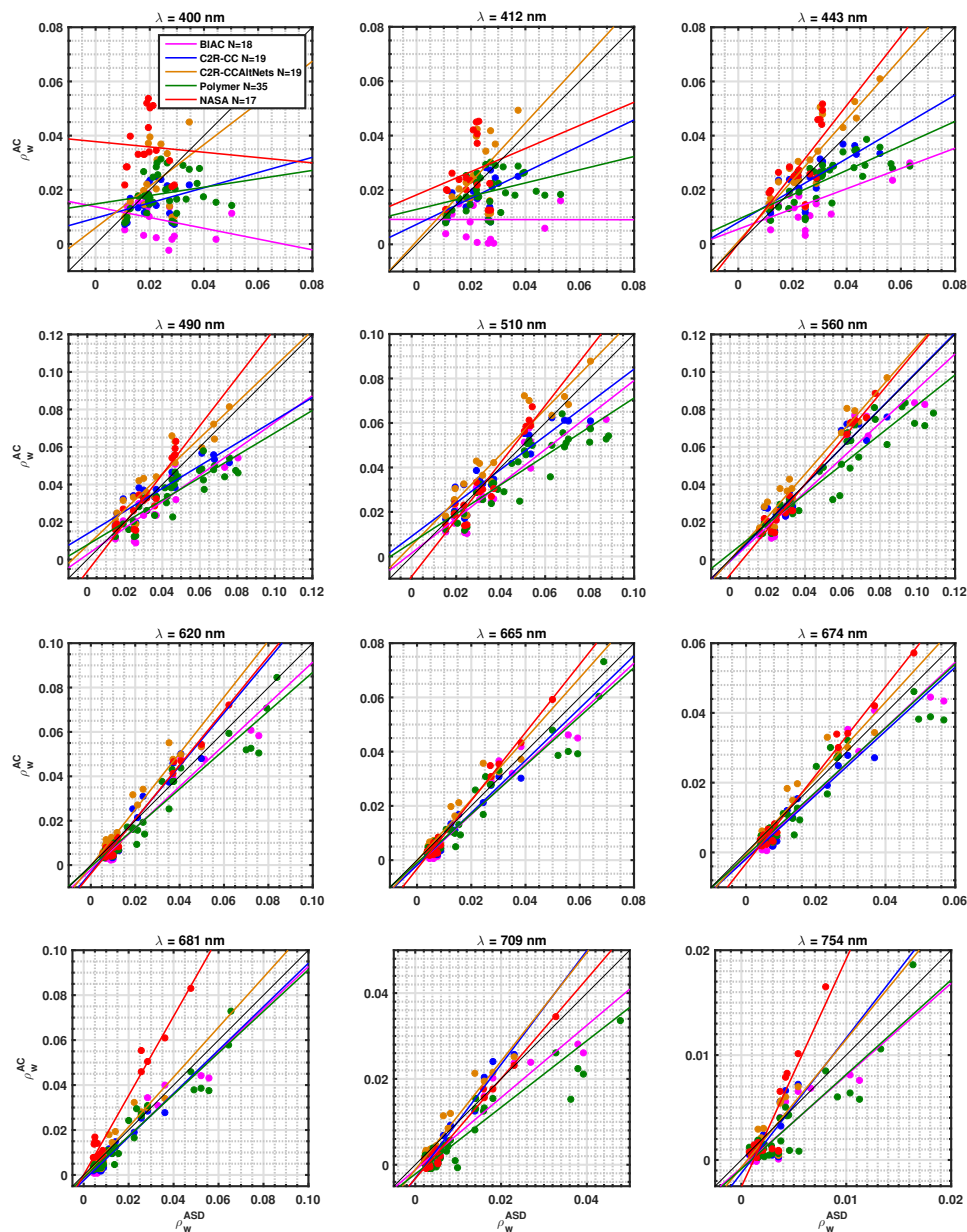


Figure 3. Scatterplots of the match-up exercise of the atmospheric correction algorithm (AC) retrieval and the field measured water-leaving reflectance for 400, 412, 443, 490, 510, 560, 620, 665, 674, 681, 709, and 754 nm. In the multiple scatterplots figure, the field measured OCR (ρ_w^{ASD}) are represented in the x-axis and the water-leaving reflectance AC retrieval (ρ_w^{AC}) is represented in the y-axis. The black solid lines represent the 1:1 line. The colored solid lines show the linear regression lines between the field-measured and AC retrievals of ρ_w . The color lines code and the number of match-ups are indicated in the text box of the top left scatterplot ($\lambda = 400$ nm), where magenta, blue, orange, green, and red colors stand for the baseline atmospheric correction algorithm (BIAc), the Case 2 regional coast color atmospheric correction algorithm (C2R-CC), the alternative neural nets of C2R-CC atmospheric correction algorithm (C2R-CCAltNets), Polymer, and NASA, respectively.

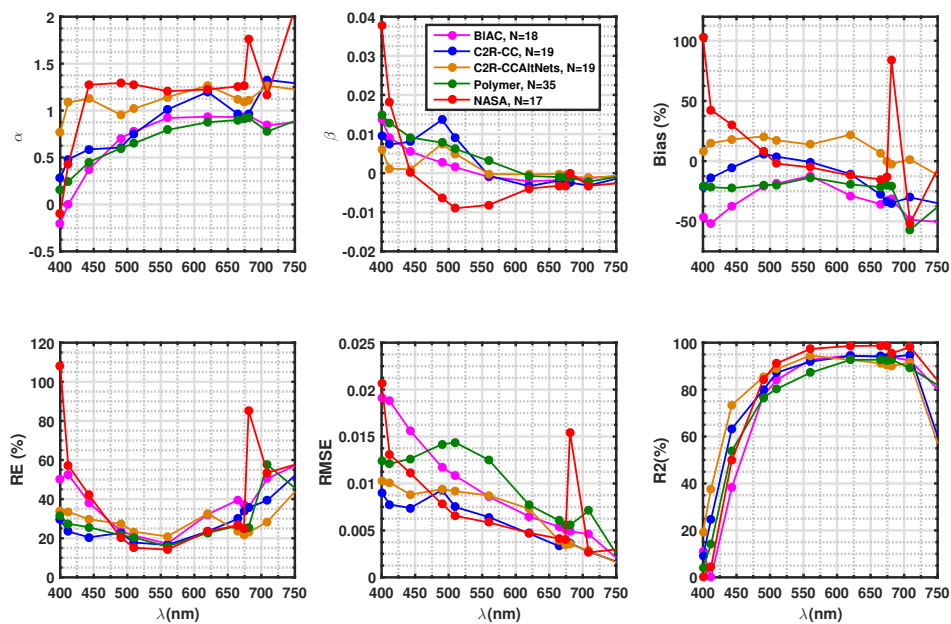


Figure 4. Spectral variation of the statistical parameters between 440 and 750 nm: α (top-left), β (top-middle), bias (top-right), RE (bottom-left), RMSE (bottom-middle), and R^2 (bottom-right). The color code is similar to Figure 3 and given in the text box of the top middle subplot in addition to the match-up numbers.

Table 2. Values of QAS, $\overline{\chi^2}$, SAM and S_{tot} associated with different time windows. N is the number of match-ups and Δt is the time window. SAM, spectral angle mean.

ACs	Δt (h)	N	QAS	$\overline{\chi^2}$ (%)	SAM ($^\circ$)	S_{tot}
BIAC	± 2	18	0.82	3.30	13.97	36.01
	± 1.5	15	0.83	3.11	14.42	34.54
	± 1	11	0.81	2.70	13.85	32.71
	± 0.5	06	0.79	2.12	12.62	36.21
C2R-CC	± 2	19	0.96	2.95	10.14	51.99
	± 1.5	16	0.98	2.80	10.65	54.22
	± 1	13	0.98	2.34	09.77	56.51
	± 0.5	08	0.98	1.46	08.01	59.81
C2R-CCAltNets	± 2	19	0.98	2.28	08.51	56.46
	± 1.5	16	0.98	2.23	09.17	55.08
	± 1	13	0.98	1.81	08.58	55.45
	± 0.5	08	0.98	1.07	07.48	51.95
Polymer	± 2	35	0.90	2.00	07.29	44.58
	± 1.5	29	0.92	2.14	07.16	42.92
	± 1	25	0.91	2.10	06.88	41.37
	± 0.5	13	0.89	1.45	07.11	37.05
NASA	± 2	17	0.82	2.67	14.60	40.34
	± 1.5	13	0.84	2.40	14.24	40.96
	± 1	10	0.87	2.55	13.93	39.83
	± 0.5	06	0.86	2.41	14.01	42.94

3.3. AC Concomitant Analysis

The preceding section presented the general evaluation of the AC for all match-ups. Here, we present the same analysis, but considering only the common match-ups to all AC. The number of

match-ups decreased from 37 to 14; 10 in the Eastern English Channel and four in French Guiana. Figures 5 and 6 are similar to Figures 3 and 4. The trends observed in the previous section were similar when taking only the common match-ups. The retrievals were not accurate for λ between 400 and 443 nm and between 665 and 754 nm, while they were more accurate for λ between 490 and 620 nm.

Furthermore, for the spectral statistics variation, the ACs spectral shapes of the AC common match-ups were similar for α , β , R^2 , and RMSE. Moreover, C2R-CC and especially C2R-CCAltNets statistical performances decreased in comparison to the initial performance analyses, while the accuracy for the other ACs (NASA, BIAC, and Polymer) showed a relative increase. Here, Polymer became the most efficient AC when taking only the AC concomitant match-ups.

Table 3 is similar to Table 2. Taking into account only the common match-ups and the ± 2 -h time window gives quite a similar analysis in comparison to the other Δt . C2R-CCAltNets had the highest QAS value (0.99), while BIAC had the lowest value (0.82). For $\overline{\chi^2}$, NASA had the lowest value (2.18), while BIAC had the highest value (4.19).

In terms of SAM, the minimum value was obtained for Polymer (6.80) and the highest for NASA (15.01). For S_{tot} , Polymer had the maximum value (65.33) followed closely by C2R-CCAltNets (58.05), while BIAC presented the lowest score (36.11). On the common match-ups, the results were slightly different, with Polymer being the most accurate AC on our dataset, closely followed by C2R-CCAltNets. In all cases, the least accurate AC was BIAC.

Table 3. Values of QAS, $\overline{\chi^2}$, SAM, and S_{tot} associated with different time windows and the AC common match-ups. N is the number of match-ups, and Δt is the time window.

ACs	Δt (h)	N	QAS	$\overline{\chi^2}$ (%)	SAM (°)	S_{tot}
BIAC	± 2	14	0.82	4.19	13.88	36.11
	± 1.5	12	0.85	3.85	13.71	32.02
	± 1	09	0.81	3.27	13.40	31.08
	± 0.5	05	0.80	2.50	12.43	35.22
C2R-CC	± 2	14	0.97	3.84	11.44	51.63
	± 1.5	12	0.98	3.71	11.94	52.62
	± 1	09	0.97	3.36	11.08	55.24
	± 0.5	05	0.97	2.29	09.08	55.19
C2R-CCAltNets	± 2	14	0.99	2.93	09.24	58.05
	± 1.5	12	0.99	2.83	09.85	57.52
	± 1	09	0.98	2.42	09.23	54.54
	± 0.5	05	0.97	1.43	07.55	53.47
Polymer	± 2	14	0.93	2.56	06.80	65.33
	± 1.5	12	0.92	2.44	06.79	63.07
	± 1	09	0.92	2.22	06.11	65.26
	± 0.5	05	0.91	1.47	05.33	66.40
NASA	± 2	14	0.83	2.18	15.01	47.67
	± 1.5	12	0.85	2.04	14.46	48.38
	± 1	09	0.89	2.08	14.19	47.07
	± 0.5	5	0.89	1.54	14.48	45.26

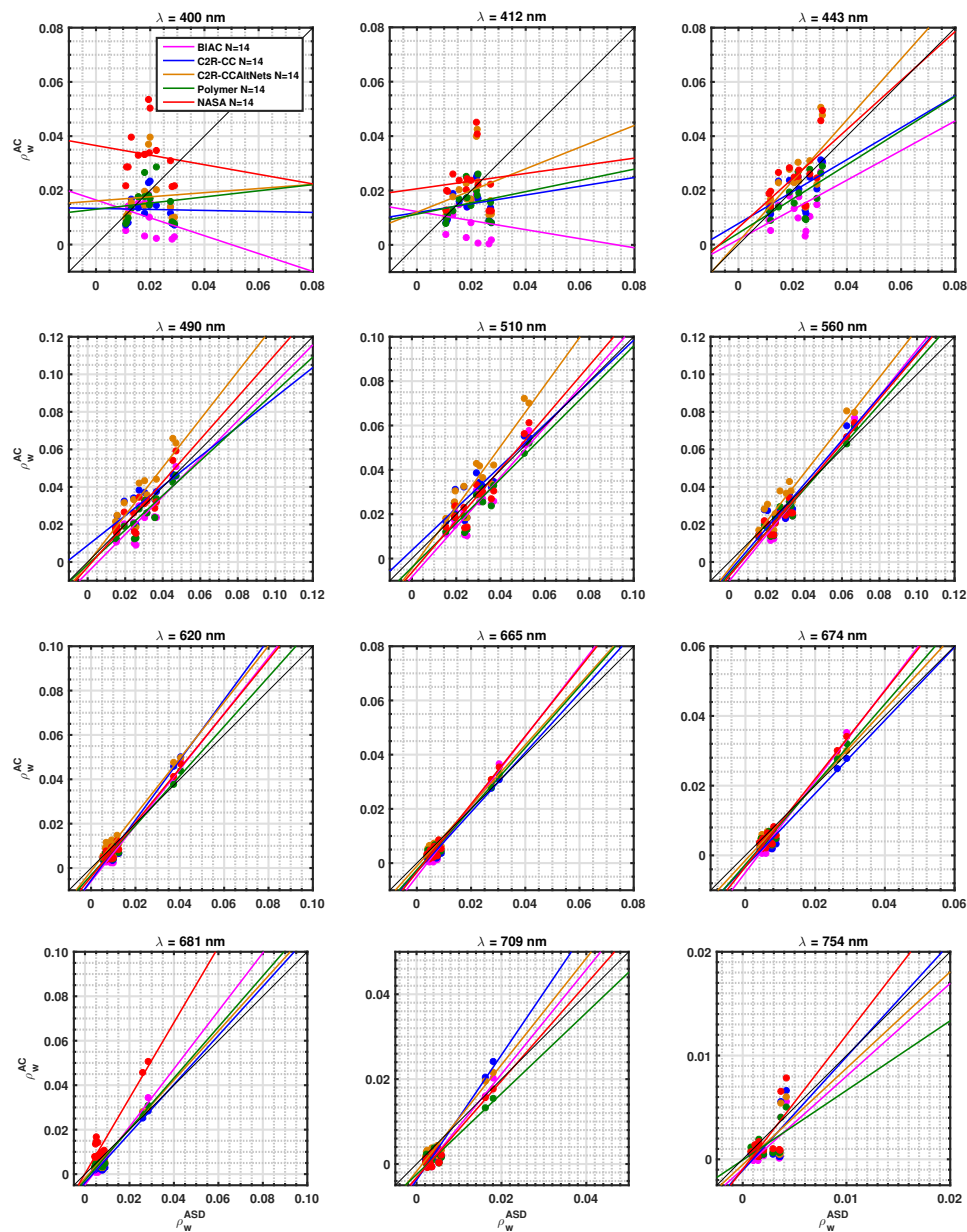


Figure 5. Scatterplots of the AC concomitant match-ups of the AC retrieval and the field measured water-leaving reflectance for 400, 412, 443, 490, 510, 560, 620, 665, 674, 681, 709, and 754 nm. In the multiple scatterplots figure, the field measured OCR (ρ_w^{ASD}) are represented in the x-axis and the water-leaving reflectance AC retrieval (ρ_w^{AC}) are represented in the y-axis. The black solid lines represent the 1:1 line. The colored solid lines show the linear regression lines between the field-measured and AC retrievals of ρ_w . The color code is similar to that in Figure 3, and the number of match-ups is indicated in the text box of the left-top scatterplot ($\lambda = 400$ nm).

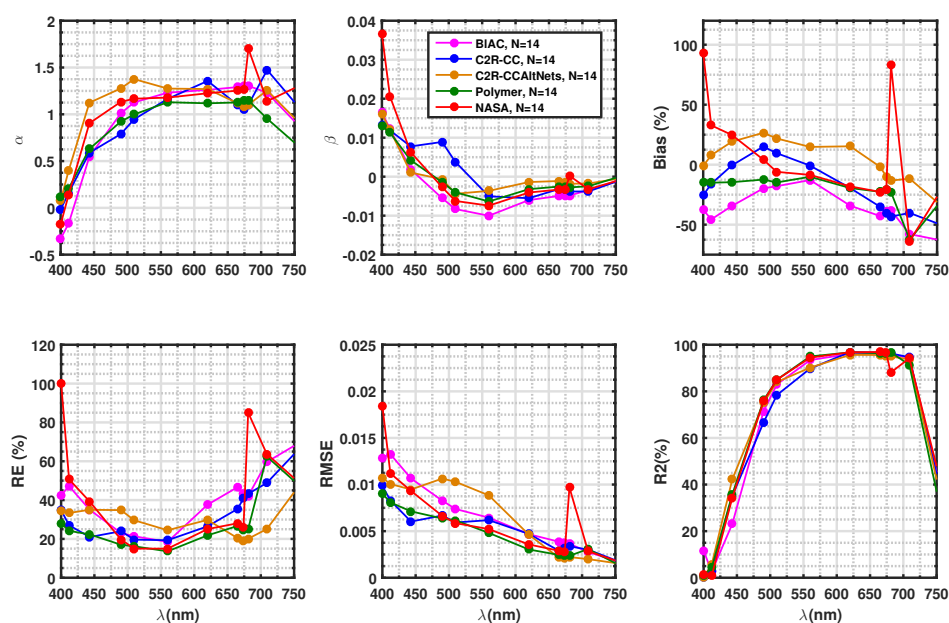


Figure 6. Statistical properties of the AC concomitant match-ups evolution as a function of wavelength between 400 and 750 nm. The statistical properties: slope (α), intercept (β), bias, relative error (RE), root mean squared error (RMSE), and correlation coefficient (R^2) are represented in the y-axes in the subplots starting from the left-top subplot until the right-bottom subplot, respectively. The x-axes represents the variation of the wavelength between 400 and 750 nm. The color code is similar to that in Figure 3 and given with the match-ups numbers in the top-middle subplot text box.

4. Discussion

4.1. Impacts on the Number of Match-ups

The number of our field-measured OCR was somewhat limited, but the variability of ρ_w was high, so we strongly believe that our in situ dataset was representative of a wide range of situations observed over the Eastern English Channel and French Guiana [21,83,84]. This is the reason why we used a ranking scheme and spectral analysis and not only the classic statistical parameters.

4.1.1. Impact of the Time Window

The match-ups exercise was repeated for different time-window values: ± 1.5 , ± 1 , and ± 0.5 h to assess the ACs behavior in accordance with the time window. Comparing χ^2 , SAM, and S_{tot} values for each AC showed that the full spectrum of statistical parameters of each AC was slightly different, except for the shortest time-window for which the ranking based on S_{tot} changed (Tables 1 and 2). For $\Delta t = \pm 0.5$ h, C2R-CC was ranked first, followed by C2R-CCAltNets, and BIAC was still ranked at the last position. Moreover, a shorter time window can lead to better results in terms of S_{tot} (BIAC, C2R-CC, and NASA for the individual match-ups).

The number of match-ups depends on the selected AC. Furthermore, the time window highly impacts the number of match-ups. The shorter the time window is, the smaller the number of match-ups is: 21, 28, 33, and 45 stations were rejected due to the ± 2 -, ± 1.5 -, ± 1 -, and ± 0.5 -h time windows, respectively. Furthermore, for the initial time window (± 2 h), only 50 stations were valid for match-ups. Based on the value of CV(560), only two stations were rejected for Polymer. For the other ACs, CV(560) was $\leq 20\%$.

4.1.2. Impact of the Recommended Flags

The flags used to get the match-ups can impact the number of valid values and the accuracy of the ACs. For instance, Polymer had 13 (out of 48) match-ups that were rejected. The principal flag was the cloud flag (11) and then the inconsistency flag (2), where $t^*\rho_w$ or ρ_a exceeded ρ_{toa} . Here, the only limitation for Polymer was the cloudy condition. For BIAC, 32 stations were rejected (out of 50) using the recommended flags: cloud (11), cloud margin (10), high solar zenithal angle (4), high glint (13), ρ_w negative value between 412 and 665 nm (3), and the 560-nm optical thickness annotation (1). The high glint and clouds were the most limiting flags for BIAC. For NASA, 33 spectra (out of 50) were rejected due to the clouds (24), the high glint (5), the high zenithal angle (5), and the land (5) flags. Concerning C2R-CC and C2R-CCAltNets, both shared the same number of valid and rejected (31) match-ups due to the cloud (22), sun-glint risk (17), and the AC ANN out of scope and range (1) flags. Most of the ACs were highly limited by the high glint, except Polymer. It seems that the cloudy and sun-glinted stations were not flagged in the same way depending on the AC. This led to a different number of valid match-ups. The high solar zenithal angle flag was only limiting for BIAC and NASA. This happened for four stations in the Eastern English Channel. The presence of the high sun-glint situation occurred more often over French Guiana. The cloudy situation was limiting for both areas.

4.2. Sensitivity Studies

Even if any atmospheric and bio-optical parameters were measured during our sea cruises, we tried to understand the limitations of each AC as a function of physical and biogeochemical parameters: optical water type cluster indexes retrieved by QAS (QAS Cluster ID#), turbidity, $a_{CDOM}(412)$, and CV(560) for the valid match-ups of each AC (the figure is not shown here). The goal was to observe if any correlation existed between the statistical parameters and those external parameters.

For instance, the distribution of RE at 412 nm as a function of QAS clusters showed a dependence in the ACs. For BIAC, no trends existed. For NASA (except for one station (in Cluster 8)), RE(412) strongly increased with Chl-a (QAS cluster ID) increase. For Polymer, RE(412) was homogeneously distributed and did not exceed 80%. For both C2R-CC and C2R-CCAltNets, no relationship was observed between RE(412) and the optical water type clusters. In the turbidity-RE(412) scatter analyses, six stations were missing due to the absence of measurements, and one station presented a high relative standard deviation. No trends were observed between RE(412) and the turbidity for C2R-CC and C2R-CCAltNets. A positive relationship was observed for NASA: RE(412) increased with the increase of turbidity. For turbidity greater than 2 NTU, a positive RE(412)-turbidity relationship was observed for Polymer and BIAC. The RE(412)- a_{CDOM} scatter analyses (12 stations were missing) also showed a logarithmic trend for NASA. No trends were observed for the other ACs. Concerning CV(560)-RE(412) scatter analyses, no particular trends were observed for all ACs. Polymer showed the lowest CV(560) in comparison to the other ACs.

This additional sensitivity study revealed no strong trends between physical and biogeochemical parameters and RE (at any wavelengths) such as observed for SeaWiFS by [20]. This suggests that ACs are less sensitive to the biogeochemical parameters. However, it suggests that Polymer can be affected by high values of turbidity where Chl-a and CDOM do not dominate the marine signal. CDOM, Chl-a, and their resulting turbidity (turbidity indirectly resulting from CDOM) could be limiting for NASA due to the use of Chl-a estimates in the Case-2 iteration scheme. The same could not be observed for the BIAC. The lack of atmosphere and more seawater parameter data limited our discussion.

The AC negative values were taken into account in the match-ups exercise and were included in the scatterplots and the statistics calculations except for BIAC between 412 and 665 nm, as applied by the its recommended flags. BIAC had negative values at 400 nm (1), 709 nm (2), and 754 nm (2), while Polymer and NASA had negative values (six and two, respectively) at 709 nm. The presence of negative values did not impact the statistical parameters of the retrievals. No obvious differences are observed between Figures 3 and 7, wherein the negative values were used to compute the statistical parameters. It is worth noting that the SVC was not applied to all ACs except BIAC and Polymer.

The absence of the SVC can explain the performance and the increase of the error retrieval for NASA, C2R-CC, and C2R-CCAltNets.

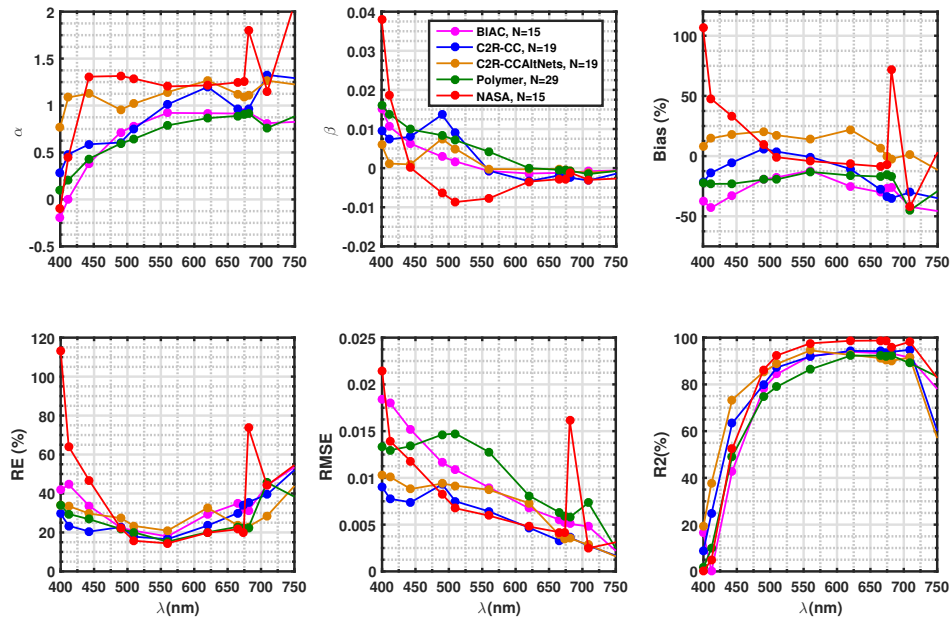


Figure 7. Statistical properties without negative values between 400 and 754 of the AC match-ups evolution as a function of wavelength between 400 and 750 nm. The statistical properties: slope (α), intercept (β), bias, relative error (RE), root mean squared error (RMSE), and correlation coefficient (R^2) are represented in the y-axes in the subplots starting from the left-top subplot until the right-bottom subplot, respectively. The x-axis represents the variation of the wavelength between 400 and 750 nm. The color code is similar to that in Figure 3 and given in the top middle subplot with the match-ups numbers.

4.3. ACs Band Ratios Performance Impacts

Figure 8 shows the comparison between the water-leaving reflectances ratios for 443/560 nm, 490/560 nm, and 510/560 nm. The spectral bands ratios of AC retrieved and ASD measured ρ_w were used to analyze the AC impact on the estimation of the Chl-a, as its estimation is very often based on combination of bands ratios (OC4v4 [108]). Table 4 shows the computed statistical parameters (RE, RMSE, and R^2) of the ACs retrieved ρ_w 443/560 nm, 490/560 nm, and 510/560 nm bands ratios.

Table 4. Values of RE, RMSE, and R^2 associated with BIAC, C2R-CC, C2R-CCAltNets, Polymer, and NASA retrievals for 443/560 nm, 490/560 nm, and 510/560 nm ratios.

ACs	$\rho_w^{ASD} (443 \text{ nm})/\rho_w^{ASD} (560 \text{ nm})$			$\rho_w^{ASD} (490 \text{ nm})/\rho_w^{ASD} (560 \text{ nm})$			$\rho_w^{ASD} (510 \text{ nm})/\rho_w^{ASD} (560 \text{ nm})$		
	RE (%)	RMSE	R^2 (%)	RE (%)	RMSE	R^2 (%)	RE (%)	RMSE	R^2 (%)
BIAC	34.03	0.34	9.21	13.51	0.15	75.74	9.05	0.10	84.33
C2R-CC	15.86	0.14	64.06	20.21	0.19	48.45	12.97	0.14	47.42
C2R-CCAltNets	15.85	0.14	64.44	13.26	0.13	57.08	9.53	0.11	51.77
Polymer	16.83	0.15	66.39	9.90	0.10	89.14	8.32	0.09	89.14
NASA	37.62	0.24	64.10	13.85	0.12	89.72	5.61	0.06	88.43

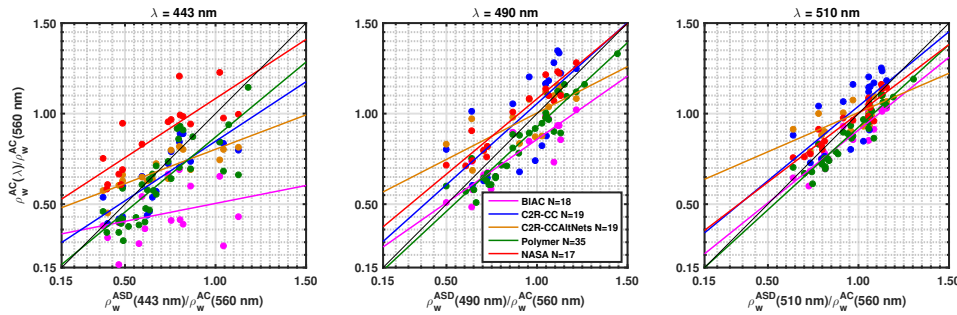


Figure 8. Scatterplots of the AC retrieval and the field measured water-leaving reflectance ratios for 443/560 nm, 490/560 nm, and 510/560 nm wavelengths ratios. In situ OCR ratios ($\rho_w^{ASD}(\lambda)/\rho_w^{ASD}(560\text{ nm})$) are represented in the x-axis and the ACs retrieved ratios ($\rho_w^{AC}(\lambda)/\rho_w^{AC}(560\text{ nm})$) in the y-axis. The color code is similar to that in Figure 3, and the number of match-ups is provided in the text box of the middle scatterplot.

The 443/560-nm ρ_w bands ratio match-ups showed the highest differences in terms of RE (34.03, 15.86, 15.85, 16.83, and 37.62% for BIAC, C2R-CC, C2R-CCAltNets, Polymer, and NASA, respectively) and RMSE (0.34, 0.14, 0.14, 0.15, and 0.24 for BIAC, C2R-CC, C2R-CCAltNets, Polymer, and NASA, respectively). The accuracy in the retrieved ratio increased with the increase of the wavelength in the numerator, leading to an accurate estimated ratio for 510/560 nm in terms of statistical values (for instance, R^2 was 84.33, 47.42, 51.77, 89.14, and 88.43% for BIAC, C2R-CC, C2R-CCAltNets, Polymer, and NASA, respectively).

Polymer provided the closest one-to-one regression line for all ratios, as well as the highest R^2 (66.39%, 89.14%, and 89.14% for 443/560 nm, 490/560 nm, and 510/560 nm bands ratios, respectively). BIAC estimates were the least accurate band ratios for 443/560 nm (RE = 34.03% and $R^2 = 9.21\%$) and 490/560 nm (RE = 13.51% and $R^2 = 75.74$), and it was C2R-CCAltNets for the 510/560-nm ratio (RE = 9.53%, RMSE = 0.11 and $R^2 = 51.08\%$). This is in concordance with the ACs performance inter-comparison results exposed in Section 3.2, and it suggests potentially that the estimation of the Chl-a concentration [108] is impacted by the AC ρ_w retrievals (except if the ratio was 510/560 nm).

As the SPM concentration estimation is often based on the use of semi-analytical algorithms (SAA) [109–111], it is less impacted by the AC performance if the red spectral band is used in the SPM bio-optical model (560 or 665 nm). Furthermore, all ACs showed the best correlations and lower retrieval errors at the 665-nm spectral band instead of longer wavelengths ($\lambda > 709$ nm). This suggests that the use of the red bands is recommended to estimate the SPM concentration instead of the NIR bands.

4.4. BRDF Effect Issue

The ACs retrieved ρ_w were provided without BRDF correction (except for the NASA AC), so the ASD ρ_w were not corrected for this effect. Besides, there was still no best solution for this, and it requires, at a given wavelength, a good knowledge of the IOPs, the geometry of observation, the wind speed, and, to a lesser extent, the atmospheric conditions. This correction is proportional to $(\frac{f_0}{Q_0}) (\frac{R_0}{R})$, where the index 0 stands for the Sun at zenith and a viewing angle at nadir. This factor typically varies between 0.6 and 1.2 [112]. While $\frac{R_0}{R}$ accounts for all transmission and reflection effects at the air-sea interface, the $\frac{f_0}{Q_0}$ ratios, at a given wavelength, are driven by IOPs and the geometry of observations [113]. Note that the upwelling light fields can only be considered as purely isotropic (which provide a simple solution of the BRDF) for waters with extreme turbidity [114].

5. Conclusions

Validation of OLCI water-leaving reflectance products has been proposed over two contrasted French coastal waters obtained by five different atmospheric correction algorithms. Sea cruises radiometric measurements were collected using a spectro-photometer instrument. Post-processing was developed to assess the quality of the in situ water-leaving reflectances. These in situ measurements were used to conduct a match-up exercise leading to the estimation of statistical parameters and the ranking scheme used in the validation of the water-leaving reflectance retrievals.

The ranking scheme and statistical analysis used in this study show their usefulness for the assessment of the ACs. It allowed us to handle the spectral variations of the statistical parameters from 400–754 nm, which were presented in the match-up exercise results. Furthermore, the ACs performance was taken into account to give in the end a specific AC score that allowed us to rank the ACs following their efficiency. Such a scoring method is highly recommended for the ACs inter-comparison and can be easily extended to the other ocean color retrieval algorithms.

Over our in situ measurements, high performances were obtained for Polymer and C2R-CCAltNets. However, for all ACs, the performance was not very high at 400 and 443 nm. The ACs performances were higher between 490 and 560 nm for all ACs. A sensitivity study was performed to highlight the AC limitations depending on the turbidity or biogeochemical parameters. The sensitivity analysis showed no limitations and correlation with the chosen in-water parameters.

The ease of using the atmospheric correction processors is a very important criterion for the end-users. In terms of the processing time, Polymer had the fastest processing, followed by NASA and both C2R-CC versions. Polymer is recommended for atmospheric correction facility. The standard OLCI AC, BIAC, still needs improvements.

The common match-ups analyses allowed a better direct comparison of the performances of the AC. This allowed avoiding the impact of the ACs specific recommended flags that were used in the AC individual match-ups results. The match-ups number was highly impacted by the flags used, which indirectly impacted the resulting ACs performance assessments and the ACs score ranking. While C2R-CCAltNets was the most accurate AC over the individual match-up exercise, Polymer was the most efficient algorithm for the common match-ups. We recommend using either Polymer or C2R-CCAltNets to process OLCI images over our regions of interest or over similar regions.

Author Contributions: M.A.M. was in charge of collecting and processing the OLCI-A data, collecting and post-processing the ASD field measured data, preparing and analyzing the figures and tables, and pre-writing the manuscript. C.J. was in charge of programming the field cruises alongside V.V. and co-writing and improving the manuscript. H.L., C.J., and V.V. were involved in the development of measurement and post-processing protocols. H.L. and V.V. were involved in the manuscript co-writing. X.M. and A.C. were in charge of turbidity measurements processing. V.V., X.M., and A.C. were in charge of CDOM analysis and data processing. All authors took part in the field biogeophysical parameters and OCR collection during the field cruises.

Funding: The field campaigns were funded by the Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) through the TOSCA program, by the Centre National de la Recherche Scientifique (Guyane), and the European Space Agency for the "MERIS validation and algorithm 4th reprocessing" (Contract No. ARG/003-025/1406/LOG). The PhD scholarship fellowship of M.A.M. was funded by the Université du Littoral Côte d'Opale and Région Hauts-de-France. An additional short-term contract of M.A.M. was funded by CNES. The ASD FieldSpec4 was purchased thanks to Université du Littoral-Côte d'Opale through "Bonus Qualité Recherche" and to CNES.

Acknowledgments: The authors would like to thank the Université du Littoral-Côte d'Opale and the Hauts-de-France region for the PhD scholarship fellowship and the CNRS for the short-term contract funding. The European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT) is acknowledged for support of the Sentinel-3A data delivery through the Sentinel-3 Validation Team for Ocean Color (S3VT-OC). The authors thank the crew of Wayki village for their help and patience during the field campaigns in French Guiana. The Sepia II and Côte de la Manche ship crews are acknowledged for their help and kindness during sea cruises in the Eastern English Channel. The authors are grateful to David Dessailly for the help in coding the SeaDAS processing loop. Furthermore, the authors would like to thank François Steinmetz for his help in handling the Polymer software and Sean Bailey for his help with the SeaDAS software.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest about the work presented here.

References

1. Crossland, C.J.; Baird, D.; Ducrotoy, J.P.; Lindeboom, H.; Buddemeier, R.W.; Dennison, W.C.; Maxwell, B.A.; Smith, S.V.; Swaney, D.P. The Coastal Zone—A Domain of Global Interactions. In *Coastal Fluxes in the Anthropocene*; Crossland, C.J., Kremer, H.H., Lindeboom, H.J., Marshall Crossland, J.I., Le Tissier, M.D.A., Eds.; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 2005; pp. 1–37. [[CrossRef](#)]
2. Berger, M.; Moreno, J.; Johannessen, J.A.; Levelt, P.F.; Hanssen, R.F.; Berger, M.; Moreno, J.; Johannessen, J.A.; Levelt, P.F.; Hanssen, R.F. ESA's sentinel missions in support of Earth system science. *Remote Sens. Environ.* **2012**, *120*, 84–90. [[CrossRef](#)]
3. Mouw, C.B.; Greb, S.; Aurin, D.; DiGiacomo, P.M.; Lee, Z.; Twardowski, M.; Binding, C.; Hu, C.; Ma, R.; Moore, T.; et al. Aquatic color radiometry remote sensing of coastal and inland waters: Challenges and recommendations for future satellite missions. *Remote Sens. Environ.* **2015**, *160*, 15–30. [[CrossRef](#)]
4. Morel, A. In-water and remote measurements of ocean color. *Bound.-Layer Meteorol.* **1980**, *18*, 177–201. [[CrossRef](#)]
5. Morel, A.; Gordon, H.R. Report of the working group on water color. *Bound.-Layer Meteorol.* **1980**, *18*, 343–355. [[CrossRef](#)]
6. Malenovsky, Z.; Rott, H.; Cihlar, J.; Schaepman, M.E.; García-Santos, G.; Fernandes, R.; Berger, M. Sentinels for science: Potential of Sentinel-1, -2, and -3 missions for scientific observations of ocean, cryosphere, and land. *Remote Sens. Environ.* **2012**, *120*, 91–101. [[CrossRef](#)]
7. IOCCG. *Remote Sensing of Inherent Optical Properties: Fundamentals, Tests of Algorithms, and Applications*; Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group; IOCCG: Dartmouth, NS, Canada, 2006; Volume 5, p. 126. [[CrossRef](#)]
8. IOCCG. *Why Ocean Colour? The Societal Benefits of Ocean-Colour Technology*; Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group; IOCCG: Dartmouth, NS, Canada, 2008; Volume 7, p. 141.
9. IOCCG. *Remote Sensing in Fisheries and Aquaculture*; Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group; IOCCG: Dartmouth, NS, Canada, 2009; Volume 8, p. 120.
10. IOCCG. *Partition of the Ocean into Ecological Provinces: Role of Ocean-Colour Radiometry*; Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group; IOCCG: Dartmouth, NS, Canada, 2009; Volume 9, p. 99.
11. IOCCG. *Phytoplankton Functional Types from Space*; Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group; IOCCG: Dartmouth, NS, Canada, 2014; Volume 15, p. 153.
12. IOCCG. *Earth Observations in Support of Global Water Quality Monitoring*; Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group; IOCCG: Dartmouth, NS, Canada, 2018; Volume 17, p. 133.
13. Donlon, C.; Berruti, B.; Buongiorno, A.; Ferreira, M.H.H.; Féménias, P.; Frerick, J.; Goryl, P.; Klein, U.; Laur, H.; Mavrocordatos, C.; et al. The Global Monitoring for Environment and Security (GMES) Sentinel-3 mission. *Remote Sens. Environ.* **2012**, *120*, 37–57. [[CrossRef](#)]
14. Nieke, J.; Borde, F.; Mavrocordatos, C.; Berruti, B.; Delclaud, Y.; Riti, J.B.; Garnier, T. The Ocean and Land Colour Imager (OLCI) for the Sentinel 3 GMES Mission: Status and first test results. In *Proceedings of Earth Observing Missions and Sensors: Development, Implementation, and Characterization II*, Kyoto, Japan, 29 October–1 November 2012; Shimoda, H., Xiong, X., Cao, C., Gu, X., Kim, C., Kiran Kumar, A.S., Eds.; SPIE: Kyoto, Japan, 2012; Volume 8528, p. 85280C. [[CrossRef](#)]
15. Frerick, J.; Nieke, J.; Mavrocordatos, C.; Berruti, B.; Donlon, C.; Cosi, M.; Engel, W.; Bianchi, S.; Smith, D. Next generation along track scanning radiometer—SLSTR. In *Proceedings of Remote Sensing System Engineering IV*, San Diego, CA, USA, 12–13 August 2012; Ardanuy, P.E., Puschell, J.J., Bloom, H.J., Eds.; SPIE: San Diego, CA, USA, 2012; Volume 8516, p. 851605. [[CrossRef](#)]
16. Ruddick, K.; Vanhellemont, Q. Use of the New Olci and Slstr Bands for Atmospheric Correction Over Turbid Coastal and Inland Waters. In *Proceedings of the Sentinel-3 for Science Workshop*, Venice-Lido, Italy, 2–5 June 2015; Ouwehand, L., Ed.; ESA Special Publication: Venice-Lido, Italy, 2015; Number SP-734 in 734, pp. 1–5.
17. IOCCG. *Atmospheric Correction for Remotely-Sensed Ocean-Colour Products*; Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group; IOCCG: Dartmouth, NS, Canada, 2010; Volume 10, p. 78.
18. Gordon, H.R. Atmospheric correction of ocean color imagery in the Earth Observing System era. *J. Geophys. Res. Atmos.* **1997**, *102*, 17081–17106. [[CrossRef](#)]

19. Gordon, H.R.; Wang, M. Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: A preliminary algorithm. *Appl. Opt.* **1994**, *33*, 443. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
20. Jamet, C.; Loisel, H.; Kuchinke, C.P.; Ruddick, K.; Zibordi, G.; Feng, H. Comparison of three SeaWiFS atmospheric correction algorithms for turbid waters using AERONET-OC measurements. *Remote Sens. Environ.* **2011**, *115*, 1955–1965. [[CrossRef](#)]
21. Goyens, C.; Jamet, C.; Schroeder, T. Evaluation of four atmospheric correction algorithms for MODIS-Aqua images over contrasted coastal waters. *Remote Sens. Environ.* **2013**, *131*, 63–75. [[CrossRef](#)]
22. Hu, C.; Carder, K.L.; Muller-Karger, F.E. Atmospheric correction of seawifs imagery: Assessment of the use of alternative bands. *Appl. Opt.* **2000**, *39*, 3573. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
23. Ruddick, K.G.; Ovidio, F.; Rijkeboer, M. Atmospheric correction of SeaWiFS imagery for turbid coastal and inland waters. *Appl. Opt.* **2000**, *39*, 897–912. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
24. Wang, M.; Liu, X. *The MODIS-SWIR Algorithm Theoretical Basis Document Version 1.0*; Technical Report Feb; NOAA NESDIS STAR, Eds.; College Park, MD, USA, 2012. Available online: https://www.star.nesdis.noaa.gov/sod/mecb/color/documents/SWIR_ATBD_ver1-2012.pdf (accessed on 30 November 2015).
25. Wang, M. Remote sensing of the ocean contributions from ultraviolet to near-infrared using the shortwave infrared bands: Simulations. *Appl. Opt.* **2007**, *46*, 1535. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
26. Shi, W.; Wang, M. An assessment of the black ocean pixel assumption for MODIS SWIR bands. *Remote Sens. Environ.* **2009**, *113*, 1587–1597. [[CrossRef](#)]
27. Dogliotti, A.; Ruddick, K. Improving water reflectance retrieval from MODIS imagery in the highly turbid waters of La Plata River. In Proceedings of the VI International Conference Current Problems in Optics of Natural Waters (ONW'2011), St. Petersburg, Russia, 6–10 September 2011; pp. 3–10.
28. Chen, J.; Yin, S.; Xiao, R.; Xu, Q.; Lin, C. Deriving remote sensing reflectance from turbid Case II waters using green-shortwave infrared bands based model. *Adv. Space Res.* **2014**, *53*, 1229–1238. [[CrossRef](#)]
29. He, Q.; Chen, C. A new approach for atmospheric correction of MODIS imagery in turbid coastal waters: A case study for the Pearl River Estuary. *Remote Sensing Lett.* **2014**, *5*, 249–257. [[CrossRef](#)]
30. Vanhellemont, Q.; Ruddick, K. Advantages of high quality SWIR bands for ocean color processing: Examples from Landsat-8. *Remote Sens. Environ.* **2015**, *161*, 89–106. [[CrossRef](#)]
31. Oo, M.; Vargas, M.; Gilerson, A.; Gross, B.; Moshary, F.; Ahmed, S. Improving atmospheric correction for highly productive coastal waters using the short wave infrared retrieval algorithm with water-leaving reflectance constraints at 412 nm. *Appl. Opt.* **2008**, *47*, 3846–3859. [[CrossRef](#)]
32. He, T.; Liang, S.; Wang, D.; Wu, H.; Yu, Y.; Wang, J. Estimation of surface albedo and directional reflectance from Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) observations. *Remote Sens. Environ.* **2012**, *119*, 286–300. [[CrossRef](#)]
33. Moore, G.F.; Aiken, J.; Lavender, S.J. The atmospheric correction of water color and the quantitative retrieval of suspended particulate matter in Case II waters: Application to MERIS. *Int. J. Remote Sens.* **1999**, *20*, 1713–1733. [[CrossRef](#)]
34. Siegel, D.A.; Wang, M.; Maritorena, S.; Robinson, W. Atmospheric correction of satellite ocean color imagery: The black pixel assumption. *Appl. Opt.* **2000**, *39*, 3582. [[CrossRef](#)]
35. Stumpf, R.P.; Arnone, R.A.; Gould, R.W.; Martinolich, P.; Ransibrahmanakul, V. *Algorithm Updates for the Fourth SeaWiFS Data Reprocessing (2003)*; Technical Report; Hooker, S.B., Ed.; NASA Goddard Space Flight Center: Greenbelt, MD, USA, 2012. Available online: https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/docs/technical/seawifs_reports/postlaunch/PLVol22.pdf (accessed on 5 October 2016.)
36. Lavender, S.J.; Pinkerton, M.H.; Moore, G.F.; Aiken, J.; Blondeau-Patissier, D. Modification to the atmospheric correction of SeaWiFS ocean color images over turbid waters. *Cont. Shelf Res.* **2005**, *25*, 539–555. [[CrossRef](#)]
37. Bailey, S.W.; Franz, B.A.; Werdell, P.J. Estimation of near-infrared water-leaving reflectance for satellite ocean color data processing. *Opt. Express* **2010**, *18*, 7521. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
38. Goyens, C.; Jamet, C.; Ruddick, K.G. Spectral relationships for atmospheric correction II Improving NASA's standard and MUMM near infra-red modeling schemes. *Opt. Express* **2013**, *21*, 21176. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
39. Liang, X.; Ignatov, A. AVHRR, MODIS, and VIIRS radiometric stability and consistency in SST bands. *J. Geophys. Res. Oceans* **2013**, *118*, 3161–3171. [[CrossRef](#)]
40. Doerffer, R.; Schiller, H. The MERIS case 2 water algorithm. *Int. J. Remote Sens.* **2007**, *28*, 517–535. [[CrossRef](#)]
41. Schroeder, T.; Behnert, I.; Schaale, M.; Fischer, J.; Doerffer, R. Atmospheric correction algorithm for MERIS above case-2 waters. *Int. J. Remote Sens.* **2007**, *28*, 1469–1486. [[CrossRef](#)]

42. Fan, Y.; Li, W.; Gatebe, C.K.; Jamet, C.; Zibordi, G.; Schroeder, T.; Stamnes, K. Atmospheric correction over coastal waters using multilayer neural networks. *Remote Sens. Environ.* **2017**, *199*, 218–240. [[CrossRef](#)]
43. Schiller, H.; Doerffer, R. Neural network for emulation of an inverse model operational derivation of Case II water properties from MERIS data. *Int. J. Remote Sens.* **1999**, *20*, 1735–1746. [[CrossRef](#)]
44. Chomko, R.M.; Gordon, H.R.; Maritorena, S.; Siegel, D.A. Simultaneous retrieval of oceanic and atmospheric parameters for ocean color imagery by spectral optimization: A validation. *Remote Sens. Environ.* **2003**, *84*, 208–220. [[CrossRef](#)]
45. Stamnes, K.; Li, W.; Yan, B.; Eide, H.; Barnard, A.; Pegau, W.S.; Stamnes, J.J. Accurate and self-consistent ocean color algorithm: Simultaneous retrieval of aerosol optical properties and chlorophyll concentrations. *Appl. Opt.* **2003**, *42*, 939. [[CrossRef](#)]
46. Jamet, C.; Thiria, S.; Moulin, C.; Crepon, M. Use of a neurovariational inversion for retrieving oceanic and atmospheric constituents from ocean color imagery: A feasibility study. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **2005**, *22*, 460–475. [[CrossRef](#)]
47. Brajard, J.; Jamet, C.; Moulin, C.; Thiria, S. Use of a neuro-variational inversion for retrieving oceanic and atmospheric constituents from satellite ocean color sensor: Application to absorbing aerosols. *Neural Netw.* **2006**, *19*, 178–185. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
48. Brajard, J.; Moulin, C.; Thiria, S. Atmospheric correction of SeaWiFS ocean color imagery in the presence of absorbing aerosols off the Indian coast using a neuro-variational method. *Geophys. Res. Lett.* **2008**, *35*, L20604. [[CrossRef](#)]
49. Kuchinke, C.P.; Gordon, H.R.; Harding, L.W.; Voss, K.J. Spectral optimization for constituent retrieval in Case 2 waters II: Validation study in the Chesapeake Bay. *Remote Sens. Environ.* **2009**, *113*, 610–621. [[CrossRef](#)]
50. Brajard, J.; Santer, R.; Crépon, M.; Thiria, S. Atmospheric correction of MERIS data for case-2 waters using a neuro-variational inversion. *Remote Sens. Environ.* **2012**, *126*, 51–61. [[CrossRef](#)]
51. Steinmetz, F.; Deschamps, P.Y.; Ramon, D. Atmospheric correction in presence of sun glint: Application to MERIS. *Opt. Express* **2011**, *19*, 9783. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
52. Bi, S.; Li, Y.; Wang, Q.; Lyu, H.; Liu, G.; Zheng, Z.; Du, C.; Mu, M.; Xu, J.; Lei, S.; et al. Inland water Atmospheric Correction based on Turbidity Classification using OLCI and SLSTR synergistic observations. *Remote Sens.* **2018**, *10*, 1002. [[CrossRef](#)]
53. Elterman, L. *UV, Visible, and IR Attenuation for Altitudes to 50 Km, 1968*; Environmental Research Papers No. 285; Air Force Cambridge Research Laboratories, Eds.; Office of Aerospace Research U.S. Air Force: Bedford, MA, USA, 1968; p. 49.
54. Gordon, H.R.; Brown, J.W.; Evans, R.H. Exact Rayleigh scattering calculations for use with the Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner. *Appl. Opt.* **1988**, *27*, 862. [[CrossRef](#)]
55. Gordon, H.R.; Wang, M. Surface-roughness considerations for atmospheric correction of ocean color sensors 1: The Rayleigh-scattering component. *Appl. Opt.* **1992**, *31*, 4247. [[CrossRef](#)]
56. Wang, M. The Rayleigh lookup tables for the SeaWiFS data processing: Accounting for the effects of ocean surface roughness. *Int. J. Remote Sens.* **2002**, *23*, 2693–2702. [[CrossRef](#)]
57. Wang, M. A refinement for the Rayleigh radiance computation with variation of the atmospheric pressure. *Int. J. Remote Sens.* **2005**, *26*, 5651–5663. [[CrossRef](#)]
58. Deschamps, P.Y.; Herman, M.; Tanre, D. Modeling of the atmospheric effects and its application to the remote sensing of ocean color. *Appl. Opt.* **1983**, *22*, 3751. [[CrossRef](#)]
59. Wang, M.; Gordon, H.R. A simple, moderately accurate, atmospheric correction algorithm for SeaWiFS. *Remote Sens. Environ.* **1994**, *50*, 231–239. [[CrossRef](#)]
60. Wang, M.; Bailey, S.W. Correction of sun glint contamination on the SeaWiFS ocean and atmosphere products. *Appl. Opt.* **2001**, *40*, 4790. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
61. Koepke, P. Effective reflectance of oceanic whitecaps. *Appl. Opt.* **1984**, *23*, 1816. [[CrossRef](#)]
62. Gordon, H.R.; Wang, M. Influence of oceanic whitecaps on atmospheric correction of ocean-color sensors. *Appl. Opt.* **1994**, *33*, 7754. [[CrossRef](#)]
63. Frouin, R.; Schwindling, M.; Deschamps, P.Y. Spectral reflectance of sea foam in the visible and near-infrared: In situ measurements and remote sensing implications. *J. Geophys. Res. Oceans* **1996**, *101*, 14361–14371. [[CrossRef](#)]
64. Stramska, M.; Petelski, T. Observations of oceanic whitecaps in the north polar waters of the Atlantic. *J. Geophys. Res.* **2003**, *108*, 3086. [[CrossRef](#)]

65. Preisendorfer, R.W. *Hydrologic Optics*; U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Environmental Research Laboratories, Pacific Marine Environmental Laboratory: Honolulu, HI, USA, 1976; Volume I, p. 1757.
66. Gordon, H.R.; Brown, O.B.; Evans, R.H.; Brown, J.W.; Smith, R.C.; Baker, K.S.; Clark, D.K. A semianalytic radiance model of ocean color. *J. Geophys. Res.* **1988**, *93*, 10909. [[CrossRef](#)]
67. Yang, H.; Gordon, H.R. Remote sensing of ocean color: Assessment of water-leaving radiance bidirectional effects on atmospheric diffuse transmittance. *Appl. Opt.* **1997**, *36*, 7887. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
68. Wang, M. Atmospheric correction of ocean color sensors: Computing atmospheric diffuse transmittance. *Appl. Opt.* **1999**, *38*, 451. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
69. Ahmad, Z.; McClain, C.R.; Herman, J.R.; Franz, B.A.; Kwiatkowska, E.J.; Robinson, W.D.; Bucsela, E.J.; Tzortziou, M. Atmospheric correction for NO₂ absorption in retrieving water-leaving reflectances from the SeaWiFS and MODIS measurements. *Appl. Opt.* **2007**, *46*, 6504. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
70. Antoine, D.; Morel, A. A multiple scattering algorithm for atmospheric correction of remotely sensed ocean color (MERIS instrument): Principle and implementation for atmospheres carrying various aerosols including absorbing ones. *Int. J. Remote Sens.* **1999**, *20*, 1875–1916. [[CrossRef](#)]
71. Morel, A.; Prieur, L. Analysis of variations in ocean color. *Limnol. Oceanogr.* **1977**, *22*, 709–722. [[CrossRef](#)]
72. Sathyendranath, S.; Platt, T. Analytic model of ocean color. *Appl. Opt.* **1997**, *36*, 2620–2629. [[CrossRef](#)]
73. IOCCG. *Remote Sensing of Ocean Colour in Coastal, and Other Optically-Complex, Waters; Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group*; IOCCG: Dartmouth, NS, Canada, 2000; Volume 3, p. 140.
74. Antoine, D.; Morel, A. 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.* **1998**, *37*, 2245–2259. [[CrossRef](#)]
75. Nobileau, D.; Antoine, D. Detection of blue-absorbing aerosols using near infrared and visible (ocean color) remote sensing observations. *Remote Sens. Environ.* **2005**, *95*, 368–387. [[CrossRef](#)]
76. Brockmann, C.; Doerffer, R.; Peters, M.; Stelzer, K.; Embacher, S.; Ruescas, A. Evolution of the C2RCC neural network for Sentinel 2 and 3 for the retrieval of ocean color products in normal and extreme optically complex waters. In Proceedings of the Living Planet Symposium 2016, Prague, Czech Republic, 9–13 May 2016; European Space Agency Special Publication: Prague, Czech Republic, 2016; Volume ESA SP, pp. 1–6.
77. Ahmad, Z.; Franz, B.A.; McClain, C.R.; Kwiatkowska, E.J.; Werdell, J.; Shettle, E.P.; Holben, B.N. New aerosol models for the retrieval of aerosol optical thickness and normalized water-leaving radiances from the SeaWiFS and MODIS sensors over coastal regions and open oceans. *Appl. Opt.* **2010**, *49*, 5545. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
78. Szeto, M.; Werdell, P.J.; Moore, T.S.; Campbell, J.W. Are the world's oceans optically different? *J. Geophys. Res. Oceans* **2011**, *116*, 1–14. [[CrossRef](#)]
79. Lubac, B.; Loisel, H. Variability and classification of remote sensing reflectance spectra in the eastern English Channel and southern North Sea. *Remote Sens. Environ.* **2007**, *110*, 45–58. [[CrossRef](#)]
80. Vantrepotte, V.; Loisel, H.; Mériaux, X.; Neukermans, G.; Dessailly, D.; Jamet, C.; Gensac, E.; Gardel, A. Seasonal and inter-annual (2002–2010) variability of the suspended particulate matter as retrieved from satellite ocean color sensor over the French Guiana coastal waters. *J. Coast. Res.* **2011**, 1750–1754.
81. Vantrepotte, V.; Gensac, E.; Loisel, H.; Gardel, A.; Dessailly, D.; Mériaux, X. Satellite assessment of the coupling between in water suspended particulate matter and mud banks dynamics over the French Guiana coastal domain. *J. S. Am. Earth Sci.* **2013**, *44*, 25–34. [[CrossRef](#)]
82. Loisel, H.; Mériaux, X.; Poteau, A.; Artigas, L.F.; Lubac, B.; Gardel, A.; Caillaud, J.; Lesourd, S. Analyze of the inherent optical properties of French Guiana coastal waters for remote sensing applications. *J. Coast. Res.* **2009**, *2*, 1532–1536 [[CrossRef](#)]
83. Vantrepotte, V.; Brunet, C.; Mériaux, X.; Lécuyer, E.; Vellucci, V.; Santer, R. Bio-optical properties of coastal waters in the Eastern English Channel. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* **2007**, *72*, 201–212. [[CrossRef](#)]
84. Vantrepotte, V.; Loisel, H.; Dessailly, D.; Mériaux, X. Optical classification of contrasted coastal waters. *Remote Sens. Environ.* **2012**, *123*, 306–323. [[CrossRef](#)]
85. Knaeps, E.; Dogliotti, A.I.; Raymaekers, D.; Ruddick, K.; Sterckx, S. In situ evidence of non-zero reflectance in the OLCI 1020nm band for a turbid estuary. *Remote Sens. Environ.* **2012**, *120*, 133–144. [[CrossRef](#)]

86. de Moraes Rudorff, N.; Frouin, R.; Kampel, M.; Goyens, C.; Meriaux, X.; Schieber, B.; Mitchell, B.G. Ocean-color radiometry across the Southern Atlantic and Southeastern Pacific: Accuracy and remote sensing implications. *Remote Sens. Environ.* **2014**, *149*, 13–32. [[CrossRef](#)]
87. Knaeps, E.; Ruddick, K.G.; Doxaran, D.; Dogliotti, A.I.; Nechad, B.; Raymaekers, D.; Sterckx, S. A SWIR based algorithm to retrieve total suspended matter in extremely turbid waters. *Remote Sens. Environ.* **2015**, *168*, 66–79. [[CrossRef](#)]
88. Mobley, C.D. Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements. *Appl. Opt.* **1999**, *38*, 7442. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
89. Ruddick, K.G.; De Cauwer, V.; Park, Y.J.; Moore, G. Seaborne measurements of near infrared water-leaving reflectance: The similarity spectrum for turbid waters. *Limnol. Oceanogr.* **2006**, *51*, 1167–1179. [[CrossRef](#)]
90. Goyens, C.; Jamet, C.; Ruddick, K.G. Spectral relationships for atmospheric correction I Validation of red and near infra-red marine reflectance relationships. *Opt. Express* **2013**, *21*, 21162. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
91. Doxaran, D.; Cherukuru, N.C.; Lavender, S.J.; Moore, G.F. Use of a Spectralon panel to measure the downwelling irradiance signal: Case studies and recommendations. *Appl. Opt.* **2004**, *43*, 5981–5986. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
92. Wei, J.; Lee, Z.; Shang, S. A system to measure the data quality of spectral remote sensing reflectance of aquatic environments. *J. Geophys. Res. Oceans* **2016**, *121*, 8189–8207. [[CrossRef](#)]
93. Kruse, F.; Lefkoff, A.; Boardman, J.; Heidebrecht, K.; Shapiro, A.; Barloon, P.; Goetz, A. The spectral image processing system (SIPS)—interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data. *Remote Sens. Environ.* **1993**, *44*, 145–163. [[CrossRef](#)]
94. Neukermans, G.; Ruddick, K.; Loisel, H.; Roose, P. Optimization and quality control of suspended particulate matter concentration measurement using turbidity measurements. *Limnol. Oceanogr. Methods* **2012**, *10*, 1011–1023. [[CrossRef](#)]
95. Mueller, J.L.; Pietras, C.; Hooker, S.B.; Austin, R.W.; Miller, M.; Knobelspiesse, K.D.; Frouin, R.; Holben, B.; Voss, K.J. *Ocean Optics Protocols for Satellite Ocean Color Sensor Validation, Revision 4, Volume II: Instrument Specifications, Characterization And Calibration*; Ocean Color Web Page; NASA Center for Aerospace Information: Hanover, MD, USA, 2003; Volume II, p. 57.
96. Vantrepotte, V.; Danhiez, F.P.; Loisel, H.; Ouillon, S.; Mériaux, X.; Cauvin, A.; Dessailly, D. CDOM-DOC relationship in contrasted coastal waters: Implication for DOC retrieval from ocean color remote sensing observation. *Opt. Express* **2015**, *23*, 33. [[CrossRef](#)]
97. Baith, K.; Lindsay, R.; Fu, G.; McClain, C.R. Data analysis system developed for ocean color satellite sensors. *Eos Trans. Am. Geophys. Union* **2001**, *82*, 202. [[CrossRef](#)]
98. Clark, D.K.; Yarbrough, M.A.; Feinholz, M.E.; Flora, S.; Broenkow, W.; Kim, Y.S.; Johnson, B.C.; Brown, S.W.; Yuen, M.; Mueller, J.L. MOBY, a radiometric buoy for performance monitoring and vicarious calibration of satellite ocean color sensors: Measurement and data analysis protocols. In *Ocean Optics Protocols for Satellite Ocean Color Sensor Validation, Revision 4, Volume VI: Special Topics in Ocean Optics Protocols and Appendices*; Mueller, J.L., Fargion, G.S., McClain, C.R., Eds.; NASA Goddard Space Flight Center: Greenbelt, MD, USA, 2003; Volume VI, pp. 3–34.
99. Antoine, D.; Chami, M.; Claustre, H.; d’Ortenzio, F.; Morel, A.; Bécu, G.; Gentili, B.; Louis, F.; Ras, J.; Roussier, E.; et al. *BOUSSOLE: A joint CNRS-INSU, ESA, CNES, and NASA Ocean Color Calibration and Validation Activity*; NASA Goddard Space Flight Center: Greenbelt, MD, USA, 2003; 59p.
100. Antoine, D.; Guevel, P.; Desté, J-F; Bécu, G.; Louis, F.; Scott, A.J.; Bardey, P. The ‘BOUSSOLE’ Buoy—A New Transparent-to-Swell Taut Mooring Dedicated to Marine Optics: Design, Tests, and Performance at Sea. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **2008**, *25*, 968–989. [[CrossRef](#)]
101. Bailey, S.W.; Werdell, P.J. A multi-sensor approach for the on-orbit validation of ocean color satellite data products. *Remote Sens. Environ.* **2006**, *102*, 12–23. [[CrossRef](#)]
102. Lavender, S. *Sentinel-3 OLCI Marine Handbook*; EUMETSAT: Darmstadt, Germany, 2018; p. 38. Available online: http://www.eumetsat.int/website/wcm/idc/idcplg?IdcService=GET_FILE&dDocName=PDF_DMT_907205&RevisionSelectionMethod=LatestReleased&Rendition=Web (accessed on 19 July 2012).
103. Steinmetz, F.; Ramon, D.; Deschamps, P.Y. *ATBD V1—Polymer Atmospheric Correction Algorithm*; Technical Report; Plymouth Marine Laboratory: Plymouth, UK, 2016.

104. Müller, D.; Krasemann, H.; Brewin, R.J.; Brockmann, C.; Deschamps, P.Y.; Doerffer, R.; Fomferra, N.; Franz, B.A.; Grant, M.G.; Groom, S.B.; et al. The Ocean Colour Climate Change Initiative: I. A methodology for assessing atmospheric correction processors based on in situ measurements. *Remote Sens. Environ.* **2015**, *162*, 242–256. [[CrossRef](#)]
105. Keshava, N. Distance metrics and band selection in hyperspectral processing with applications to material identification and spectral libraries. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **2004**, *42*, 1552–1565. [[CrossRef](#)]
106. Mélin, F.; Vantrepotte, V. How optically diverse is the coastal ocean? *Remote Sens. Environ.* **2015**, *160*, 235–251. [[CrossRef](#)]
107. Ye, H.; Li, J.; Li, T.; Shen, Q.; Zhu, J.; Wang, X.; Zhang, F.; Zhang, J.; Zhang, B. Spectral classification of the Yellow Sea and implications for coastal ocean color remote sensing. *Remote Sens.* **2016**, *8*. [[CrossRef](#)]
108. O'Reilly, J.E.; Maritorena, S.; Mitchell, B.G.; Siegel, D.A.; Carder, K.L.; Garver, S.A.; Kahru, M.; McClain, C. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *J. Geophys. Res. Oceans* **1998**, *103*, 24937–24953. [[CrossRef](#)]
109. Nechad, B.; Ruddick, K.G.; Park, Y. Calibration and validation of a generic multisensor algorithm for mapping of total suspended matter in turbid waters. *Remote Sens. Environ.* **2010**, *114*, 854–866. [[CrossRef](#)]
110. Loisel, H.; Mangin, A.; Vantrepotte, V.; Dessailly, D.; Ngoc Dinh, D.; Garnesson, P.; Ouillon, S.; Lefebvre, J.P.; Mériaux, X.; Minh Phan, T. Variability of suspended particulate matter concentration in coastal waters under the Mekong's influence from ocean color (MERIS) remote sensing over the last decade. *Remote Sens. Environ.* **2014**, *150*, 218–230. [[CrossRef](#)]
111. Han, B.; Loisel, H.; Vantrepotte, V.; Mériaux, X.; Bryère, P.; Ouillon, S.; Dessailly, D.; Xing, Q.; Zhu, J. Development of a semi-analytical algorithm for the retrieval of suspended particulate matter from remote sensing over clear to very turbid waters. *Remote Sens.* **2016**, *8*. [[CrossRef](#)]
112. Mobley, C.D.; Werdell, P.J.; Franz, B.; Ahmad, Z.; Bailey, S.W. *Atmospheric Correction for Satellite Ocean Color Radiometry*; Technical Report June; NASA Goddard Space Flight Center: Greenbelt, MD, USA, 2016.
113. Morel, A.; Antoine, D.; Gentili, B. Bidirectional reflectance of oceanic waters: Accounting for Raman emission and varying particle scattering phase function. *Appl. Opt.* **2002**, *41*, 6289. [[CrossRef](#)]
114. Loisel, H.; Morel, A. Non-isotropy of the upward radiance field in typical coastal (Case 2) waters. *Int. J. Remote Sens.* **2001**, *22*, 275–295. [[CrossRef](#)]

Sample Availability: The ASD field measured OCR data and the corresponding OLCI-A L1B and L2 data are available from the corresponding author under request.



© 2019 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

Chapitre 6

Développement d'un nouvel algorithme de correction atmosphérique

6.1	Introduction	143
6.2	Relations spectrales de la réflectance des aérosols	145
6.2.1	Relations spectrales existantes	145
6.2.2	Relations spectrales développées	146
6.2.3	Schéma itératif de la contrainte de la réflectance des aérosols	150
6.3	Analyses des relations spectrales	153
6.4	Inter-comparaison des relations spectrales	154
6.4.1	Relations publiées	154
6.4.2	Relations développées	158
6.4.3	Schéma itératif	160
6.5	Étude de sensibilité	162
6.6	Conclusion	164

6.1. Introduction

Le satellite Sentinel-3 est basé sur l'héritage d'ENVISAT [Donlon *et al.*, 2012]. Comme pour MERIS et AATSR à bord d'ENVISAT, OLCI et SLSTR partagent la même fauchée, d'où la possibilité d'utiliser ces deux capteurs en synergie pour améliorer la correction

atmosphérique d'OLCI. SLSTR possède trois bandes spectrales dans le SWIR. Plusieurs publications ont montré l'utilisation du SWIR pour améliorer la correction atmosphérique [Shi et Wang, 2007; Wang et Shi, 2007; Shi et Wang, 2009].

La synergie OLCI/SLSTR pourra potentiellement améliorer la correction atmosphérique dans la télédétection de la couleur de l'océan [Ruddick et Vanhellemont, 2015; Vanhellemont et Ruddick, 2015]. Les récents travaux de recherche de Bi *et al.* [2018] ont démontré que l'algorithme de correction atmosphérique utilisant la synergie est plus efficace que le BIAC, C2R-CC et Polymer au-dessus des eaux intérieures et des lacs.

Afin d'évaluer et d'améliorer la correction atmosphérique d'OLCI, différents algorithmes de la correction atmosphérique ont été testés en utilisant la base de données simulées de la couleur de l'océan qui a été présentée dans la section 3.4. La base de données simulées est générée suivant les bandes spectrales d'OLCI et de SLSTR en prenant les mêmes paramètres en entrée (synergie des capteurs OLCI et SLSTR). Cette base de données contient 20000 échantillons pour chaque capteur avec les mêmes paramètres d'entrée pour les deux capteurs. Cela dit pour SLSTR, la base de données n'inclut pas la double vue de SLSTR au nadir et à 50° vers l'arrière.

Les algorithmes de correction atmosphérique, utilisés dans le présent chapitre, se basent sur l'utilisation de l'hypothèse du pixel noir dans l'UV et le SWIR, et des relations spectrales de l'extrapolation de la réflectance des aérosols vers les longueurs d'onde du visible. Les relations spectrales testées sont issues des algorithmes de correction atmosphérique suivants : UV black pixel assumption Atmospheric Correction algorithm (UVAC) [He *et al.*, 2012], Aerosol Correction for High-Resolution Satellite (ACOLITE) qui utilise une fonction puissance dans l'extrapolation [Vanhellemont et Ruddick, 2015] et SWIR Extrapolation AC (SWIREAC) [He et Chen, 2014].

Sur la base des relations spectrales de l'UVAC et de l'ACOLITE, d'autres relations spectrales sont développées en combinant analytiquement les deux relations spectrales publiées. L'une des nouvelles relations spectrales est identifiée comme UV-SWIRAC. Elle utilise deux hypothèses du pixel noir dans l'UV et dans le SWIR et une fonction exponentielle pour l'extrapolation de la réflectance des aérosols basée sur l'hypothèse de

la variation exponentielle de la réflectance des aérosols [Gordon, 1997]. À l'issue de la combinaison des deux précédentes hypothèses, un schéma itératif a été intégré à la relation spectrale dénommée Full Spectrum AC (FSAC) qui n'intègre pas l'hypothèse du pixel noir dans l'UV, dans le but d'améliorer l'extrapolation de la réflectance des aérosols.

6.2. Relations spectrales de la réflectance des aérosols

6.2.1. Relations spectrales existantes

L'algorithme UVAC se base sur deux hypothèses. La première est l'hypothèse du pixel noir dans l'UV et la deuxième est l'hypothèse des aérosols blancs (ρ_A similaire pour toutes les longueurs d'onde) [He et al., 2012]. Les deux hypothèses permettent d'avoir la relation spectrale suivante :

$$\rho_A(\lambda) = \rho_A(NIR2) = \rho_{rc}(UV) \left(\frac{\rho_{rc}(NIR1)}{\rho_{rc}(NIR2)} \right)^{-\frac{NIR2-UV}{NIR2-NIR1}} \quad (6.1)$$

avec $UV = 400$, $NIR1 = 779$ nm et $NIR2 = 865$ nm [He et al., 2012]. Par la suite, t est déterminée approximativement en ne prenant pas en compte τ_a [Gordon et Morel, 1983].

L'algorithme ACOLITE se base sur l'hypothèse du pixel noir dans le SWIR [Shi et Wang, 2009]. Cette hypothèse permet d'avoir la relation spectrale suivante [Vanhellemont et Ruddick, 2015] :

$$\rho_A(\lambda) = \rho_{rc}(SWIR2) \left(\frac{\rho_{rc}(SWIR1)}{\rho_{rc}(SWIR2)} \right)^{\frac{SWIR2-\lambda}{SWIR2-SWIR1}} \quad (6.2)$$

avec $SWIR1 = 1610$ nm et $SWIR2 = 2250$ nm. Comme pour l'UVAC, t est déterminée approximativement en ne prenant pas en compte τ_a [Gordon et Morel, 1983].

L'algorithme SWIREAC, est similaire à l'ACOLITE. Il se base sur l'hypothèse du pixel noir dans le SWIR [Shi et Wang, 2009]. Cette hypothèse est utilisée pour modéliser la variation spectrale de ρ_{rc} et de déterminer les paramètres a et b suivant la relation exponentielle [He et Chen, 2014] qui suit :

$$\rho_{rc}(SWIR) = ae^{SWIR*b} \quad (6.3)$$

avec $SWIR = 1020, 1610$ et 2250 nm. Par la suite, a et b sont utilisés pour faire l'extrapolation de ρ_A vers les autres longueurs d'onde λ [He et Chen, 2014] comme suit :

$$\rho_A(\lambda) = ae^{\lambda*b} \quad (6.4)$$

Ensuite, t est déterminée approximativement [Gordon et Morel, 1983].

6.2.2. Relations spectrales développées

Pour exploiter la synergie OLCI/SLSTR avec de nouvelles bandes spectrales par rapport à MERIS/AATSR et améliorer la correction atmosphérique d'OLCI pour les eaux côtières, un essai a été entrepris en adoptant l'approche de l'utilisation des relations spectrales théoriques ou empiriques entre ρ_{rc} et ρ_A . Cette approche permet de s'affranchir de l'utilisation des modèles d'aérosols, des modèles bio-optiques et des LUTs pour estimer ρ_w .

Dans cette optique, une nouvelle relation spectrale entre ρ_{rc} et ρ_A est développée dans un premier temps, en combinant analytiquement :

— l'hypothèse du pixel noir dans l'UV [He et al., 2012] :

$$\rho_w(UV) = 0 \quad (6.5)$$

$$\rho_A(UV) = \rho_{rc}(UV) \quad (6.6)$$

— l'hypothèse du pixel noir dans le SWIR [Shi et Wang, 2009] :

$$\rho_w(SWIR0) = 0 \quad (6.7)$$

$$\rho_w(SWIR1) = 0 \quad (6.8)$$

$$\rho_w(SWIR2) = 0 \quad (6.9)$$

$$\rho_A(SWIR0) = \rho_{rc}(SWIR0) \quad (6.10)$$

$$\rho_A(SWIR1) = \rho_{rc}(SWIR1) \quad (6.11)$$

$$\rho_A(SWIR2) = \rho_{rc}(SWIR2) \quad (6.12)$$

avec $UV = 400$ nm, $SWIR0 = 1020$ nm, $SWIR1 = 1610$ nm et $SWIR2 = 2250$ nm. La nouvelle relation spectrale se base sur le paramètre de la diffusion multiple [Gordon, 1997] qui est défini comme suit dans le NIR :

$$\epsilon(NIR1, NIR2) = \frac{\rho_A(NIR1)}{\rho_A(NIR2)} = e^{(NIR2-NIR1)*c(SWIR0,SWIR1)} \quad (6.13)$$

sachant que le paramètre c est défini par l'hypothèse du pixel noir dans le SWIR [Gordon, 1997] comme suit :

$$c(SWIR0, SWIR1) = \frac{1}{(SWIR1 - SWIR0)} * \ln\left(\frac{\rho_{rc}(SWIR0)}{\rho_{rc}(SWIR1)}\right) \quad (6.14)$$

Il permet de réécrire l'équation 6.13 comme suit :

$$\epsilon(NIR1, NIR2) = \frac{\rho_A(NIR1)}{\rho_A(NIR2)} = e^{\frac{(NIR2-NIR1)}{(SWIR1-SWIR0)} * \ln\left(\frac{\rho_{rc}(SWIR0)}{\rho_{rc}(SWIR1)}\right)} \quad (6.15)$$

Comme le terme $e^{a*\ln(b)}$ est équivalent à b^a , $e^{\ln(b^a)}$, l'équation 6.15 est simplifiée en enlevant l'exponentielle et le logarithme népérien :

$$\epsilon(NIR1, NIR2) = \frac{\rho_A(NIR1)}{\rho_A(NIR2)} = \frac{\rho_{rc}(SWIR0)}{\rho_{rc}(SWIR1)}^{\frac{(NIR2-NIR1)}{(SWIR1-SWIR0)}} \quad (6.16)$$

En remplaçant $\epsilon(NIR1, NIR2)$ dans la relation spectrale de l'UVAC (équation 6.1) en excluant l'hypothèse des aérosols blancs dans le but de s'affranchir des hypothèses sur les aérosols et d'inclure tous les types, la relation spectrale de ρ_A est obtenue comme suit :

$$\rho_A(NIR2) = \rho_{rc}(UV) * \frac{\rho_{rc}(SWIR0)}{\rho_{rc}(SWIR1)}^{\frac{(NIR2-NIR1)}{(SWIR1-SWIR0)} - \frac{NIR2-UV}{NIR2-NIR1}} \quad (6.17)$$

En considérant que le terme $(a^b)^c$ est algébriquement similaire à a^{b*c} , le deuxième exposant de la relation redevient :

$$\rho_A(NIR2) = \rho_{rc}(UV) * \frac{\rho_{rc}(SWIR0)}{\rho_{rc}(SWIR1)}^{\frac{(NIR2-NIR1)}{(SWIR1-SWIR0)} * - \frac{NIR2-UV}{NIR2-NIR1}} \quad (6.18)$$

L'équation 6.18, est simplifiée en réduisant le terme $(NIR2 - NIR1)$ et permet de relier algébriquement les deux hypothèses du pixel noir dans UV et SWIR comme suit :

$$\rho_A(NIR2) = \rho_{rc}(UV) * \frac{\rho_{rc}(SWIR0)}{\rho_{rc}(SWIR1)}^{-\frac{(NIR2-UV)}{(SWIR1-SWIR0)}} \quad (6.19)$$

L'équation 6.19 est la démonstration mathématique de la substitution de $\epsilon(NIR1, NIR2)$ par $\epsilon(SWIR0, SWIR1)$ par l'algèbre. Cela permet de combiner l'hypothèse du pixel noir dans l'UV avec celle dans le SWIR en conservant l'intégrité de la relation spectrale reliant ρ_A et ρ_{rc} avec les modifications des longueurs d'onde qui s'impliquent au niveau de l'exposant.

L'utilisation de la définition de $\epsilon(\lambda, NIR2)$:

$$\epsilon(\lambda, NIR2) = \frac{\rho_{rc}(SWIR0)}{\rho_{rc}(SWIR1)}^{\frac{(NIR2-\lambda)}{(SWIR1-SWIR0)}} \quad (6.20)$$

permet l'extrapolation de $\rho_A(\lambda)$ vers les autres longueurs d'onde comme suit :

$$\rho_A(\lambda) = \rho_A(NIR2) * \epsilon(\lambda, NIR2) = \rho_{rc}(UV) * \frac{\rho_{rc}(SWIR0)}{\rho_{rc}(SWIR1)}^{-\frac{(NIR2-UV)}{(SWIR1-SWIR0)}} * \frac{\rho_{rc}(SWIR0)}{\rho_{rc}(SWIR1)}^{\frac{(NIR2-\lambda)}{(SWIR1-SWIR0)}} \quad (6.21)$$

qui peut être simplifiée en multipliant les deux puissances des exposants similaires,

$$\rho_A(\lambda) = \rho_{rc}(UV) * \frac{\rho_{rc}(SWIR0)}{\rho_{rc}(SWIR1)}^{\frac{(NIR2-\lambda)}{(SWIR1-SWIR0)} - \frac{(NIR2-UV)}{(SWIR1-SWIR0)}} \quad (6.22)$$

en multipliant les deux rapports dans la puissance,

$$\rho_A(\lambda) = \rho_{rc}(UV) * \frac{\rho_{rc}(SWIR0)}{\rho_{rc}(SWIR1)}^{\frac{(NIR2-\lambda)-(NIR2-UV)}{(SWIR1-SWIR0)}} \quad (6.23)$$

et en soustrayant $NIR2$ après simplification :

$$\rho_A(\lambda) = \rho_{rc}(UV) * \frac{\rho_{rc}(SWIR0)}{\rho_{rc}(SWIR1)}^{\frac{(UV-\lambda)}{(SWIR1-SWIR0)}} \quad (6.24)$$

À ce niveau, l'équation 6.24 représente la combinaison analytique des deux hypothèses du pixel noir dans l'UV et le SWIR [Shi et Wang, 2009; He et al., 2012]. Elle sera nommée UV-SWIRAC. Cette relation a été testée. Par la suite, elle s'est avérée pouvant être améliorée en retirant l'hypothèse du pixel noir dans l'UV ($\rho_{rc}(UV)$ dans l'équation 6.24) qui reste discutable suivant les mesures in-situ de ρ_w (voir figure 5.1 dans le chapitre 5 où $\rho_w^{ASD}(400nm)$ varie entre 0.01 et 0.05).

Dans ce sens la longueur d'onde de l'UV est substituée par la longueur d'onde SWIR0 puis en inversant tous les termes comme suit :

$$\rho_{rc}(UV) = \rho_{rc}(SWIR0) * \frac{\rho_{rc}(SWIR1)^{\frac{(SWIR0-UV)}{(SWIR0-SWIR1)}}}{\rho_{rc}(SWIR0)} \quad (6.25)$$

dans le but d'avoir $\rho_{rc}(SWIR0)$ comme référence de l'extrapolation dans la relation spectrale de l'équation 6.25 et pour remplacer le terme $\rho_{rc}(UV)$ comme suit :

$$\rho_A(\lambda) = \rho_{rc}(SWIR0) * \frac{\rho_{rc}(SWIR1)^{\frac{(SWIR0-UV)}{(SWIR0-SWIR1)}}}{\rho_{rc}(SWIR0)} * \frac{\rho_{rc}(SWIR0)^{\frac{(UV-\lambda)}{(SWIR1-SWIR0)}}}{\rho_{rc}(SWIR1)} \quad (6.26)$$

Cela vise à prendre la nouvelle bande d'OLCI dans le SWIR qui est la plus proche des longueurs d'onde du visible ($\rho_{rc}(SWIR0)$).

Ensuite, la relation spectrale de l'équation 6.26 est utilisée pour remplacer le terme $\rho_{rc}(SWIR0)$, afin d'introduire l'autre bande spectrale dans le SWIR : SWIR2 et $\rho_{rc}(SWIR2)$ comme référence de l'extrapolation avec la relation suivante :

$$\rho_{rc}(SWIR0) = \rho_{rc}(SWIR2) * \frac{\rho_{rc}(SWIR1)^{\frac{(SWIR2-SWIR0)}{(SWIR2-SWIR1)}}}{\rho_{rc}(SWIR2)} \quad (6.27)$$

Le but recherché est de contraindre l'extrapolation de $\rho_A(\lambda)$ par l'utilisation de trois longueurs d'onde dans le SWIR, en conservant toujours le bien fondé algébrique des équations précédentes. L'équation 6.26 devient :

$$\rho_A(\lambda) = \rho_{rc}(SWIR2) * \frac{\rho_{rc}(SWIR1)^{\frac{(SWIR2-SWIR0)}{(SWIR2-SWIR1)}}}{\rho_{rc}(SWIR2)} * \frac{\rho_{rc}(SWIR1)^{\frac{(SWIR0-UV)}{(SWIR0-SWIR1)}}}{\rho_{rc}(SWIR0)} * \frac{\rho_{rc}(SWIR0)^{\frac{(UV-\lambda)}{(SWIR1-SWIR0)}}}{\rho_{rc}(SWIR1)} \quad (6.28)$$

Cette dernière, l'équation 6.28 peut être simplifiée (valable pour l'équation 6.26) en inversant le rapport $\frac{\rho_{rc}(SWIR1)}{\rho_{rc}(SWIR0)}$. La simplification permet d'avoir la relation de l'équation suivante :

$$\rho_A(\lambda) = \rho_{rc}(SWIR2) * \frac{\rho_{rc}(SWIR1)}{\rho_{rc}(SWIR2)}^{\frac{(SWIR2-SWIR0)}{(SWIR2-SWIR1)}} * \frac{\rho_{rc}(SWIR0)}{\rho_{rc}(SWIR1)}^{\frac{(SWIR0-\lambda)}{(SWIR1-SWIR0)}} \quad (6.29)$$

La relation spectrale dans l'équation 6.29 a été dénommée Full Spectrum AC (FSAC). Elle exclue les hypothèses du pixel noir dans l'UV et des aérosols blancs [He *et al.*, 2012]. Elle n'implique que l'hypothèse du pixel noir dans le SWIR [Shi et Wang, 2009] en utilisant trois longueurs d'onde : SWIR0, SWIR1 et SWIR2.

6.2.3. Schéma itératif de la contrainte de la réflectance des aérosols

Suivant plusieurs expérimentations et paramétrisations de FSAC (équation 6.29), la relation spectrale FSAC pouvait être encore optimisée. Un schéma itératif a été conçu en se basant sur la définition de ρ_{rc} et sa décomposition en ρ_A et $t\rho_w$, la réflectance émergente de l'eau transmise en haut de l'atmosphère. Par la suite, il a été incorporé à FSAC et utilisé pour contraindre l'estimation de ρ_A entre ρ_{rc} et $t\rho_w$. Le schéma itératif de la contrainte de ρ_A est représenté dans la figure 6.1.

Dans la figure 6.1, le schéma itératif est initialisé avec la première estimation de $\rho_A(\lambda)$ pour une longueur d'onde λ suivant la relation spectrale FSAC (équation 6.29). Suivant cette estimation initiale de $\rho_A(\lambda)$, la valeur de $t\rho_w^{(re)}(\lambda)$ est obtenu comme suit :

$$t\rho_w^{(re)}(\lambda) = \rho_{rc}(\lambda) - \rho_A(\lambda) \quad (6.30)$$

Par définition, $t\rho_w(\lambda)$ doit être comprise entre 0 et ρ_{rc} . Suivant la valeur de $t\rho_w(\lambda)$, des informations peuvent être extraites. Si elle est négative, elle peut indiquer que ρ_A est sur-estimée de 0 à la valeur négatif $t\rho_w$. Dans ce cas, il est possible de soustraire la valeur négative de $t\rho_w$ pour la ré-estimation de ρ_A .

Dans le cas inverse, si elle est supérieure à ρ_{rc} , elle indique une sous-estimation excessive de ρ_A , de l'ordre de 0 à la valeur positive de $t\rho_w$ qui peut être additionnée à ρ_A . Ce

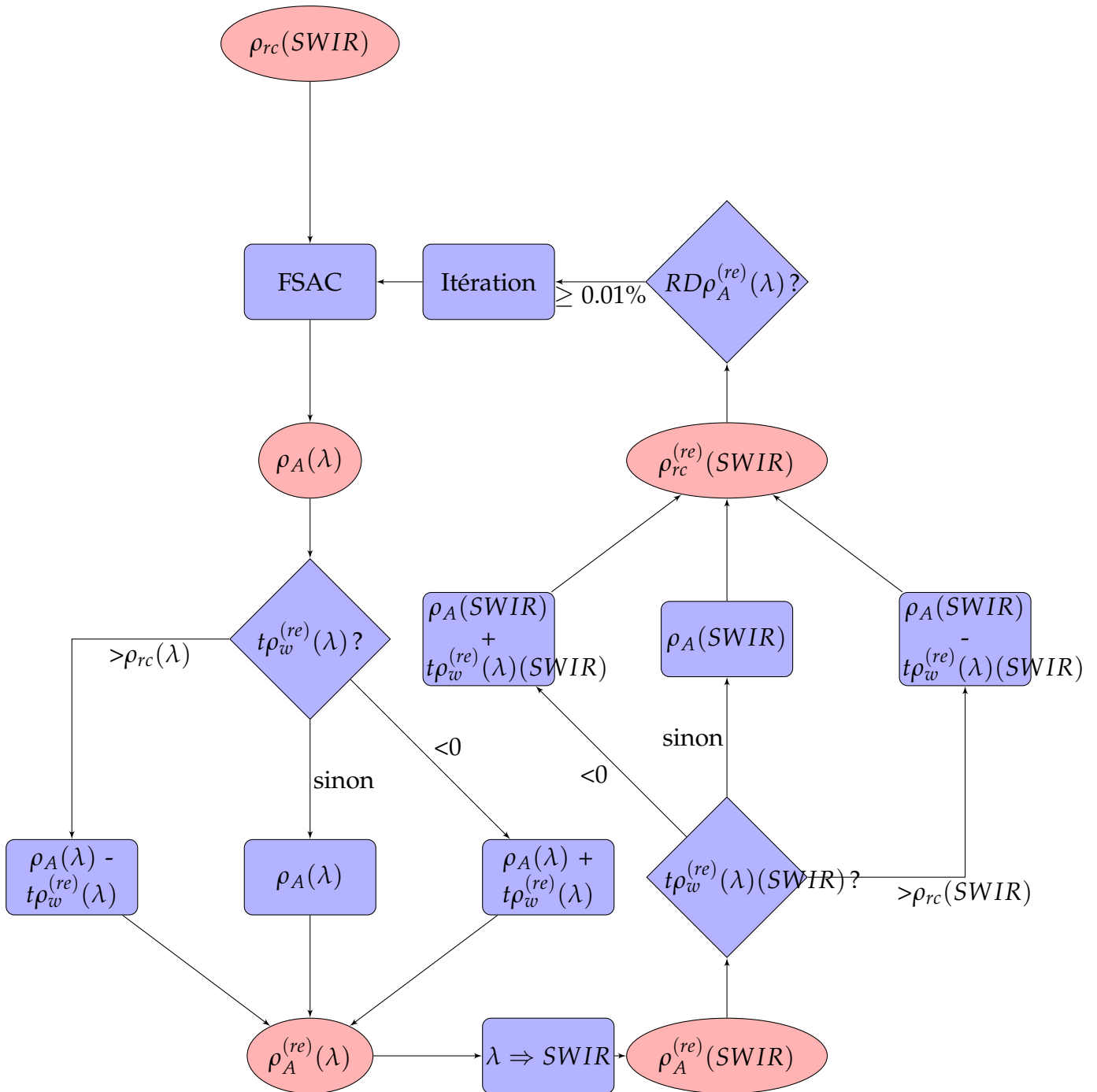


Figure 6.1. Organigramme du schéma itératif pour contraindre l'estimation de la réflectance des aérosols.

cas inverse est rare au niveau de la correction atmosphérique. Cependant sa présence dans le schéma permet avoir un effet compensateur du premier cas où $t\rho_w$ est négative.

Dans les autres, aucune information ne peut être extraite. Alors la ré-estimation n'est pas nécessaire. De ce fait, dans les trois précédents cas, la réflectance des aérosols ré-estimée $\rho_A^{(re)}$ est déterminée comme suit :

$$\rho_A^{(re)}(\lambda) = \begin{cases} \rho_A(\lambda) + t\rho_w^{(re)}(\lambda) & \text{si } t\rho_w^{(re)}(\lambda) < 0 \\ \rho_A(\lambda) - t\rho_w^{(re)}(\lambda) & \text{si } t\rho_w^{(re)}(\lambda) > \rho_{rc}(\lambda) \\ \rho_A(\lambda) & \text{sinon} \end{cases} \quad (6.31)$$

Par la suite, $\rho_A^{(re)}(\lambda)$ est utilisée pour extrapoler la réflectance des aérosols de λ jusqu'aux longueurs d'onde du SWIR (SWIR0, SWIR1 et SWIR2), afin de déterminer $\rho_A^{(re)}$ comme suit :

$$\rho_A^{(re)}(SWIR0) = \rho_A^{(re)}(\lambda) * \frac{\rho_{rc}(SWIR2)^{\frac{(\lambda-SWIR0)}{(\lambda-SWIR2)}}}{\rho_A^{(re)}(\lambda)} \quad (6.32)$$

$$\rho_A^{(re)}(SWIR1) = \rho_A^{(re)}(\lambda) * \frac{\rho_{rc}(SWIR0)^{\frac{(\lambda-SWIR1)}{(\lambda-SWIR0)}}}{\rho_A^{(re)}(\lambda)} \quad (6.33)$$

$$\rho_A^{(re)}(SWIR2) = \rho_A^{(re)}(\lambda) * \frac{\rho_{rc}(SWIR1)^{\frac{(\lambda-SWIR2)}{(\lambda-SWIR1)}}}{\rho_A^{(re)}(\lambda)} \quad (6.34)$$

Cette démarche vise aussi à extrapoler les incertitudes liées à la ré-estimation de $\rho_A^{(re)}(\lambda)$. Elle permet de forcer l'hypothèse du pixel noir et la relation spectrale FSAC.

Dans ce sens, après l'extrapolation et l'estimation de $\rho_A^{(re)}(SWIR)$, la réflectance marine transmise au sommet de l'atmosphère, $t\rho_w^{(re)}(SWIR)$ est recalculée pour les trois longueurs d'onde dans le SWIR comme suit :

$$t\rho_w(SWIR) = \rho_{rc}(SWIR) - \rho_A^{(re)}(SWIR) \quad (6.35)$$

Le but de cette étape est d'avoir un effet miroir en incorporant une boucle d'inversion : reproduire la même approche de la ré-estimation de la réflectance des aérosols au niveau l'inversion de ρ_A en ρ_{rc} . Il permet de palier aux incertitudes liées aux hypothèses de la relation spectrale FSAC en exploitant les erreurs et définitions des réflectances.

Suivant la valeur de $t\rho_w^{(re)}(SWIR)$, l'étape finale de l'itération consiste à ré-estimer les valeurs de $\rho_{rc}^{(re)}(SWIR)$ en adoptant le même approche utilisée avec $t\rho_w^{(re)}(\lambda)$ comme suit :

$$\rho_{rc}^{(re)}(SWIR) = \begin{cases} \rho_A^{(re)}(SWIR) + t\rho_w^{(re)}(SWIR) & \text{si } t\rho_w^{(re)}(SWIR) < 0 \\ \rho_A^{(re)}(SWIR) - t\rho_w^{(re)}(SWIR) & \text{si } t\rho_w^{(re)}(SWIR) > \rho_{rc}(SWIR) \\ \rho_A^{(re)}(SWIR) & \text{sinon} \end{cases} \quad (6.36)$$

L'itération est clôturée en conservant la valeur de $\rho_A(\lambda)$. L'itération suivante prend les valeurs ré-estimées de ρ_{rc} dans les longueurs d'onde : SWIR0, SWIR1 et SWIR2, dans la relation spectrale FSAC. Le schéma intègre 100 itérations qui restent réalistes au niveau des tests sur les données simulées. Le nombre des itérations pourra être revue en basse pour de futures applications sur des données satellites.

La convergence du schéma itératif est se base sur la différence relative entre $\rho_A^{(re)}(\lambda)$ de l'itération et celle de la précédente ($\rho_A^{(re-1)}(\lambda)$), $RD\rho_A^{(re)}(\lambda)$ qui est définie comme suit :

$$RD\rho_A^{(re)}(\lambda) = \frac{|\rho_A^{(re)}(\lambda) - \rho_A^{(re-1)}(\lambda)|}{\rho_A^{(re)}(\lambda)} * 100 \quad (6.37)$$

L'itération cesse et la convergence de l'estimation de $\rho_A(\lambda)$ est atteinte quand $RD\rho_A^{(re)}(\lambda) \leq 0.01\%$. Ensuite, le schéma itératif passe aux autres longueurs d'onde d'OLCI et de SLSTR à l'exception des longueurs d'onde du SWIR. Cela est dû aux équations 6.32, 6.33 et 6.34, où les dénominateurs des exposants prennent une valeur nulle.

6.3. Analyses des relations spectrales

Les relations spectrales de la réflectance des aérosols qui sont issues d'algorithmes de correction atmosphérique publiés (UVAC, ACOLITE et SWIREAC) sont comparés avec les relations spectrales de ρ_A : UV-SWIRAC (équation 6.24) et FSAC (équation 6.29) sans et avec schéma itératif. Par la suite, $t(\lambda)$ peut être estimé en ne prenant pas en compte τ_a [Gordon et Morel, 1983]. Ensuite ρ_w est déterminée à partir de ρ_{rc} , ρ_A et t .

Dans ce qui va suivre les résultats de l'inter-comparaison de l'UVAC, de l'ACOLITE, du SWIREAC, de l'UV-SWIRAC et de FSAC sans et avec le schéma itératif sont présentés en

termes de ρ_w . La détermination de ρ_w a été faite en utilisant ρ_{rc} aux longueurs d'onde : UV= 400 nm, NIR1= 779 nm, NIR2= 865 nm, SWIR0= 1020 nm, SWIR1= 1610 nm et SWIR2= 2250 nm. Ensuite $t(\lambda)$ simulée a été prise à la place de celle approximée.

L'analyse des résultats se base sur les diagrammes de dispersion et la densité de répartition aux longueurs d'onde 412, 490 et 560 nm. L'analyse exclue les points qui ne sont pas comprises entre l'intervalle de répartition de ρ_w simulée (minimum et maximum) dans le but de restreindre l'effet des valeurs extrêmes. Cela est aussi valable pour les paramètres statistiques présents aux niveaux des diagrammes de dispersion. Les paramètres statistiques utilisés sont : la pente (α), l'intersection (β) de la droite de régression, la différence relative (RD, équation 6.38), la différence moyenne quadratique (RMSD, équation 6.39), et le coefficient de détermination (R^2),

$$RD = \frac{1}{N} * \sum_{i=1}^N \frac{|\rho_w^R - \rho_w^S|}{\rho_w^S} * 100 \quad (6.38)$$

$$RMSD = \sqrt{\frac{1}{N} * \sum_{i=1}^N (\rho_w^R - \rho_w^S)^2} \quad (6.39)$$

où N est le nombre de paires de ρ_w simulées (ρ_w^S) et celles déterminées par les relations spectrales (ρ_w^R).

6.4. Inter-comparaison des relations spectrales

6.4.1. Relations publiées

La figure 6.2 montre les diagrammes de dispersion et la densité de répartition du nuage de points entre ρ_w simulée et ρ_w de l'UVAC (équation 6.1) en prenant t simulée, pour les trois longueurs d'onde : 412, 490 et 560 nm.

La dispersion des points montre une grande densité autour de la droite 1-1. Elle souligne la cohérence de l'estimation de ρ_A . La droite de régression montre un rapprochement de la droite 1-1 quand la longueur d'onde augmente. Elle suggère l'amélioration de la l'estimation de ρ_w avec l'augmentation de λ . Elle montre aussi une

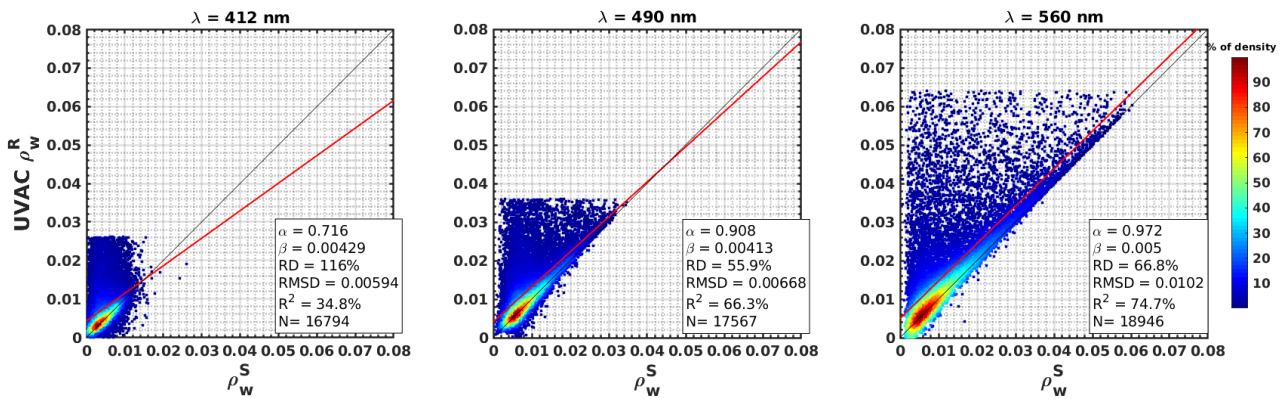


Figure 6.2. Diagrammes de dispersion de ρ_w issue de l'UVAC en fonction de ρ_w simulée pour les longueurs d'onde 412, 490 et 560 nm. Le code couleur du bleu au rouge représente la densité de répartition des points. La ligne noire représente la droite 1-1. La ligne rouge représente la droite de régression entre les valeurs simulées en abscisse et celles obtenues en ordonnée. Les paramètres statistiques issus du rejet des valeurs obtenues en dehors de l'intervalle des valeurs simulées, sont présents dans la zone de texte au niveau de chaque diagramme de dispersion.

sur-estimation plus grande au niveau des courtes longueurs d'onde du visible à partir de 412 nm.

La pente α montre une tendance positive par rapport à l'augmentation de la longueur d'onde (0.71, 0.90 et 0.72). Elle ne s'accorde pas avec la sur-estimation relevée dans l'analyse de la dispersion. Au contraire elle semble indiquer une sous-estimation à cause du large nombre de points (20000) dont la grande densité de distribution est sur la droite 1-1. R^2 et N suivent la même tendance de α . En revanche RD diminue puis augmente à partir de 490 nm (55.9 %).

L'estimation de ρ_w , suivant la relation spectrale de l'UVAC, montre certaines corrélations entre les valeurs obtenues et simulées. Cependant l'estimation de ρ_w est sur-estimée surtout dans le bleu (412 nm). La différence relative reste non négligeable dans toutes les longueurs d'onde et elle a tendance à régresser suivant la longueur d'onde. De ce fait, la performance de l'UVAC montre que l'hypothèse du pixel noir dans l'UV reste valide pour certains cas où les propriétés optiques des eaux peuvent être très dominées par CDOM.

La figure 6.3 montre les diagrammes de dispersion et la densité de répartition du nuage de points entre ρ_w simulée et ρ_w de l'ACOLITE (équation 6.2), pour les trois longueurs d'onde : 412, 490 et 560 nm.

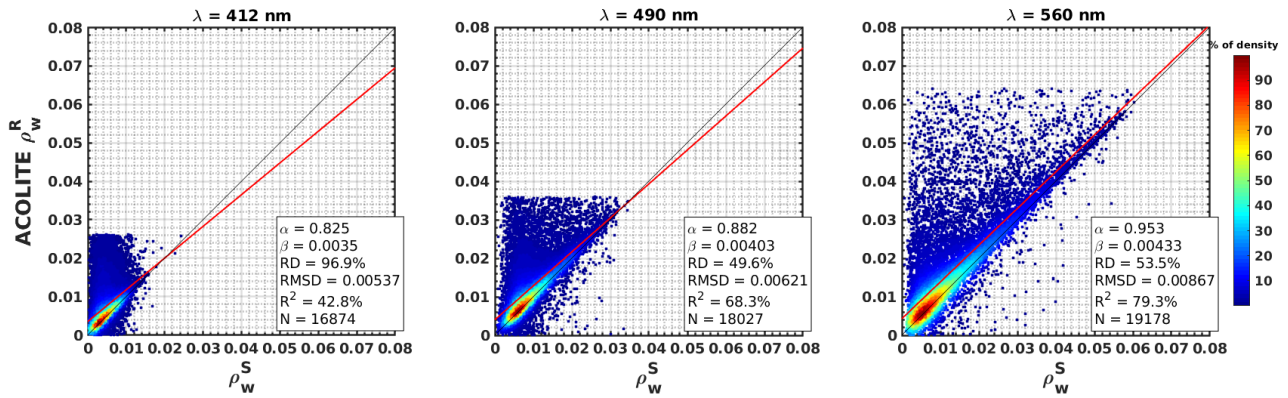


Figure 6.3. Diagrammes de dispersion de ρ_w issue de l'ACOLITE en fonction de ρ_w simulée pour les longueurs d'onde 412, 490 et 560 nm. Le code couleur du bleu au rouge représente la densité de répartition des points. La ligne noire représente la droite 1-1. La ligne rouge représente la droite de régression entre les valeurs simulées en abscisse et celles obtenues en ordonnée. Les paramètres statistiques issus du rejet des valeurs obtenues en dehors de l'intervalle des valeurs simulées, sont présents dans la zone de texte au niveau de chaque diagramme de dispersion.

Comme pour l'UVAC, la dispersion des points montre une grande densité autour de la droite 1-1. La densité des points de la zone rouge dans la figure 6.3 est plus étendue que celle de l'UVAC. Les droites de régression montrent un grand rapprochement entre les valeurs obtenues par l'ACOLITE et celles issues des données simulées. Le rapprochement croît avec l'augmentation de la longueur d'onde. La dispersion des points montre aussi une sur-estimation pour les points moins denses (en bleu dans la figure 6.3). Cette dernière est plus grande au niveau des courtes longueurs d'onde du visible à partir de 412 nm puis une sur-estimation très légère à 560 nm.

La pente α , l'intersection β , R^2 montrent une tendance positive par rapport à l'augmentation de la longueur d'onde, 0.82, 0.88 et 0.95 pour α et 0.0035, 0.0040 et 0.0043 pour β . Cela souligne le rapprochement entre valeurs simulées et estimées avec l'augmentation de λ . Cela est confirmé par la tendance positive de RD et négative de RMSD et N en fonction de l'augmentation de la longueur d'onde.

L'estimation de ρ_w , suivant la relation spectrale de l'ACOLITE, montre une corrélation avec ρ_w simulée. Leur corrélation, R^2 varie entre 42 et 79%. Comme pour l'UVAC, l'estimation de ρ_w est légèrement sur-estimée surtout dans le bleu. Certainement α est de l'ordre 0.82 à 412 nm et indique une sous-estimation mais le nombre des points au-dessus

de la droite 1-1 reste non négligeables pour N entre 16874 et 19178. Elle est moins marquée pour l'ACOLITE que pour l'UVAC.

La différence relative de l'ACOLITE est plus faible que pour l'UVAC. Elle varie entre 49 et 96%. La performance de l'ACOLITE montre que l'hypothèse du pixel noir dans le SWIR est plus valide que celle dans l'UV avec des points plus denses au niveau de la droite 1-1 et. Un nombre de points plus important dans l'intervalle de simulation (N= 18027 à 490 nm) est obtenu par l'ACOLITE.

La figure 6.4 montre les diagrammes de dispersion et la densité de répartition du nuage de points entre ρ_w simulée et ρ_w du SWIREAC (équation 6.4), pour les trois longueurs d'onde : 412, 490 et 560 nm.

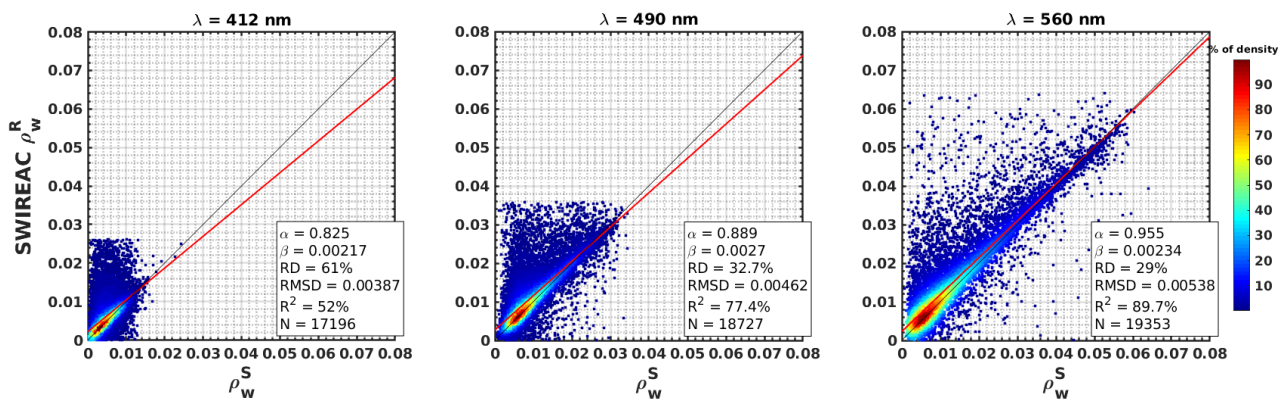


Figure 6.4. Diagrammes de dispersion de ρ_w issue du SWIREAC en fonction de ρ_w simulée pour les longueurs d'onde 412, 490 et 560 nm. Le code couleur du bleu au rouge représente la densité de répartition des points. La ligne noire représente la droite 1-1. La ligne rouge représente la droite de régression entre les valeurs simulées en abscisse et celles obtenues en ordonnée. Les paramètres statistiques issus du rejet des valeurs obtenues en dehors de l'intervalle des valeurs simulées, sont présents dans la zone de texte au niveau de chaque diagramme de dispersion.

La dispersion des points pour le SWIRE montre une plus grande densité autour de la droite 1-1. La densité des points en rouge dans la figure 6.4 est plus étendue que celle de l'ACOLITE et de l'UV. Les droites de régression montrent un grand accord entre valeurs estimées par le SWIR et simulées, avec l'augmentation de la longueur d'onde. Elles montrent aussi une sur-évaluation plus accrue au niveau des courtes longueurs d'onde du visible à partir de 412 nm. La dispersion des points peu denses (10%) est moins large que celle de l'ACOLITE.

L'estimation de ρ_w , suivant la relation spectrale du SWIREAC, montre une plus forte corrélation ($R^2 = 52-89\%$) avec ρ_w simulée que pour l'ACOLITE. L'estimation de ρ_w est moins sur-estimée surtout dans le bleu par rapport à l'UVAC. La pente varie entre 0.82 et 0.96. Elle est plus proche de l'unité que celles de l'UVAC. Cependant elle quasi-similaire à celle de l'ACOLITE.

La différence relative du SWIREAC est moins grande que celle de l'ACOLITE dans toutes les longueurs d'onde. RD varie entre 29 et 61%. La performance du SWIREAC montre que l'hypothèse du pixel noir dans le SWIR, l'extrapolation exponentielle (équation 6.4) et l'utilisation de plus de bandes spectrales (SWIR0, SWIR1 et SWIR2) peuvent augmenter la validité de la relation spectrale de la réflectance des aérosols. Par rapport à l'ACOLITE, un nombre de points plus grand est obtenu par le SWIREAC dans l'intervalle de simulation ($N = 17196-19353$).

6.4.2. Relations développées

La figure 6.5 montre les diagrammes de dispersion et la densité de répartition du nuage de points entre ρ_w simulée et ρ_w de l'UV-SWIRAC (équation 6.24), pour les trois longueurs d'onde : 412, 490 et 560 nm.

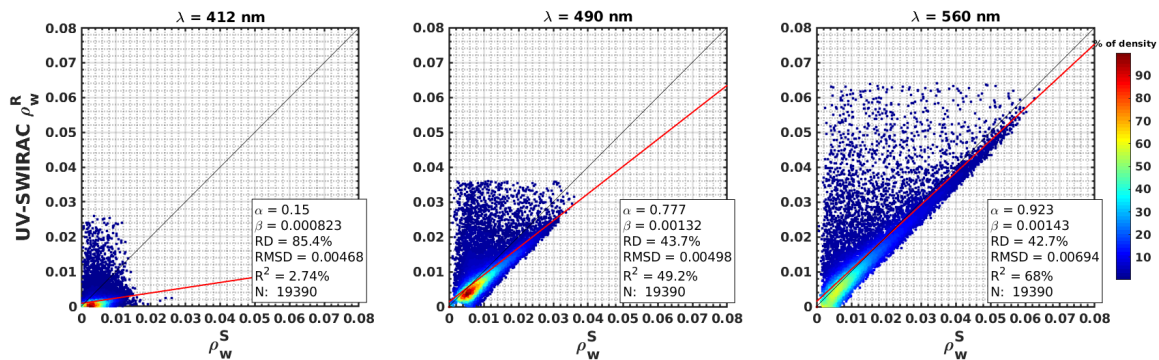


Figure 6.5. Diagrammes de dispersion de ρ_w issue de l'UV-SWIRAC en fonction de ρ_w simulée pour les longueurs d'onde 412, 490 et 560 nm. Le code couleur du bleu au rouge représente la densité de répartition des points. La ligne noire représente la droite 1-1. La ligne rouge représente la droite de régression entre les valeurs simulées en abscisse et celles obtenues en ordonnée. Les paramètres statistiques issus du rejet des valeurs obtenues en dehors de l'intervalle des valeurs simulées, sont présents dans la zone de texte au niveau de chaque diagramme de dispersion.

Par rapport aux ACOLITE et UVAC, la dispersion des points montre une grande densité en dessous de la bissectrice. La densité des points en rouge (412 et 490 nm) et vert

(560 nm) dans la figure 6.5 est moins étendue que celle de l'ACOLITE et de l'UVAC surtout à 560 nm. Les droites de régression sont plus lointaines de la droite 1-1. La pente varie entre 0.15 et 0.92. Elle montre aussi une sous-estimation plus importante au niveau des courtes longueurs d'onde du visible à partir de 412 nm. La dispersion des points est moins grande (RMSD= 0.0046–0.0069) que celle de l'UVAC et le l'ACOLITE mais avec un nombre de points plus grand en dessous de la droite 1-1.

La comparaison de la figure 6.5 avec les figures 6.2 et 6.3, démontre que l'estimation de ρ_w suivant la relation spectrale de l'UV-SWIRAC est moins corrélée avec ρ_w simulée ($R^2= 2.74\text{--}64\%$) par rapport à l'UVAC et l'ACOLITE, surtout à 412 nm. L'estimation de ρ_w est moins sur-estimée surtout dans le vert. En tendance générale l'estimation est plus sous-évaluée. Toutefois, La différence entre valeurs estimées et simulées est moins grande et les valeurs sont plus similaires (RD= 42–85%) relativement en comparaison avec l'UVAC et l'ACOLITE. De plus, les valeurs estimées comprises entre l'intervalle des valeurs simulées est plus grand (N= 19390) pour tout les longueurs d'onde.

La performance de UV-SWIRAC montre que la combinaison des deux hypothèses du pixel noir dans l'UV et le SWIR apporte une amélioration relative de l'estimation de ρ_w par rapport à l'UVAC et L'ACOLITE, à l'exception des courtes longueurs d'onde dans le bleu (412 nm) où l'estimation est très sous-estimées. En plus la combinaison analytique des deux hypothèses permet d'augmenter la couverture spatiale de l'algorithme UVSWIR-AC.

La figure 6.6 montre les diagrammes de dispersion et la densité de répartition du nuage de points entre ρ_w simulée et ρ_w de FSAC (équation 6.29) en absence du schéma itératif, pour les trois longueurs d'onde : 412, 490 et 560 nm.

Par rapport à l'UV-SWIRAC, la dispersion des points montre une plus grande densité autour de la bissectrice. La densité des points en rouge dans la figure 6.6 est plus étendue que celle de l'UV-SWIRAC surtout à 560 nm. Les droites de régression sont plus proches de la droite 1-1. La pente varie entre 0.85 et 0.97. Les diagrammes de dispersion montrent une sur-estimation plus importante au niveau des courtes longueurs d'onde du visible à partir de 412 nm. La dispersion des points est moins grande que celle du UV-SWIRAC (RMSD=

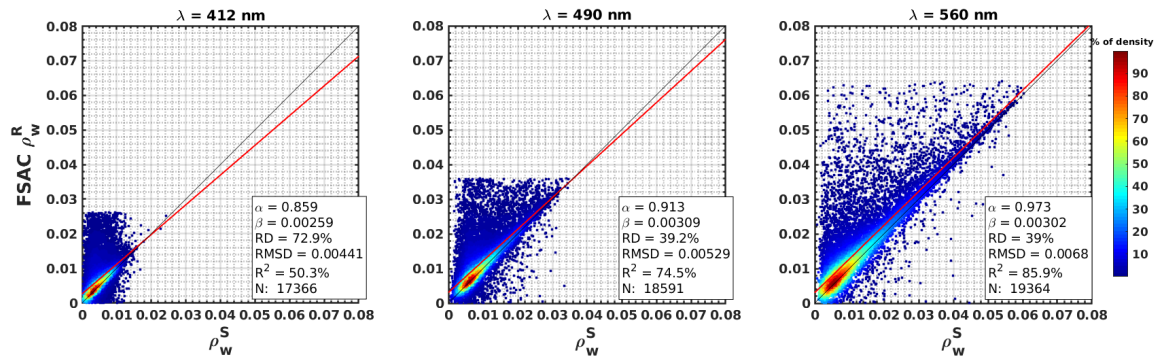


Figure 6.6. Diagrammes de dispersion de ρ_w issue de FSAC sans schéma itératif en fonction de ρ_w simulée pour les longueurs d’onde 412, 490 et 560 nm. Le code couleur du bleu au rouge représente la densité de répartition des points. La ligne noire représente la droite 1-1. La ligne rouge représente la droite de régression entre les valeurs simulées en abscisse et celles obtenues en ordonnée. Les paramètres statistiques issus du rejet des valeurs obtenues en dehors de l’intervalle des valeurs simulées, sont présents dans la zone de texte au niveau de chaque diagramme de dispersion.

0.0044–0.0068). Le nombre de points compris entre la gamme de ρ_w simulée est moins élevé (N= 17366–19364).

La comparaison de la figure 6.6 avec les figures 6.5, 6.2 et 6.3, montre que l’estimation de ρ_w suivant la relation spectrale de FSAC est plus corrélée avec ρ_w simulée ($R^2= 50\text{--}86\%$) que l’UV-SWIRAC, l’UVAC et l’ACOLITE. La similitude entre valeurs estimées et simulées est plus accrue (RD= 39–71%). L’estimation de ρ_w est moins sous-estimée par rapport à l’UV-SWIRAC, surtout dans le vert. Le FSAC est plus performant que l’UV-SWIRAC surtout dans le bleu (412 nm).

La performance de FSAC confirme le bon choix du retrait de l’hypothèse du pixel noir dans l’UV ($\rho_{rc}(UV)$) à l’issue de la combinaison des deux hypothèses du pixel noir dans l’UV et le SWIR. Le fait d’enlever l’hypothèse du pixel noir dans l’UV améliore l’estimation de la réflectance des aérosols surtout dans le blue (412 nm). L’utilisation de trois longueurs d’onde dans le SWIR : SWIR0, SWIR1 et SWIR2 augmente aussi la précision de l’extrapolation de ρ_A du SWIR au visible, ainsi que l’utilisation de la bande spectrale la plus proche du visible SWIR0.

6.4.3. Schéma itératif

La figure 6.7 montre les diagrammes de dispersion et la densité de répartition du nuage de points entre ρ_w simulée et ρ_w de FSAC avec le schéma itératif, pour les trois longueurs

d'onde : 412, 490 et 560 nm. Le nombre d'itérations varie en fonction des longueurs d'onde entre 2 et 7 avec une moyenne de 5.64 à 412 nm, de 5.57 à 490 nm et de 5.19 à 560 nm. Il diminue en fonction de la longueur d'onde.

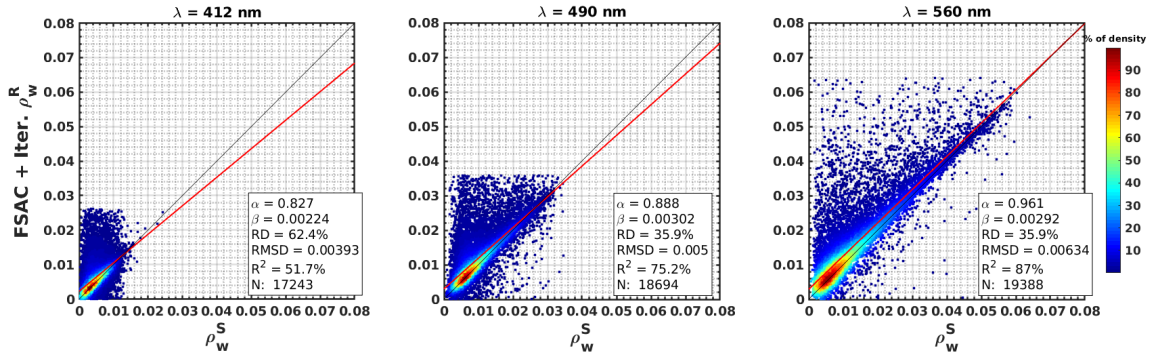


Figure 6.7. Diagrammes de dispersion de ρ_w issue de FSAC avec schéma itératif en fonction de ρ_w simulée pour les longueurs d'onde 412, 490 et 560 nm. Le code couleur du bleu au rouge représente la densité de répartition des points. La ligne noire représente la droite 1-1. La ligne rouge représente la droite de régression entre les valeurs simulées en abscisse et celles obtenues en ordonnée. Les paramètres statistiques issus du rejet des valeurs obtenues en dehors de l'intervalle des valeurs simulées, sont présents dans la zone de texte au niveau de chaque diagramme de dispersion.

La dispersion des points montre une grande densité autour de la bissectrice. La densité des points en rouge dans la figure 6.7 est plus étendue par rapport aux FSAC sans schéma itératif et SWIREAC, surtout à 560 nm. Les droites de régression sont plus proches de la droite 1-1. La pente varie entre 0.82 et 0.96. Les pentes des droites de régression sont plus proches de 1 par rapport à FSAC sans schéma itératif. Elle montre aussi une sur-estimation moins importante surtout au niveau des courtes longueurs d'onde du visible à partir de 412 nm par rapport à FSAC sans schéma itératif. La dispersion des points est moins grande que celle de FSAC sans schéma itératif et similaire à celle du SWIREAC mais avec de plus de points entre l'intervalle de ρ_w simulée (N= 17243–19388).

La comparaison de la figure 6.7 avec les figures 6.6 et 6.4, démontre que l'utilisation du schéma itératif améliore la corrélation avec les valeurs simulées ($R^2= 51\text{--}35\%$) par rapport aux UVAC, ACOLITE, UV-SWIRAC et FSAC sans schéma itératif. De plus, la corrélation entre valeurs simulées et obtenues par le FSAC avec le schéma itératif est similaire à celle entre valeurs simulées et obtenues par le SWIREAC. L'estimation de ρ_w est moins sur-estimée comme pour le SWIREAC, surtout dans le vert.

Le FSAC avec le schéma itératif est le plus performant (RD= 35–62%) comme le SWIREAC, surtout dans le bleu (412 nm). Le SWIREAC est légèrement plus performant. La performance de FSAC avec le schéma itératif montre qu'ils apportent une grande amélioration surtout par rapport à l'UVAC. L'utilisation de plus de bandes spectrales dans le SWIR ainsi que la nouvelle bande spectrale SWIR0 plus proche du visible augmente la robustesse de l'extrapolation et la relation spectrale de ρ_A par rapport à l'ACOLITE.

6.5. Étude de sensibilité

La figure 6.8 présente la dispersion du nuage de points et la densité de répartition, de la différence relative à 412 nm de ρ_w issue de FSAC avec le schéma itératif en comparaison avec celle simulée (RD(412) dans la suite), en fonction de : $\rho_w(400)$, $\rho_w(1020)$, $\rho_w(1610)$, $\rho_w(2250)$, la transmission atmosphérique diffuse simulée à 412 nm ($t(412)$), l'épaisseur optique des aérosols à 412 nm ($\tau_a(865)$), le mode de la fraction fine des aérosols (f_v), l'humidité relative (RH [%]), la concentration en Chlorophylle-a (Chl-a [mg m^3]), le coefficient d'absorption de la matière jaune ($a_{CDOM}(412)$ [m^{-1}]), la matière en suspension (SPM [g m^3]) et $\rho_A(400)$, en échelle logarithmique. La valeur de RD(412) varie entre 0 et 71%.

Au niveau de l'étude de sensibilité de FSAC avec le schéma itératif dans la figure 6.8, la variation de RD(412) ne montre pas de fortes corrélations ou tendances en fonction des paramètres biogéochimiques : Chl-a, SPM et $a_{CDOM}(412)$. La variation de RD à 412 nm a aussi été analysée en fonction des paramètres atmosphériques : τ_a , f_v , RH et des différentes réflectances : ρ_{rc} , ρ_A et ρ_w et t .

Les études des diagrammes de dispersion n'ont pas montré de tendances sauf pour ρ_A , τ_a et F_v (figure 6.8). La variation de RD à 412 nm en fonction de ρ_A simulée indique de fortes différences relatives pour les valeurs extrêmes, là où $\rho_A(412)$ est très forte et supérieures à 10^2 . Cela a été identifié pour toutes les longueurs d'onde. Le même résultat a été montré par RD(412) en fonction de $\tau_a(865)$ et f_v .

Une atmosphère très riche en aérosols fins ($f_v > 10\%$) se traduit par une forte épaisseur optique ($\tau_a(865) > 10^{-1}$) et des valeurs de réflectance ρ_A trop élevée ($\rho_A(412) > 10^2$). Dans ce cadre la performance des relations spectrales, comme FSAC, devient très sensible par

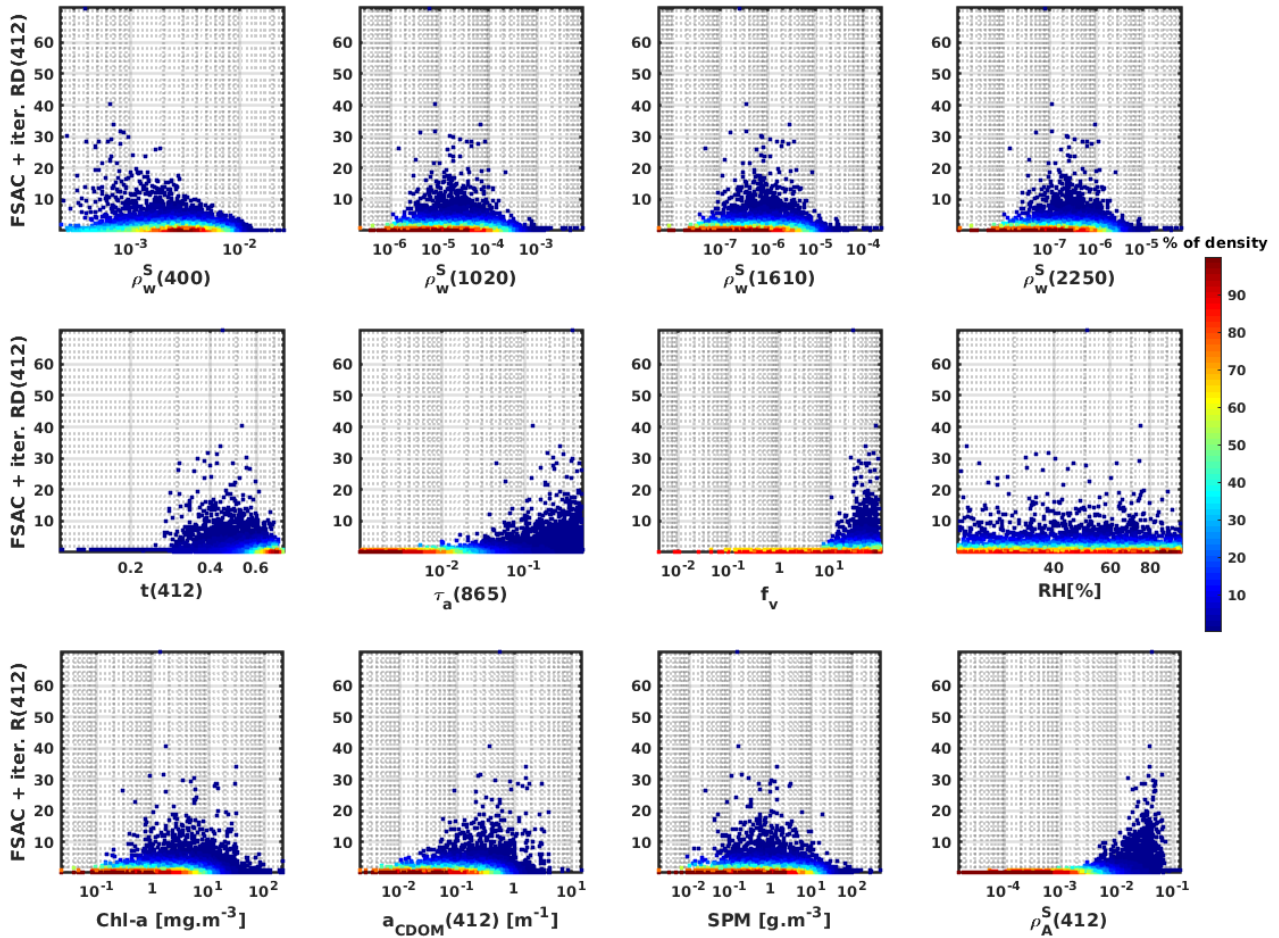


Figure 6.8. Diagrammes de dispersion de la différence relative de $\rho_w(412)$ (RD(412)) issue de FSAC avec schéma itératif, en fonction de $\rho_w(400)$, $\rho_w(1020)$, $\rho_w(1610)$, $\rho_w(2250)$, la transmission atmosphérique diffuse simulée à 412 nm ($t(412)$), l'épaisseur optique des aérosols à 412 nm ($\tau_a(865)$), le mode de la fraction fine des aérosols (f_v), l'humidité relative (RH [%]), la concentration en Chlorophylle-a (Chl-a [mg.m^{-3}]), le coefficient d'absorption de la matière jaune ($a_{CDOM}(412)$ [m^{-1}]), la matière en suspension (SPM [g.m^{-3}]) et $\rho_A(400)$. Le code couleur du bleu au rouge représente la densité de répartition des points. Les ordonnées représentent RD(412). Les abscisses représentent les autres paramètres en échelle logarithmique.

rapport aux différences relatives. Plus ρ_A est élevée, plus la différence relative est grande. Cela est complètement logique dans la mesure où ρ_w est déterminée après avoir estimée ρ_A .

Aucun lien direct existe entre la performance des ACs et ρ_w même au niveau des longueurs d'onde où les hypothèses du pixel noir ont été posées (voir RD(412) en fonction de ρ_w à 1020, 1610 et 2250 nm). Cependant indirectement, RD peut augmenter, si la sur-estimation de ρ_A coïncide avec de faibles valeurs de ρ_w (voir RD(412) en fonction de

$\rho_w(400)$). Le choix de retirer l'hypothèse du pixel noir dans l'UV est complètement justifier. $\rho_w(400)$ varie entre 10^{-4} et 10^{-2} dans la figure 6.8.

6.6. Conclusion

La synergie OLCI/SLSTR peut améliorer potentiellement la correction atmosphérique dans la télédétection de la couleur au-dessus des eaux côtières. Afin d'évaluer et d'améliorer la correction atmosphérique d'OLCI, trois algorithmes de correction atmosphérique : UVAC, ACOLITE et SWIREAC ont été testés à partir de la base de données simulées décrites dans le section 3.4. Ils se basent sur des hypothèses du pixel noir dans différentes longueurs d'onde et des relations spectrales de la réflectance des aérosols.

Sur la base de deux des relations spectrales de l'UVAC et l'ACOLITE, une nouvelle relation spectrale a été développée en combinant analytiquement les deux relations spectrales, UV-SWIRAC. Par la suite à partir de l'UV-SWIRAC, une autre relation spectrale a été développée FSAC, en retirant l'hypothèse du pixel noir dans l'UV. Elle n'utilise que l'hypothèse du pixel noir dans le SWIR. Après cela, un schéma itératif de contrainte lui a été intégré pour améliorer l'estimation de ρ_A . Le schéma se base sur la définition de ρ_{rc} et l'estimation de $t\rho_w$.

Les tests des relations spectrales UVAC, ACOLITE, SWIREAC, UV-SWIRAC et FSAC avec et sans schéma itératif révèlent que la performance de FSAC avec le schéma itératif est plus grande que celles de l'UVAC et l'ACOLITE. La performance du SWIREAC reste très légèrement plus grande. L'étude de sensibilité de FSAC avec schéma itératif a montré qu'elle reste moins performante pour les valeurs trop élevées de la réflectance des aérosols induites par une atmosphère très riche en aérosols fins.

L'algorithme de correction atmosphérique issu de FSAC avec le schéma itératif reste à être appliqué et évalué pour les images satellites de la synergie OLCI/SLSTR. Pour l'instant, il demande beaucoup de travail. Le produit L1C d'OLCI n'est fourni que pour les applications terrestres. De plus, aucun outil n'est fourni par ESA pour fusionner les deux grilles d'OLCI et de SLSTR.

Conclusion générale et perspectives

Les eaux côtières ne représentent qu'une petite portion des océans, mais elles jouent un rôle très important dans l'écosystème global. Elles représentent la majeure partie des ressources exploitées par l'humanité. Pour ces raisons, elles doivent être suivies par des systèmes d'observation avec une vue synoptique et à long terme. L'observation de la couleur de l'océan depuis l'espace constitue le système à adopter pour réaliser un tel suivi [Morel, 1980]. Son plus grand défi reste la correction atmosphérique, qui est la soustraction du signal atmosphérique à partir du signal total mesuré par le capteur spatial, pour avoir les images de la couleur de l'océan au-dessus des eaux côtières [IOCCG, 2010].

Dans ce contexte, l'étude à long terme de la couleur de l'océan des eaux côtières à l'aide de la synergie des deux capteurs OLCI et SLSTR embarqués sur Sentinel-3A [Donlon *et al.*, 2012], s'est imposée et a été menée durant la thèse. Son objectif principal a porté sur l'amélioration du processus de correction atmosphérique des images satellites prises au-dessus des eaux côtières en utilisant la synergie OLCI/SLSTR. Suivant cet objectif :

- Des mesures radiométriques in-situ [Mueller *et al.*, 2003c,b,a, 2004] ont été acquises, en utilisant le spectro-radiomètre ASD FieldSpec 4, dans deux zones côtières françaises optiquement contrastées : Manche orientale et Guyane Française.
- Ces mesures radiométriques in-situ ont été inter-comparées et validées par rapport à celles issues d'autres radiomètres : TriOS-RAMSES above-water et TriOS-RAMSES in-water, dans un exercice d'inter-comparaison radiométrique [Zibordi *et al.*, 2012].
- Les mêmes mesures radiométriques ont été utilisées dans l'exercice de co-localisation [Bailey et Werdell, 2006] avec des images satellites issues de cinq algorithmes de correction atmosphérique : Baseline Atmospheric Correction [Antoine et Morel, 1999; Moore *et al.*, 1999; Lavender *et al.*, 2005], Case 2 Regional-CoastColour [Doerffer et

Schiller, 2007; Brockmann *et al.*, 2016], Case 2 Regional-CoastColour Alternative Nets [Doerffer et Schiller, 2007; Brockmann *et al.*, 2016], Polymer [Steinmetz *et al.*, 2011] et l'algorithme standard de la NASA [Gordon et Wang, 1994b; Stumpf *et al.*, 2003; Bailey *et al.*, 2010].

- La base de données simulées [Jin et Stamnes, 1994] suivant la synergie OLCI/SLSTR, a été utilisée pour développer et améliorer les algorithmes de correction atmosphérique en se basant, sur des relations spectrales de la réflectance des aérosols [He *et al.*, 2012; He et Chen, 2014; Vanhellemont et Ruddick, 2015] et leur combinaison analytique.

Les trois types de données de la couleur de l'océan : mesures radiométriques in-situ [Mueller *et al.*, 2003c,b,a, 2004], images satellites de la couleur de l'océan [Hovis *et al.*, 1980; Gordon et Wang, 1994b] et base de données simulées [Jin et Stamnes, 1994], sont importants à part égale et étroitement liés, un permet l'évaluation et l'amélioration de l'autre.

L'inter-comparaison des différentes mesures radiométriques in-situ s'est basée sur les critères de sélection des spectres dont l'intervalle temporel de mesures coïncide et leur contrôle de qualité suivant l'inspection visuelle et la détermination d'un indice de la qualité spectrale (QAS) des spectres de ρ_w [Wei *et al.*, 2016]. L'exercice d'inter-comparaison radiométrique est basé sur l'analyse spectrale des paramètres statistiques et la détermination d'autres indicateurs comme le QAS et la moyenne de l'angle spectral [Kruse *et al.*, 1993]. Les résultats ont montré la bonne cohérence des mesures radiométriques de l'ASD par rapport aux mesures du TriOS-above.

L'inter-comparaison algorithmique a été publiée dans l'article : "Evaluation of Five Atmospheric Correction Algorithms over French Optically-Complex Sentinel-3A OLCI Ocean Color Sensor", Remote Sensing, 2019, 11, no. 6 : 668. Dans l'exercice de co-localisation des images satellites avec les mesures radiométriques in-situ de l'ASD FieldSpec 4, l'estimation des paramètres statistiques et l'attribution des scores ont permis de souligner les performances élevées de Polymer et C2R-CCAltNets. Ensuite, l'étude de sensibilité n'a pas montré de limitations concluantes des algorithmes. Un autre exercice de co-localisation des paires coïncidentes communes aux algorithmes a montré la bonne performance de Polymer.

L'inter-comparaison des algorithmes de correction atmosphérique utilisant la synergie OLCI/SLSTR dans la base de données simulées s'est basée sur les relations spectrales de la réflectance des aérosols issues d'algorithmes de correction atmosphérique déjà existants [He *et al.*, 2012; He et Chen, 2014; Vanhellemont et Ruddick, 2015], ainsi que des relations spectrales développées. Une première relation, UV-SWIRAC a été développée en combinant analytiquement deux hypothèses du pixel noir dans l'UV et le SWIR [Shi et Wang, 2009; He *et al.*, 2012; Vanhellemont et Ruddick, 2015]. L'autre relation, nommée FSAC a été développée en retirant l'hypothèse du pixel noir dans l'UV.

Par la suite, un schéma itératif a été intégré à la relation développée FSAC pour contraindre et améliorer l'estimation de la réflectance des aérosols. L'analyse des résultats de l'inter-comparaison a permis de conclure que la relation spectrale développée FSAC reste légèrement moins performante que la relation issue de l'algorithme de correction atmosphérique proposé par He et Chen [2014], mais plus performante que celles issues des algorithmes de He *et al.* [2012] et Vanhellemont et Ruddick [2015]. L'étude de sensibilité a démontré que la performance de FSAC est plus forte en dehors des valeurs élevées l'épaisseur optique induites par les aérosols fins. Ces résultats sont préliminaires mais encourageants.

En perspective de la thèse, l'algorithme de correction atmosphérique issu de FSAC, est à implémenter et valider pour les images satellites de la synergie OLCI/SLSTR. Pour répondre à cet objectif, il faut que l'ESA fournisse le produit L1C d'OLCI ou l'outil pour l'avoir. Une autre idée sera de faire une collaboration avec Bi *et al.* qui se sont basés sur la régression linéaire et l'interprétation visuelle pour développer un programme permettant la synergie OLCI/SLSTR.

En parallèle, le FSAC sera révisé pour inclure d'autres paramètres de l'extrapolation de la réflectance des aérosols, comme l'indice de turbidité utilisé par [Bi *et al.*, 2018] ou le résidu de la base référence utilisé par [Gossn *et al.*, 2019]. Une autre relation spectrale pourra aussi être incluse dans l'inter-comparaison suivant l'algorithme de Singh et Shanmugam [2014a,b]. Après cela il faudra aussi revoir l'estimation de la transmission diffuse et l'impact

de son approximation [Gordon et Morel, 1983] sur la performance des algorithmes de correction atmosphérique.

Dans la partie mesure radiométrique in-situ, l'exercice d'inter-comparaison sera complété par l'exercice de fermeture [Tzortziou *et al.*, 2006; de Moraes Rudorff *et al.*, 2014]. Les spectres de ρ_w seront simulées à partir des IOPS et des paramètres biogéochimiques, en utilisant HydroLight [Mobley et Sundman, 2013]. Ainsi, la détermination de la réflectance du ciel au niveau de la surface pourra être évaluée et améliorée en déterminant la variation spectrale de la différence entre les mesures radiométriques in-situ et les spectres simulés de ρ_w .

La correction de l'effet de la BRDF [Loisel et Morel, 2001] sera intégrée à l'exercice d'inter-comparaison. Par la suite, le budget des incertitudes pour l'ASD sera déterminé suivant l'approche adoptée par Zibordi et Voss [2014]. Mais aussi, une étude de sensibilité sera réalisée sur l'estimation de ρ_s , suivant plusieurs méthodes [Mobley, 1999; Toole *et al.*, 2000; Gould *et al.*, 2001; Lee *et al.*, 2010; Garaba *et al.*, 2015; Mobley, 2015]. Les perspectives dans cette partie seront publiées dans un prochain article.

Dans l'inter-comparaison des algorithmes de correction atmosphériques, l'exercice de co-localisation sera refait avec la prise en compte de la correction de l'effet de la BRDF [Loisel et Morel, 2001]. D'autres mesures radiométriques in-situ et des mesures des conditions atmosphériques comme l'épaisseur optique des aérosols seront nécessaires. Pour cela, il faudra acquérir les mesures radiométriques à proximité du réseau international AERONET-OC [Zibordi *et al.*, 2009]. L'autre alternative sera d'acquérir un spectro-radiomètre Microtops II du réseau Maritime Aerosol Network [Smirnov *et al.*, 2009]. Elle permettra aussi de valider indirectement les algorithmes de correction atmosphérique.

Table des figures

1.1	Coordonnées sphériques de la direction de propagation du rayonnement électromagnétique [Jamet, 2004].	8
1.2	Différentes couleurs de l’océan observées lors d’une campagne en mer effectuée en Guyane Française en novembre 2016.	11
1.3	Image RGB après correction atmosphérique de la couleur de l’océan prise par le capteur OLCI à bord du satellite Sentinel-3A en Guyane française le 28/11/2016.	11
1.4	Diagramme de la variation en taille des constituants de l’eau marine [Stramski <i>et al.</i> , 2004].	12
1.5	Schéma représentatif des processus d’absorption, de diffusion et de transmission [Mobley, 1994a].	15
1.6	Schéma représentatif de $R(\lambda)$ et des éclairagements $E_u(\lambda, z)$ et $E_d(\lambda, z)$ [Mobley <i>et al.</i> , 2017].	19
1.7	Schémas représentant la définition de la réflectance marine R_{rs} ou ρ_{tw} [Mobley <i>et al.</i> , 2017].	20
1.8	Diagramme de la représentation des eaux du Cas-I et du Cas-II suivant Morel et Prieur [1977] dans [IOCCG, 2000].	27
3.1	Cartes des localisations des stations de mesures radiométriques en Manche orientale (en haut) et Guyane Française (en bas).	60
3.2	Le spectro-radiomètre ASD FieldSpec 4 utilisé pour l’acquisition de la couleur de l’océan durant les campagnes en mer.	61

3.3	Photos prises lors des mesures radiométriques de $L_p(\lambda)$ (à gauche), $L_s(\lambda)$ (au centre) et $L_t(\lambda)$ (à droite).	63
3.4	Schéma représentatif du contrôle de qualité dans le protocole de post-traitement des mesures radiométriques ASD.	64
3.5	Exemple pour une station présentant le processus de contrôle de qualité et de filtration des luminances $L_p(\lambda)$, $L_s(\lambda)$ et $L_t(\lambda)$. En allant de la gauche vers la droite, la première colonne (Extracted scans Station# :1) montre les spectres avant l'application du contrôle de qualité, la colonne suivante (CV_{Mes} selected scans Station# :1) représente les spectres après contrôle et filtration, la colonne venant après (Replicat median spectra Station# :1) représente les médianes des spectres sélectionnés et la dernière colonne (Final spectra Station#) :1 représente le spectre final (la médiane de la médiane des trois réplicats). En allant du haut vers le bas, la première ligne représente $L_p(\lambda)$, la ligne médiane représente $L_s(\lambda)$ et la ligne du bas représente $L_t(\lambda)$. Dans chaque sous-figure, l'axe des ordonnées représente les luminances et l'axe des abscisses la longueur d'onde λ . Le code couleur représente les réplicats comme le montre la zone de texte dans la sous-figure en haut à gauche.	66
3.6	Le système TriOS-RAMSES above-water utilisé pour l'acquisition de la couleur de l'océan durant les campagnes en mer en Guyane Française représenté par une photo (à gauche) et un schéma (à droite).	68
3.7	Le système TriOS-RAMSES in-water (Radeau) utilisé pour l'acquisition de la couleur de l'océan durant les campagnes en mer composé du capteur TriOS-RAMSES mesurant la luminance ascendante en dessous de la surface marine $L_u(\lambda)$ (à gauche) et du capteur TriOS-RAMSES mesurant au-dessus de la surface marine l'éclairement descendant $E_d(\lambda)$ (à droite).	70
3.8	Le satellite européen Sentinel-3 et ses capteurs [Donlon <i>et al.</i> , 2012].	74
3.9	Caractéristique de la géométrie de vue d'OLCI [Donlon <i>et al.</i> , 2012].	75
3.10	Caractéristique de la géométrie de vue de SLSTR [Donlon <i>et al.</i> , 2012].	77
3.11	Comparaison des fauchées des capteurs OLCI et SLSTR [Donlon <i>et al.</i> , 2012].	79

4.1 Spectres bruts de ρ_w issus des mesures radiométriques collectées avec l'ASD (à gauche), le Radeau (au centre) et le TriOS-above (à droite). 90

4.2 Spectres coïncidents de ρ_w issus des mesures radiométriques collectées avec l'ASD (à gauche) et le Radeau (à droite) après re-échantillonnage (Radeau) et inspection visuelle (ASD et Radeau), avec le même code couleur. 93

4.3 Spectres coïncidents de ρ_w issus des mesures radiométriques collectées avec le TriOS-above (à gauche) et le Radeau (à droite) après re-échantillonnage (TriOS-above et Radeau) et inspection visuelle (TriOS-above et Radeau), avec le même code couleur. 93

4.4 Spectres coïncidents de ρ_w issus des mesures radiométriques collectées avec l'ASD (à gauche) et le TriOS-above (à droite) après re-échantillonnage (TriOS-above) et inspection visuelle (ASD et TriOS-above), avec le même code couleur. 94

4.5 Diagrammes de dispersion des paires de spectres coïncidents de ρ_w issus d'inter-comparaison des mesures radiométriques collectées avec l'ASD, le TriOS-above et le Radeau dans les longueurs d'onde : 400, 412, 443, 490, 510, 560, 665, 709 et 754 nm pour les trois couples : ASD/Radeau (ordonnée/abscisse), TriOS-above/Radeau (ordonnée/abscisse) et ASD/TriOS-above (ordonnée/abscisse), dont les points sont représentés par les étoiles de couleur rouge, bleu et noire. Les lignes pleines représentent les droites de régression suivant le même code couleur présent aussi dans la zone des légendes dans le diagramme de dispersion en haut à droite ($\lambda = 443$ nm). La bissectrice (droite 1-1) est représentée par la ligne pointillée noire. . . 95

4.6 Variation spectrale de la pente (α), l'intersection (β), le biais, la différence relative (RD), la différence moyenne quadratique (RMSD) et le coefficient de détermination (R^2) entre 400 et 750 nm, pour les trois couples : ASD/Radeau (en rouge, ρ_w^y / ρ_w^x), TriOS-above/Radeau (en bleu, ρ_w^y / ρ_w^x) et ASD/TriOS-above (en noire, ρ_w^y / ρ_w^x). 96

5.1 Variation spectrale des mesures in-situ de ρ_w collectées avec l’ASD spectro-radiomètre entre 400 et 750 nm. La couleur bleu représente la Manche orientale et la couleur rouge représente la Guyane Française. Le nombre total de spectres et le QAS sont présents en haut de la figure. 109

5.2 Variation spectrale des paramètres statistiques entre 400 et 750 nm : α , β , biais, RD, RMSD, et R^2 . Le code couleur est présenté dans la zone de texte dans la sous-figure du milieu en haut (β) avec le nombre de paires coïncidentes correspondantes à chaque AC. 110

5.3 Les diagrammes de dispersion de RD à 412 nm (RD(412 nm)) présentée dans les ordonnées suivant l’index de la classe bio-optique du QAS (QAS Cluster ID#), la turbidité (Turbidity), le coefficient d’absorption du CDOM à 412 nm ($a_{CDOM}(412nm)$) et le coefficient de variation de ρ_w^{AC} à 560 nm (CV(560)) présentés dans les abscisses, à partir du diagramme gauche en haut vers celui de droite en bas. Le code couleur et le nombre de paires coïncidentes est présenté dans le diagramme gauche en bas ($a_{CDOM}(412nm)$). 114

6.1 Organigramme du schéma itératif pour contraindre l’estimation de la réflectance des aérosols. 151

6.2 Diagrammes de dispersion de ρ_w issue de l’UVAC en fonction de ρ_w simulée pour les longueurs d’onde 412, 490 et 560 nm. Le code couleur du bleu au rouge représente la densité de répartition des points. La ligne noire représente la droite 1-1. La ligne rouge représente la droite de régression entre les valeurs simulées en abscisse et celles obtenues en ordonnée. Les paramètres statistiques issus du rejet des valeurs obtenues en dehors de l’intervalle des valeurs simulées, sont présents dans la zone de texte au niveau de chaque diagramme de dispersion. 155

6.3 Diagrammes de dispersion de ρ_w issue de l'ACOLITE en fonction de ρ_w simulée pour les longueurs d'onde 412, 490 et 560 nm. Le code couleur du bleu au rouge représente la densité de répartition des points. La ligne noire représente la droite 1-1. La ligne rouge représente la droite de régression entre les valeurs simulées en abscisse et celles obtenues en ordonnée. Les paramètres statistiques issus du rejet des valeurs obtenues en dehors de l'intervalle des valeurs simulées, sont présents dans la zone de texte au niveau de chaque diagramme de dispersion. 156

6.4 Diagrammes de dispersion de ρ_w issue du SWIREAC en fonction de ρ_w simulée pour les longueurs d'onde 412, 490 et 560 nm. Le code couleur du bleu au rouge représente la densité de répartition des points. La ligne noire représente la droite 1-1. La ligne rouge représente la droite de régression entre les valeurs simulées en abscisse et celles obtenues en ordonnée. Les paramètres statistiques issus du rejet des valeurs obtenues en dehors de l'intervalle des valeurs simulées, sont présents dans la zone de texte au niveau de chaque diagramme de dispersion. 157

6.5 Diagrammes de dispersion de ρ_w issue de l'UV-SWIRAC en fonction de ρ_w simulée pour les longueurs d'onde 412, 490 et 560 nm. Le code couleur du bleu au rouge représente la densité de répartition des points. La ligne noire représente la droite 1-1. La ligne rouge représente la droite de régression entre les valeurs simulées en abscisse et celles obtenues en ordonnée. Les paramètres statistiques issus du rejet des valeurs obtenues en dehors de l'intervalle des valeurs simulées, sont présents dans la zone de texte au niveau de chaque diagramme de dispersion. 158

- 6.6 Diagrammes de dispersion de ρ_w issue de FSAC sans schéma itératif en fonction de ρ_w simulée pour les longueurs d'onde 412, 490 et 560 nm. Le code couleur du bleu au rouge représente la densité de répartition des points. La ligne noire représente la droite 1-1. La ligne rouge représente la droite de régression entre les valeurs simulées en abscisse et celles obtenues en ordonnée. Les paramètres statistiques issus du rejet des valeurs obtenues en dehors de l'intervalle des valeurs simulées, sont présents dans la zone de texte au niveau de chaque diagramme de dispersion. 160
- 6.7 Diagrammes de dispersion de ρ_w issue de FSAC avec schéma itératif en fonction de ρ_w simulée pour les longueurs d'onde 412, 490 et 560 nm. Le code couleur du bleu au rouge représente la densité de répartition des points. La ligne noire représente la droite 1-1. La ligne rouge représente la droite de régression entre les valeurs simulées en abscisse et celles obtenues en ordonnée. Les paramètres statistiques issus du rejet des valeurs obtenues en dehors de l'intervalle des valeurs simulées, sont présents dans la zone de texte au niveau de chaque diagramme de dispersion. 161
- 6.8 Diagrammes de dispersion de la différence relative de $\rho_w(412)$ (RD(412)) issue de FSAC avec schéma itératif, en fonction de $\rho_w(400)$, $\rho_w(1020)$, $\rho_w(1610)$, $\rho_w(2250)$, la transmission atmosphérique diffuse simulée à 412 nm ($t(412)$), l'épaisseur optique des aérosols à 412 nm ($\tau_a(865)$), le mode de la fraction fine des aérosols (f_v), l'humidité relative (RH [%]), la concentration en Chlorophylle-a (Chl-a [mg m^3]), le coefficient d'absorption de la matière jaune ($a_{CDOM}(412)$ [m^{-1}]), la matière en suspension (SPM [g m^3]) et $\rho_A(400)$. Le code couleur du bleu au rouge représente la densité de répartition des points. Les ordonnées représentent RD(412). Les abscisses représentent les autres paramètres en échelle logarithmique. 163

Liste des tableaux

3.1	Le nombre de jours de campagne, de stations, et de stations où les données d'OLCI indisponibles et de match-ups potentiel par zones d'étude.	61
3.2	Temps de revisite d'OLCI [Donlon <i>et al.</i> , 2012].	74
3.3	Caractéristiques spectrales et radiométriques des bandes spectrales de Sentinel-3 OLCI [Nieke <i>et al.</i> , 2012], avec SNR le rapport signal-sur-bruit, L min la luminance minimum, L ref la luminance de référence définie pour la mission et L sat la luminance maximum.	76
3.4	Caractéristiques spectrales et radiométriques des bandes spectrales du visible aux courtes ondes de l'infra-rouge de Sentinel-3 SLSTR [Frerick <i>et al.</i> , 2012], avec SNR/Ne Δ T le rapport signal-sur-bruit en équivalent de différence de température et SSD la résolution spatiale.	78
4.1	Synthèse de l'inter-comparaison radiométrique en terme de nombre de paires N, QAS et SAM pour les trois couples ASD/Radeau, TriOS-above et ASD/TriOS-above.	98
5.1	Valeurs de QAS, $\overline{\chi^2}$, SAM et S_{tot} pour une fenêtre temporelle de ± 2 h avec N le nombre de paires coïncidentes.	111
5.2	Valeurs de QAS, $\overline{\chi^2}$, SAM et S_{tot} pour une fenêtre temporelle de ± 2 h avec N le nombre de paires coïncidentes communes entre ACs.	112
5.3	Valeurs de RD, RMSD, et R^2 associées avec BIAC, C2R-CC, C2R-CCAltNets, Polymer, et l2gen pour les rapports de bandes spectrales 443/560 nm, 490/560 nm, et 510/560 nm.	115

Bibliographie

- ACKER, J. G. (2015). *The Color of the Atmosphere with the Ocean Below : A History of NASA's Ocean Color Missions*. CreateSpace Independent Publishing Platform, Lexington, USA, 1st édition.
- AHMAD, Z., FRANZ, B. A., MCCLAIN, C. R., KWIATKOWSKA, E. J., WERDELL, J., SHETTLE, E. P. et HOLBEN, B. N. (2010). New aerosol models for the retrieval of aerosol optical thickness and normalized water-leaving radiances from the SeaWiFS and MODIS sensors over coastal regions and open oceans. *Applied Optics*, 49(29):5545.
- AHMAD, Z., MCCLAIN, C. R., HERMAN, J. R., FRANZ, B. A., KWIATKOWSKA, E. J., ROBINSON, W. D., BUCSELA, E. J. et TZORTZIOU, M. (2007). Atmospheric correction for NO₂ absorption in retrieving water-leaving reflectances from the SeaWiFS and MODIS measurements. *Applied Optics*, 46(26):6504.
- AHN, J.-H., PARK, Y.-J. et FUKUSHIMA, H. (2018). Comparison of Aerosol Reflectance Correction Schemes Using Two Near-Infrared Wavelengths for Ocean Color Data Processing. *Remote Sensing*, 10(11):1791.
- AHN, J.-H., PARK, Y.-J., KIM, W. et LEE, B. (2016). Simple aerosol correction technique based on the spectral relationships of the aerosol multiple-scattering reflectances for atmospheric correction over the oceans. *Optics Express*, 24(26):29659.
- AIKEN, J. et MOORE, G. (2000). Case 2 (S) Bright Pixel Atmospheric Correction. Rapport technique March.
- ANTOINE, D. (1998). Apports de la télédétection spatiale de la «couleur de l'océan» à l'océanographie. *Oceanis*, 24(2):81–150.
- ANTOINE, D. (2010). Atmospheric corrections over Case 1 waters Atmospheric corrections over Case 1 waters ("Clear Waters Atmospheric Corrections" or "CWAC"). Rapport technique, Laboratoire d'Océanographie de Villefranche, ACRI-ST, Villefranche sur Mer.

- ANTOINE, D., CHAMI, M., CLAUSTRE, H., D'ORTENZIO, F., MOREL, A., BÉCU, G., GENTILI, B., LOUIS, F., RAS, J., ROUSSIER, E., SCOTT, A. J., TAILLIEZ, D., HOOKER, S. B., GUEVEL, P., DESTÉ, J.-F., DEMPSEY, C. et ADAMS, D. (2006). BOUSSOLE : A joint CNRS-INSU, ESA, CNES, and NASA ocean color calibration and validation activity. Rapport technique 212747, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, United States.
- ANTOINE, D., D'ORTENZIO, F., HOOKER, S. B., BÉCU, G., GENTILI, B., TAILLIEZ, D. et SCOTT, A. J. (2008). Assessment of uncertainty in the ocean reflectance determined by three satellite ocean color sensors (MERIS, SeaWiFS and MODIS-A) at an offshore site in the Mediterranean Sea (BOUSSOLE project). *Journal of Geophysical Research*, 113(C7):C07013.
- ANTOINE, D. et 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. *Applied Optics*, 37(12):2245.
- ANTOINE, D. et 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*, 20(9):1875–1916.
- ANTOINE, D. et MOREL, A. (2011). Atmospheric Correction of the MERIS observations Over Ocean Case 1 waters. Rapport technique 5.1, LABORATOIRE D'OCÉANOGRAPHIE DE VILLEFRANCHE, Villefranche sur Mer.
- ARNONE, R. A., WOOD, M. et GOULD, Richard W., J. (2004). The Evolution of Optical Water Mass Classification. *Oceanography*, 17(2):14–15.
- AUSTIN, R. W. et HALIKAS, G. (1976). THE INDEX OF REFRACTION OF SEAWATER. Rapport technique, UC San Diego : Scripps Institution of Oceanography, La jolla, California.
- AZNAY, O. et SANTER, R. (2009). MERIS atmospheric correction over coastal waters : validation of the MERIS aerosol models using AERONET. *International Journal of Remote Sensing*, 30(18):4663–4684.
- BABIN, M., MOREL, A., FOURNIER-SICRE, V., FELL, F. et 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*, 48(2):843–859.
- BABIN, M., STRAMSKI, D., FERRARI, G. M., CLAUSTRE, H., BRICAUD, A., OBOLENSKY, G. et

- HOEPFFNER, N. (2003b). Variations in the light absorption coefficients of phytoplankton, nonalgal particles, and dissolved organic matter in coastal waters around Europe. *Journal of Geophysical Research*, 108(C7):3211.
- BAILEY, S. W., FRANZ, B. A. et WERDELL, P. J. (2010). Estimation of near-infrared water-leaving reflectance for satellite ocean color data processing. *Optics Express*, 18(7): 7521.
- BAILEY, S. W. et WERDELL, P. J. (2006). A multi-sensor approach for the on-orbit validation of ocean color satellite data products. *Remote Sensing of Environment*, 102(1-2):12–23.
- BAITH, K., LINDSAY, R., FU, G. et MCCLAIN, C. R. (2001). Data analysis system developed for ocean color satellite sensors. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 82(18): 202–202.
- BERGER, M., MORENO, J., JOHANNESSEN, J. A., LEVELT, P. F., HANSEN, R. F., BERGER, M., MORENO, J., JOHANNESSEN, J. A., LEVELT, P. F. et HANSEN, R. F. (2012). ESA's sentinel missions in support of Earth system science. *Remote Sensing of Environment*, 120:84–90.
- BI, S., LI, Y., WANG, Q., LYU, H., LIU, G., ZHENG, Z., DU, C., MU, M., XU, J., LEI, S. et MIAO, S. (2018). Inland water Atmospheric Correction based on Turbidity Classification using OLCI and SLSTR synergistic observations. *Remote Sensing*, 10(7).
- BODHAINE, B. A., WOOD, N. B., DUTTON, E. G. et SLUSSER, J. R. (1999). On Rayleigh optical depth calculations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16(11 PART 2):1854–1861.
- BOURDET, A. et FROUIN, R. (2014). Estimating the marine signal in the near infrared for atmospheric correction of satellite ocean-color imagery over turbid waters. *Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering*, 9261:1–12.
- BOURG, L., D'ALBA, L. et COLAGRANDE, P. (2008). MERIS SMILE EFFECT CHARACTERISATION AND CORRECTION. Rapport technique June, MERIS ESL.
- BRAJARD, J., JAMET, C., MOULIN, C. et THIRIA, S. (2006). Use of a neuro-variational inversion for retrieving oceanic and atmospheric constituents from satellite ocean colour sensor : Application to absorbing aerosols. *Neural Networks*, 19(2):178–185.
- BRAJARD, J., MOULIN, C. et THIRIA, S. (2008). Atmospheric correction of SeaWiFS ocean color imagery in the presence of absorbing aerosols off the Indian coast using a neuro-variational method. *Geophysical Research Letters*, 35(20):L20604.
- BRAJARD, J., SANTER, R., CRÉPON, M. et THIRIA, S. (2012). Atmospheric correction of MERIS

- data for case-2 waters using a neuro-variational inversion. *Remote Sensing of Environment*, 126:51–61.
- BRICAUD, A., BABIN, M., MOREL, A. et CLAUSTRE, H. (1995). Variability in the chlorophyll-specific absorption coefficients of natural phytoplankton : Analysis and parameterization. *Journal of Geophysical Research*, 100(C7):13321.
- BRICAUD, A., MOREL, A., BABIN, M., ALLALI, K. et 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 : Oceans*, 103(C13):31033–31044.
- BRICAUD, A., MOREL, A. et PRIEUR, L. (1981). Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains1. *Limnology and Oceanography*, 26(1):43–53.
- BROCKMANN, C., DOERFFER, R., PETERS, M., STELZER, K., EMBACHER, S. et RUESCAS, A. (2016). Evolution of the C2RCC neural network for Sentinel 2 and 3 for the retrieval of ocean colour products in normal and extreme optically complex waters. In *Proceedings of Living Planet Symposium 2016*, volume ESA SP, pages 1–6, Prague. European Space Agency Special Publication.
- CAO, C., DE LUCCIA, F. J., XIONG, X., WOLFE, R. et WENG, F. (2014). Early On-Orbit Performance of the Visible Infrared Imaging Radiometer Suite Onboard the Suomi National Polar-Orbiting Partnership (S-NPP) Satellite. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 52(2):1142–1156.
- CHAMI, M., SANTER, R. et DILLIGEARD, E. (2001). Radiative transfer model for the computation of radiance and polarization in an ocean–atmosphere system : polarization properties of suspended matter for remote sensing. *Applied Optics*, 40(15):2398.
- CHEN, J., YIN, S., XIAO, R., XU, Q. et LIN, C. (2014). Deriving remote sensing reflectance from turbid Case II waters using green-shortwave infrared bands based model. *Advances in Space Research*, 53(8):1229–1238.
- CHOMKO, R. M. et GORDON, H. R. (1998). Atmospheric correction of ocean color imagery : use of the Junge power-law aerosol size distribution with variable refractive index to handle aerosol absorption. *Applied Optics*, 37(24):5560.
- CHOMKO, R. M., GORDON, H. R., MARITORENA, S. et SIEGEL, D. A. (2003). Simultaneous

- retrieval of oceanic and atmospheric parameters for ocean color imagery by spectral optimization : a validation. *Remote Sensing of Environment*, 84(2):208–220.
- CLARK, D. K., YARBROUGH, M. A., FEINHOLZ, M. E., FLORA, S., BROENKOW, W., KIM, Y. S., JOHNSON, B. C., BROWN, S. W., YUEN, M. et MUELLER, J. L. (2003). MOBY, A Radiometric Buoy for Performance Monitoring and Vicarious Calibration of Satellite Ocean Color Sensors : Measurement and Data Analysis Protocols. *Ocean Optics Protocols for Satellite Ocean Color Sensor Validation*, 6(4):138–170.
- CONCHA, J. A. et SCHOTT, J. R. (2014). A model-based ELM for atmospheric correction over Case 2 water with Landsat 8. volume 9111, page 911112.
- COX, C. et MUNK, W. (1954). Measurement of the Roughness of the Sea Surface from Photographs of the Sun's Glitter. *Journal of the Optical Society of America*, 44(11):838.
- CROSSLAND, C. J., BAIRD, D., DUCROTOY, J.-P., LINDEBOOM, H., BUDDEMEIER, R. W., DENNISON, W. C., MAXWELL, B. A., SMITH, S. V. et SWANEY, D. P. (2005). The Coastal Zone — a Domain of Global Interactions. In CROSSLAND, C. J., KREMER, H. H., LINDEBOOM, H. J., MARSHALL CROSSLAND, J. I. et LE TISSIER, M. D. A., éditeurs : *Coastal Fluxes in the Anthropocene*, pages 1–37. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.
- D'ALIMONTE, D., MELIN, F., ZIBORDI, G. et BERTHON, J.-F. (2003). Use of the novelty detection technique to identify the range of applicability of empirical ocean color algorithms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(12):2833–2843.
- DE KEUKELAERE, L., STERCKX, S., ADRIAENSEN, S., KNAEPS, E., REUSEN, I., GIARDINO, C., BRESCIANI, M., HUNTER, P., NEIL, C., Van der ZANDE, D. et VAICIUTE, D. (2018). Atmospheric correction of Landsat-8/OLI and Sentinel-2/MSI data using iCOR algorithm : validation for coastal and inland waters. *European Journal of Remote Sensing*, 51(1):525–542.
- de MORAES RUDORFF, N., FROUIN, R., KAMPEL, M., GOYENS, C., MERIAUX, X., SCHIEBER, B. et MITCHELL, B. G. (2014). Ocean-color radiometry across the Southern Atlantic and Southeastern Pacific : Accuracy and remote sensing implications. *Remote Sensing of Environment*, 149:13–32.
- DESCHAMPS, P.-Y., BREON, F.-M., LEROY, M., PODAIRE, A., BRICAUD, A., BURIEZ, J.-C. et SEZE, G. (1994). The POLDER mission : instrument characteristics and scientific objectives. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 32(3):598–615.

- DESCHAMPS, P. Y., HERMAN, M. et TANRE, D. (1983). Modeling of the atmospheric effects and its application to the remote sensing of ocean color. *Applied Optics*, 22(23):3751.
- DOERFFER, R. (2015). Algorithm Theoretical Bases Document (ATBD) for L2 processing of MERIS data of case 2 waters , 4 th reprocessing. Rapport technique 2, BROCKMANN CONSULT, Hamburg, Germany.
- DOERFFER, R. et SCHILLER, H. (2007). The MERIS case 2 water algorithm. *International Journal of Remote Sensing*, 28(3-4):517–535.
- DOGLIOTTI, A. et RUDDICK, K. (2011). Improving water reflectance retrieval from MODIS imagery in the highly turbid waters of La Plata River. ... in *Optics of Natural Waters*, (2010):3–10.
- DONLON, C., BERRUTI, B., BUONGIORNO, A., FERREIRA, M.-H. H., FÉMÉNIAS, P., FRERICK, J., GORYL, P., KLEIN, U., LAUR, H., MAVROCORDATOS, C., NIEKE, J., REBHAN, H., SEITZ, B., STROEDE, J. et SCIARRA, R. (2012). The Global Monitoring for Environment and Security (GMES) Sentinel-3 mission. *Remote Sensing of Environment*, 120(2012):37–57.
- DOXARAN, D., CHERUKURU, N. C., LAVENDER, S. J. et MOORE, G. F. (2004). Use of a Spectralon panel to measure the downwelling irradiance signal : case studies and recommendations. *Applied optics*, 43(32):5981–5986.
- DOXARAN, D., FROIDEFOND, J.-M., LAVENDER, S. et CASTAING, P. (2002). Spectral signature of highly turbid waters. *Remote Sensing of Environment*, 81(1):149–161.
- DUBOVIK, O., HOLBEN, B., ECK, T. F., SMIRNOV, A., KAUFMAN, Y. J., KING, M. D., TANRÉ, D. et SLUTSKER, I. (2002). Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(3):590–608.
- DUBOVIK, O., SMIRNOV, A., HOLBEN, B. N., KING, M. D., KAUFMAN, Y. J., ECK, T. F. et SLUTSKER, I. (2000). Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) Sun and sky radiance measurements. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 105(D8):9791–9806.
- ECK, T. F., HOLBEN, B. N., SINYUK, A., PINKER, R. T., GOLOUB, P., CHEN, H., CHATENET, B., LI, Z., SINGH, R. P., TRIPATHI, S. N., REID, J. S., GILES, D. M., DUBOVIK, O., O'NEILL, N. T., SMIRNOV, A., WANG, P. et XIA, X. (2010). Climatological aspects of the optical properties of fine/coarse mode aerosol mixtures. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 115(19): 1–20.

- ELTERMAN, L. (1968). UV, VISIBLE, AND IR ATTENUATION FOR ALTITUDES TO 50 KM, 1968. *Environmental Research papers*, No. 285(AFCRL-68-153):49.
- EMBERTON, S., CHITTKA, L., CAVALLARO, A. et WANG, M. (2016). Sensor capability and atmospheric correction in ocean colour remote sensing. *Remote Sensing*, 8(1):1–32.
- EUMETSAT (2018). *Sentinel-3 OLCI Marine User Handbook*. EUMETSAT, Darmstadt, Germany, v1f e-sign édition.
- FAN, Y., LI, W., GATEBE, C. K., JAMET, C., ZIBORDI, G., SCHROEDER, T. et STAMNES, K. (2017). Atmospheric correction over coastal waters using multilayer neural networks. *Remote Sensing of Environment*, 199(August):218–240.
- FRERICK, J., NIEKE, J., MAVROCORDATOS, C., BERRUTI, B., DONLON, C., COSI, M., ENGEL, W., BIANCHI, S. et SMITH, D. (2012). Next generation along track scanning radiometer - SLSTR. In ARDANUY, P. E., PUSCHELL, J. J. et BLOOM, H. J., éditeurs : *Proceedings of Remote Sensing System Engineering IV*, volume 8516, page 851605, San Diego. SPIE.
- FROIDEFOND, J.-M. et OUILLON, S. (2005). Introducing a mini-catamaran to perform reflectance measurements above and below the water surface. *Optics Express*, 13(3):926.
- FROUIN, R. et PELLETIER, B. (2015). Bayesian methodology for inverting satellite ocean-color data. *Remote Sensing of Environment*, 159:332–360.
- FROUIN, R., SCHWINDLING, M. et DESCHAMPS, P.-Y. (1996). Spectral reflectance of sea foam in the visible and near-infrared : In situ measurements and remote sensing implications. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 101(C6):14361–14371.
- FUKUSHIMA, H., HIGURASHI, A., MITOMI, Y., NAKAJIMA, T., NOGUCHI, T., TANAKA, T. et TORATANI, M. (1998). Correction of atmospheric effect on ADEOS/OCTS ocean color data : Algorithm description and evaluation of its performance. *Journal of Oceanography*, 54(5):417–430.
- GAO, B. C., MONTES, M. J., AHMAD, Z. et DAVIS, C. O. (2000). Atmospheric correction algorithm for hyperspectral remote sensing of ocean color from space. *Applied optics*, 39(6): 887–896.
- GARABA, S. P., VOSS, D., WOLLSCHLÄGER, J. et ZIELINSKI, O. (2015). Modern approaches to shipborne ocean color remote sensing. *Applied Optics*, 54(12):3602.
- GARABA, S. P. et ZIELINSKI, O. (2013). Comparison of remote sensing reflectance from above-water and in-water measurements west of Greenland, Labrador Sea, Denmark

- Strait, and west of Iceland. *Optics Express*, 21(13):15938.
- GORDON, H. R. (1997). Atmospheric correction of ocean color imagery in the Earth Observing System era. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 102(D14):17081–17106.
- GORDON, H. R., BROWN, J. W. et EVANS, R. H. (1988a). Exact Rayleigh scattering calculations for use with the Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner. *Applied Optics*, 27(5):862.
- GORDON, H. R., BROWN, O. B., EVANS, R. H., BROWN, J. W., SMITH, R. C., BAKER, K. S. et CLARK, D. K. (1988b). A semianalytic radiance model of ocean color. *Journal of Geophysical Research*, 93(D9):10909.
- GORDON, H. R., BROWN, O. B. et JACOBS, M. M. (1975). Computed Relationships Between the Inherent and Apparent Optical Properties of a Flat Homogeneous Ocean. *Applied Optics*, 14(2):417.
- GORDON, H. R. et CLARK, D. K. (1981). Clear water radiances for atmospheric correction of coastal zone color scanner imagery. *Applied Optics*, 20(24):4175.
- GORDON, H. R., CLARK, D. K., MUELLER, J. L. et HOVIS, W. A. (1980). Phytoplankton pigments from the nimbus-7 coastal zone color scanner : Comparisons with surface measurements. *Science*, 210(4465):63–66.
- GORDON, H. R. et DING, K. (1992). Self-shading of in-water optical instruments. *Limnology and Oceanography*, 37(3):491–500.
- GORDON, H. R. et MOREL, A. Y. (1983). *Remote Assessment of Ocean Color for Interpretation of Satellite Visible Imagery*, volume 4 de *Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies*. Springer-Verlag New York, New York, NY, 1 édition.
- GORDON, H. R. et WANG, M. (1992). Surface-roughness considerations for atmospheric correction of ocean color sensors 1 : The Rayleigh-scattering component. *Applied Optics*, 31(21):4247.
- GORDON, H. R. et WANG, M. (1994a). Influence of oceanic whitecaps on atmospheric correction of ocean-color sensors. *Applied Optics*, 33(33):7754.
- GORDON, H. R. et WANG, M. (1994b). Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS : a preliminary algorithm. *Applied Optics*, 33(3): 443.
- GOSSN, J., RUDDICK, K. et DOGLIOTTI, A. (2019). Atmospheric Correction of OLCI Imagery over Extremely Turbid Waters Based on the Red, NIR and 1016 nm Bands and a New

- Baseline Residual Technique. *Remote Sensing*, 11(3):220.
- GOSSN, J. I., RUDDICK, K. G. et DOGLIOTTI, A. I. (2017). Atmospheric correction of OLCI imagery over very turbid waters based on the RED/NIR/SWIR bands. *In 2017 XVII Workshop on Information Processing and Control (RPIC)*, numéro November, pages 1–6. IEEE.
- GOULD, Richard W., J., ARNONE, R. A. et SYDOR, M. (2001). Absorption, scattering; and remote-sensing reflectance relationships in coastal waters : Testing a new inversion algorithm. *Journal of Coastal Research*, 17(2):328–341.
- GOYENS, C., JAMET, C. et RUDDICK, K. G. (2013a). Spectral relationships for atmospheric correction I Validation of red and near infra-red marine reflectance relationships. *Optics Express*, 21(18):21162.
- GOYENS, C., JAMET, C. et SCHROEDER, T. (2013b). Evaluation of four atmospheric correction algorithms for MODIS-Aqua images over contrasted coastal waters. *Remote Sensing of Environment*, 131:63–75.
- HAN, B., LOISEL, H., VANTREPOTTE, V., MÉRIAUX, X., BRYÈRE, P., OUILLON, S., DESSAILLY, D., XING, Q. et ZHU, J. (2016). Development of a Semi-Analytical Algorithm for the Retrieval of Suspended Particulate Matter from Remote Sensing over Clear to Very Turbid Waters. *Remote Sensing*, 8(3):211.
- HE, Q. et CHEN, C. (2014). A new approach for atmospheric correction of MODIS imagery in turbid coastal waters : a case study for the Pearl River Estuary. *Remote Sensing Letters*, 5(3):249–257.
- HE, X., BAI, Y., PAN, D., TANG, J. et WANG, D. (2012). Atmospheric correction of satellite ocean color imagery using the ultraviolet wavelength for highly turbid waters. *Optics Express*, 20(18):20754.
- HIERONYMI, M., KRASEMANN, H., MÜLLER, D., BROCKMANN, C., RUESCAS, A., STELZER, K., NECHAD, B., RUDDICK, K., SIMIS, S., TILSTONE, G., STEINMETZ, F. et REGNER, P. (2016). Ocean colour remote sensing of extreme case-2 waters. *European Space Agency, (Special Publication) ESA SP, SP-740(May):9–13.*
- HOLBEN, B., ECK, T., SLUTSKER, I., TANRÉ, D., BUIS, J., SETZER, A., VERMOTE, E., REAGAN, J., KAUFMAN, Y., NAKAJIMA, T., LAVENU, F., JANKOWIAK, I. et SMIRNOV, A. (1998). AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization. *Remote Sensing of Environment*, 66(1):1–16.

- HOMMERSOM, A., KRATZER, S., LAANEN, M., ANSKO, I., LIGI, M., BRESCIANI, M., GIARDINO, C., BELTRÁN-ABAUNZA, J. M., MOORE, G., WERNAND, M. et PETERS, S. (2012). Intercomparison in the field between the new WISP-3 and other radiometers (TriOS Ramses, ASD FieldSpec, and TACCS). *Journal of Applied Remote Sensing*, 6(1):063615.
- HOOKER, S. B., FIRESTONE, E. R., ESAIAS, W. E., FELDMAN, G. C., GREGG, W. W. et MCCLAIN, C. (1992). An overview of SeaWiFS and ocean color. Rapport technique July, Laboratory for Hydrospheric Processes, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, USA.
- HORVATH, H. (2009). Gustav Mie and the scattering and absorption of light by particles : Historic developments and basics. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 110(11):787–799.
- HOVIS, W. A., CLARK, D. K., ANDERSON, F., AUSTIN, R. W., WILSON, W. H., BAKER, E. T., BALL, D., GORDON, H. R., MUELLER, J. L., EL-SAYED, S. Z., STURM, B., WRIGLEY, R. C. et YENTSCH, C. S. (1980). Nimbus-7 coastal zone color scanner : System description and initial imagery. *Science*, 210(4465):60–63.
- HU, C., CARDER, K. L. et MULLER-KARGER, F. E. (2000). Atmospheric correction of seawifs imagery : assessment of the use of alternative bands. *Applied Optics*, 39(21):3573.
- IOCCG (2000). *Remote Sensing of Ocean Colour in Coastal, and Other Optically-Complex, Waters*, volume No. 3 de *Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group*. IOCCG, Dartmouth, Canada.
- IOCCG (2006). *Remote Sensing of Inherent Optical Properties : Fundamentals, Tests of Algorithms, and Applications*, volume No. 5 de *Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group*. IOCCG, Dartmouth, Canada.
- IOCCG (2008). *Why Ocean Colour? The Societal Benefits of Ocean-Colour Technology*, volume No. 7 de *Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group*. IOCCG, Dartmouth, Canada.
- IOCCG (2009a). *Partition of the Ocean into Ecological Provinces : Role of Ocean-Colour Radiometry*, volume No. 9 de *Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group*. IOCCG, Dartmouth, Canada.
- IOCCG (2009b). *Remote Sensing in Fisheries and Aquaculture*, volume No. 8 de *Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group*. IOCCG, Dartmouth, Canada.

- IOCCG (2010). *Atmospheric Correction for Remotely-Sensed Ocean-Colour Products*, volume No. 10 de *Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group*. IOCCG, Dartmouth, Canada.
- IOCCG (2014). *Phytoplankton Functional Types from Space*, volume No. 15 de *Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group*. IOCCG, Dartmouth, Canada.
- IOCCG (2018). *Earth Observations in Support of Global Water Quality Monitoring*, volume No. 17 de *Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group*. IOCCG, Dartmouth, Canada.
- JANELANI, L. M., MATSUSHITA, B., YANG, W. et FUKUSHIMA, T. (2015). An improved atmospheric correction algorithm for applying MERIS data to very turbid inland waters. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 39:128–141.
- JAMET, C. (2004). *Inversion neuro-variationnelle des images de la couleur de l’océan - Restitution des propriétés optiques des aérosols et de la concentration en chlorophylle-a pour les eaux du cas I*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- JAMET, C., LOISEL, H. et DESSAILLY, D. (2012). Retrieval of the spectral diffuse attenuation coefficient $K_d(\lambda)$ in open and coastal ocean waters using a neural network inversion. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 117(C10):1–14.
- JAMET, C., LOISEL, H., KUCHINKE, C. P., RUDDICK, K., ZIBORDI, G. et FENG, H. (2011). Comparison of three SeaWiFS atmospheric correction algorithms for turbid waters using AERONET-OC measurements. *Remote Sensing of Environment*, 115(8):1955–1965.
- JAMET, C., MOULIN, C. et THIRIA, S. (2004). Monitoring aerosol optical properties over the Mediterranean from SeaWiFS images using a neural network inversion. *Geophysical Research Letters*, 31(13):2–5.
- JAMET, C., THIRIA, S., MOULIN, C. et CREPON, M. (2005). Use of a neurovariational inversion for retrieving oceanic and atmospheric constituents from ocean color imagery : A feasibility study. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22(4):460–475.
- JCGM (2008). *Evaluation of measurement data — Guide to the expression of uncertainty in measurement*, volume 100. Joint Committee for Guides in Metrology, 1 édition.
- JERLOV, N. G. (1951). *Optical studies of ocean water*, volume 3. Elander, Goteborg.
- JERLOV, N. G. (1976). *Marine optics*, volume 14. Elsevier Scientific Pub. Co.

- JIANG, L. et WANG, M. (2014). Improved near-infrared ocean reflectance correction algorithm for satellite ocean color data processing. *Optics Express*, 22(18):21657.
- JIN, Z. et STAMNES, K. (1994). Radiative transfer in nonuniformly refracting layered media : atmosphere?ocean system. *Applied Optics*, 33(3):431–442.
- KAWAMURA, H., SHIMADA, M., NAKAMURA, H., OAKU, H., MITOMI, Y. et MUKAIDA, A. (1997). OCTS (Ocean Color and Temperature Scanner). In *IGARSS'97. 1997 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings. Remote Sensing - A Scientific Vision for Sustainable Development*, volume 4, pages 2075–2077, Singapore. IEEE.
- KESHA, N. (2004). Distance metrics and band selection in hyperspectral processing with applications to material identification and spectral libraries. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(7):1552–1565.
- KIRK, J. T. O. (1994). *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*, volume 32. Cambridge University Press, Cambridge.
- KNAEPS, E., DOGLIOTTI, A. I., RAYMAEKERS, D., RUDDICK, K. et STERCKX, S. (2012). In situ evidence of non-zero reflectance in the OLCI 1020nm band for a turbid estuary. *Remote Sensing of Environment*, 120:133–144.
- KNAEPS, E., RUDDICK, K., DOXARAN, D., DOGLIOTTI, A., NECHAD, B., RAYMAEKERS, D. et STERCKX, S. (2015). A SWIR based algorithm to retrieve total suspended matter in extremely turbid waters. *Remote Sensing of Environment*, 168:66–79.
- KOEPKE, P. (1984). Effective reflectance of oceanic whitecaps. *Applied Optics*, 23(11):1816.
- KOU, L., LABRIE, D. et CHYLEK, P. (1993). Refractive indices of water and ice in the 065- to 25- μm spectral range. *Applied Optics*, 32(19):3531.
- KRUSE, F., LEFKOFF, A., BOARDMAN, J., HEIDEBRECHT, K., SHAPIRO, A., BARLOON, P. et GOETZ, A. (1993). The spectral image processing system (SIPS)—interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data. *Remote Sensing of Environment*, 44(2-3):145–163.
- KUCHINKE, C. P., GORDON, H. R., HARDING, L. W. et VOSS, K. J. (2009). Spectral optimization for constituent retrieval in Case 2 waters II : Validation study in the Chesapeake Bay. *Remote Sensing of Environment*, 113(3):610–621.
- KYRYLIUK et KRATZER (2019). Evaluation of Sentinel-3A OLCI Products Derived Using the Case-2 Regional CoastColour Processor over the Baltic Sea. *Sensors*, 19(16):3609.

- LAND, P. E. et HAIGH, J. D. (1996). Atmospheric correction over case 2 waters with an iterative fitting algorithm. *Applied Optics*, 35(27):5443.
- LAVENDER, S. J., PINKERTON, M. H., MOORE, G. F., AIKEN, J. et BLONDEAU-PATISSIER, D. (2005). Modification to the atmospheric correction of SeaWiFS ocean colour images over turbid waters. *Continental Shelf Research*, 25(4):539–555.
- LEE, Z., AHN, Y.-H., MOBLEY, C. et ARNONE, R. (2010). Removal of surface-reflected light for the measurement of remote-sensing reflectance from an above-surface platform. *Optics Express*, 18(25):26313.
- LEE, Z., CARDER, K. L. et ARNONE, R. A. (2002). Deriving inherent optical properties from water color : a multiband quasi-analytical algorithm for optically deep waters. *Applied Optics*, 41(27):5755.
- LEE, Z., CARDER, K. L., MOBLEY, C. D., STEWARD, R. G. et PATCH, J. S. (1998). Hyperspectral remote sensing for shallow waters. I. A semianalytical model. *Applied optics*, 37(27): 6329–38.
- LEE, Z., CARDER, K. L., MOBLEY, C. D., STEWARD, R. G. et PATCH, J. S. (1999). Hyperspectral remote sensing for shallow waters : 2 Deriving bottom depths and water properties by optimization. *Applied Optics*, 38(18):3831.
- LEE, Z. P., DARECKI, M., CARDER, K. L., DAVIS, C. O., STRAMSKI, D. et RHEA, W. J. (2005). Diffuse attenuation coefficient of downwelling irradiance : An evaluation of remote sensing methods. *Journal of Geophysical Research C : Oceans*, 110(2):1–9.
- LENOBLE, J., HERMAN, M., DEUZÉ, J., LAFRANCE, B., SANTER, R. et TANRÉ, D. (2007). A successive order of scattering code for solving the vector equation of transfer in the earth's atmosphere with aerosols. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 107(3): 479–507.
- LEVY, R. C., REMER, L. A., KLEIDMAN, R. G., MATTOO, S., ICHOKU, C., KAHN, R. et ECK, T. F. (2010). Global evaluation of the Collection 5 MODIS dark-target aerosol products over land. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(21):10399–10420.
- LLOYD, S. (1982). Least squares quantization in PCM. *IEEE Transactions on Information Theory*, 28(2):129–137.
- LOISEL, H., LUBAC, B., DESSAILLY, D., DUFORET-GAURIER, L. et VANTREPOTTE, V. (2010). Effect of inherent optical properties variability on the chlorophyll retrieval from ocean

- color remote sensing : an in situ approach. *Optics Express*, 18(20):20949.
- LOISEL, H., MANGIN, A., VANTREPOTTE, V., DESSAILLY, D., NGOC DINH, D., GARNESON, P., OUILLO, S., LEFEBVRE, J. P., MÉRIAUX, X. et MINH PHAN, T. (2014). Variability of suspended particulate matter concentration in coastal waters under the Mekong's influence from ocean color (MERIS) remote sensing over the last decade. *Remote Sensing of Environment*, 150:218–230.
- LOISEL, H., MÉRIAUX, X., POTEAU, A., ARTIGAS, L. F., LUBAC, B., GARDEL, A., CAILLAUD, J. et LESOURD, S. (2009). Analyze of the inherent optical properties of French Guiana coastal waters for remote sensing applications. *Journal Of Coastal Research*, 2(56):1532 – 1536.
- LOISEL, H. et MOREL, A. (1998). Light scattering and chlorophyll concentration in case 1 waters : A reexamination. *Limnology and Oceanography*, 43(5):847–858.
- LOISEL, H. et MOREL, A. (2001). Non-isotropy of the upward radiance field in typical coastal (Case 2) waters. *International Journal of Remote Sensing*, 22(2-3):275–295.
- LOISEL, H. et 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. *Applied Optics*, 39(18):3001.
- LUBAC, B. et LOISEL, H. (2007). Variability and classification of remote sensing reflectance spectra in the eastern English Channel and southern North Sea. *Remote Sensing of Environment*, 110(1):45–58.
- MALENOVSKÝ, Z., ROTT, H., CIHLAR, J., SCHAEPMAN, M. E., GARCÍA-SANTOS, G., FERNANDES, R. et BERGER, M. (2012). Sentinels for science : Potential of Sentinel-1, -2, and -3 missions for scientific observations of ocean, cryosphere, and land. *Remote Sensing of Environment*, 120:91–101.
- MAO, Z., CHEN, J., HAO, Z., PAN, D., TAO, B. et ZHU, Q. (2013). A new approach to estimate the aerosol scattering ratios for the atmospheric correction of satellite remote sensing data in coastal regions. *Remote Sensing of Environment*, 132:186–194.
- MAO, Z., PAN, D., HAO, Z., CHEN, J., TAO, B. et ZHU, Q. (2014). A potentially universal algorithm for estimating aerosol scattering reflectance from satellite remote sensing data. *Remote Sensing of Environment*, 142:131–140.
- MCCLAIN, C., ESAIAS, W., FELDMAN, G., FROUIN, R., GREGG, W. et HOOKER, S. (2002). The Proposal for the NASA Sensor Intercalibration and Merger for Biological and

- Interdisciplinary Oceanic Studies (SIMBIOS) Program , 1995. Rapport technique April, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, United States.
- MCCLAIN, C. R., BARNES, R. A., EPLEE, R. E., FRANZ, B. A., HSU, N. C., PATT, F. S., PIETRAS, C. M., ROBINSON, W. D., SCHIEBER, B. D., SCHMIDT, G. M., WANG, M., BAILEY, S. W. et WERDELL, P. J. (2000). SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses , Part 2. Rapport technique, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, United States.
- MCCLAIN, C. R., FELDMAN, G. C. et HOOKER, S. B. (2004). An overview of the SeaWiFS project and strategies for producing a climate research quality global ocean bio-optical time series. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 51(1-3):5–42.
- MÉLIN, F. et VANTREPOTTE, V. (2015). How optically diverse is the coastal ocean? *Remote Sensing of Environment*, 160:235–251.
- MOBLEY, C. D. (1989). A numerical model for the computation of radiance distributions in natural waters with wind-roughened surfaces. *Limnology and Oceanography*, 34(8): 1473–1483.
- MOBLEY, C. D. (1994a). *Light and Water : Radiative transfer in the natural waters*. San Diego : Academic Press.
- MOBLEY, C. D. (1994b). Ligth and Water : Radiative Transfer in Natural Waters. In *Ligth and Water : Radiative Transfer in Natural Waters*, page 592.
- MOBLEY, C. D. (1994c). Monte Carlo Methods. In *Light and Water : Radiative Transfer in Natural Waters*, pages 319–340.
- MOBLEY, C. D. (1994d). Optical Properties of Water. In *Light and waters : Radiative Transfer in Natural Waters*, pages 60–144.
- MOBLEY, C. D. (1999). Estimation of the remote-sensing reflectance from above-surface measurements. *Applied Optics*, 38(36):7442.
- MOBLEY, C. D. (2015). Polarized reflectance and transmittance properties of windblown sea surfaces. *Applied Optics*, 54(15):4828.
- MOBLEY, C. D., BOSS, E. et ROESLER, C. (2017). Ocean Optics Web Book • A collaborative web-based book on optical oceanography.
- MOBLEY, C. D., STRAMSKI, D., BISSETT, W. P. et BOSS, E. (2004). Optical modeling of ccean waters : Is the Case 1 - Case 2 classification still useful? *Oceanography*, 17(2):60–67.

- MOBLEY, C. D. et SUNDMAN, L. K. (2013). Hydrolight 5.2 Ecolight 5.2 Technical documentation. Rapport technique, Sequoia Scientific Inc., Bellevue, Washington.
- MOBLEY, C. D., SUNDMAN, L. K. et BOSS, E. (2002). Phase function effects on oceanic light fields. *Applied Optics*, 41(6):1035.
- MOBLEY, C. D., WERDELL, P. J., FRANZ, B., AHMAD, Z. et BAILEY, S. W. (2016). Atmospheric Correction for Satellite Ocean Color Radiometry. Rapport technique June, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, United States.
- MOGRANE, M. A., JAMET, C., LOISEL, H., VANTREPOTTE, V., MÉRIAUX, X. et CAUVIN, A. (2019). Evaluation of Five Atmospheric Correction Algorithms over French Optically-Complex Waters for the Sentinel-3A OLCI Ocean Color Sensor. *Remote Sensing*, 11(6):668.
- MONAHAN, E. C. et MUIRCHEARTAIGH, I. (1980). Optimal Power-Law Description of Oceanic Whitecap Coverage Dependence on Wind Speed. *Journal of Physical Oceanography*, 10(12):2094–2099.
- MOORE, G. et LAVENDER, S. (2010). OLCI Bright Waters AC (mesotrophic to high turbidity). Rapport technique, Bio-Optika, ARGANS Ltd.
- MOORE, G. F., AIKEN, J. et LAVENDER, S. J. (1999). The atmospheric correction of water colour and the quantitative retrieval of suspended particulate matter in Case II waters : Application to MERIS. *International Journal of Remote Sensing*, 20(9):1713–1733.
- MOORE, G. F., MAZERAN, C. et HUOT, J. P. (2017). Case II.S Bright Pixel Atmospheric Correction. Rapport technique 5.3, European Space Agency.
- MOORE, T., CAMPBELL, J. et HUI FENG (2001). A fuzzy logic classification scheme for selecting and blending satellite ocean color algorithms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(8):1764–1776.
- MOORE, T. S., CAMPBELL, J. W. et DOWELL, M. D. (2009). A class-based approach to characterizing and mapping the uncertainty of the MODIS ocean chlorophyll product. *Remote Sensing of Environment*, 113(11):2424–2430.
- MOREL, A. (1974). Optical properties of pure water and pure sea water. In JERLOV, N. G. et STEEMAN NIELSEN, E., éditeurs : *Optical aspects of oceanography*, chapitre Chapter 1, pages 1–24. Academic Press, Villefrance sur mer.

- MOREL, A. (1980). In-water and remote measurements of ocean color. *Boundary-Layer Meteorology*, 18(2):177–201.
- MOREL, A. (1988). Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case I waters). *Journal of Geophysical Research*, 93(C9):10749.
- MOREL, A. et ANTOINE, D. (1994). Heating Rate within the Upper Ocean in Relation to its Bio-optical State. *Journal of Physical Oceanography*, 24(7):1652–1665.
- MOREL, A., ANTOINE, D. et GENTILI, B. (2002). Bidirectional reflectance of oceanic waters : accounting for Raman emission and varying particle scattering phase function. *Applied Optics*, 41(30):6289.
- MOREL, A. et BÉLANGER, S. (2006). Improved detection of turbid waters from ocean color sensors information. *Remote Sensing of Environment*, 102(3-4):237–249.
- MOREL, A. et GENTILI, B. (1991). Diffuse reflectance of oceanic waters : its dependence on Sun angle as influenced by the molecular scattering contribution. *Applied Optics*, 30(30):4427.
- MOREL, A. et GENTILI, B. (1993). Diffuse reflectance of oceanic waters II Bidirectional aspects. *Applied Optics*, 32(33):6864.
- MOREL, A. et GENTILI, B. (1996). Diffuse reflectance of oceanic waters III Implication of bidirectionality for the remote-sensing problem. *Applied Optics*, 35(24):4850.
- MOREL, A. et PRIEUR, L. (1977). Analysis of variations in ocean color1. *Limnology and Oceanography*, 22(4):709–722.
- MOREL, A. Y. et GORDON, H. R. (1980). Report of the working group on water color. *Boundary-Layer Meteorology*, 18(3):343–355.
- MOULIN, C., GORDON, H. R., CHOMKO, R. M., BANZON, V. F. et EVANS, R. H. (2001). Atmospheric correction of ocean imagery through thick layers of Saharan dust. *Geophysical Research Letters*, 28(1):5–8.
- MOUW, C. B., GREB, S., AURIN, D., DIGIACOMO, P. M., LEE, Z., TWARDOWSKI, M., BINDING, C., HU, C., MA, R., MOORE, T., MOSES, W. et CRAIG, S. E. (2015). Aquatic color radiometry remote sensing of coastal and inland waters : Challenges and recommendations for future satellite missions. *Remote Sensing of Environment*, 160:15–30.
- MUELLER, J. L., BROWN, S. W., CLARK, D. K., JOHNSON, B. C., YOON, H., LYKKE, K. R., FLORA, S. J., FEINHOLZ, M., SOUAIDIA, N., PIETRAS, C., STONE, T. C., YARBROUGH, M. A.,

- KIM, Y. S. et BARNES, R. A. (2004). Ocean Optics Protocols For Satellite Ocean Color Sensor Validation, Revision 5, Volume VI : Special Topics in Ocean Optics Protocols, Part 2. Rapport technique February, Goddard Space Flight Space Center, Greenbelt, Maryland, United States.
- MUELLER, J. L., FARGION, G. S., MCCLAIN, C. R., CLARK, D. K., YUEN, M., KUWAHARA, V. S., STRUTTON, P. G., CHAVEZ, F. P., LAZIN, G., MCLEAN, S., LEWIS, M. R., BROWN, S. W., JOHNSON, B. C., LYKKE, K. R., YARBROUGH, M. A., FEINHOLZ, M. E., FLORA, S. J., BROENKOW, W., KIM, Y. S., DICKEY, T. D., MANOV, D., ZHENG, X., ABBOTT, M. R., LETELIER, R. M., BARNARD, A. H., MORRISON, J. R., SUBRAMANIAM, A., HARDING JR., L. W. et BARNES, R. A. (2003a). Special Topics in Ocean Optics Protocols and Appendices. Rapport technique 4, Goddard Space Flight Space Center, Greenbelt, Maryland, United States.
- MUELLER, J. L., MOREL, A., FROUIN, R., DAVIS, C. O., ARNONE, R. a., CARDER, K. L., LEE, Z., STEWARD, R. G., HOOKER, S. B., MOBLEY, C. D., MCLEAN, S., HOLBEN, B. N., MILLER, M., PIETRAS, C., KNOBELSPIESSE, K. D., FARGION, G. S., PORTER, J. et VOSS, K. J. (2003b). Radiometric Measurements and Data Analysis Protocols. *Ocean Optics Protocols For Satellite Ocean Color Sensor Validation, Revision 4*, III(4):78.
- MUELLER, J. L., PIETRAS, C., HOOKER, S. B., AUSTIN, R. W., MILLER, M., KNOBELSPIESSE, K. D., FROUIN, R., HOLBEN, B. et VOSS, K. J. (2003c). Instrument specifications, characterization and calibration. Rapport technique 4, Goddard Space Flight Space Center, Greenbelt, Maryland, United States.
- MÜLLER, D., KRASEMANN, H., BREWIN, R. J., BROCKMANN, C., DESCHAMPS, P. Y., DOERFFER, R., FOMFERRA, N., FRANZ, B. A., GRANT, M. G., GROOM, S. B., MÉLIN, F., PLATT, T., REGNER, P., SATHYENDRANATH, S., STEINMETZ, F. et SWINTON, J. (2015). The Ocean Colour Climate Change Initiative : I. A methodology for assessing atmospheric correction processors based on in-situ measurements. *Remote Sensing of Environment*, 162:242–256.
- NECHAD, B., RUDDICK, K., SCHROEDER, T., OUBELKHEIR, K., BLONDEAU-PATISSIER, D., CHERUKURU, N., BRANDO, V., DEKKER, A., CLEMENTSON, L., BANKS, A. C., MARITORENA, S., WERDELL, P. J., SÁ, C., BROTAS, V., CABALLERO DE FRUTOS, I., AHN,

- Y. H., SALAMA, S., TILSTONE, G., MARTINEZ-VICENTE, V., FOLEY, D., MCKIBBEN, M., NAHORNIK, J., PETERSON, T., SILIÒ-CALZADA, A., RÖTTGERS, R., LEE, Z., PETERS, M. et BROCKMANN, C. (2015). CoastColour Round Robin data sets : A database to evaluate the performance of algorithms for the retrieval of water quality parameters in coastal waters. *Earth System Science Data*, 7(2):319–348.
- NECHAD, B., RUDDICK, K. G. et NEUKERMANS, G. (2009). Calibration and validation of a generic multisensor algorithm for mapping of turbidity in coastal waters. In BOSTATER, Jr., C. R., MERTIKAS, S. P., NEYT, X. et VELEZ-REYES, M., éditeurs : *Remote Sensing of Environment*, volume 114, page 74730H.
- NECHAD, B., RUDDICK, K. G. et PARK, Y. (2010). Calibration and validation of a generic multisensor algorithm for mapping of total suspended matter in turbid waters. *Remote Sensing of Environment*, 114(4):854–866.
- NEUKERMANS, G., RUDDICK, K., LOISEL, H. et ROOSE, P. (2012). Optimization and quality control of suspended particulate matter concentration measurement using turbidity measurements. *Limnology and Oceanography : Methods*, 10(12):1011–1023.
- NIEKE, J., BORDE, F., MAVROCORDATOS, C., BERRUTI, B., DELCLAUD, Y., RITI, J. B. et GARNIER, T. (2012). The Ocean and Land Colour Imager (OLCI) for the Sentinel 3 GMES Mission : status and first test results. In SHIMODA, H., XIONG, X., CAO, C., GU, X., KIM, C. et KIRAN KUMAR, A. S., éditeurs : *Proceedings of Earth Observing Missions and Sensors : Development, Implementation, and Characterization II*, volume 8528, page 85280C, Kyoto. SPIE.
- NOBILEAU, D. et ANTOINE, D. (2005). Detection of blue-absorbing aerosols using near infrared and visible (ocean color) remote sensing observations. *Remote Sensing of Environment*, 95(3):368–387.
- NORTH, P., GREY, W., HECKEL, A., FISCHER, J., PREUSKER, R. et BROCKMANN, C. (2009). MERIS / AATSR Synergy Algorithms for Cloud Screening, Aerosol Retrieval, and Atmospheric Correction. Rapport technique 3.1, Swansea University, Free University of Berlin, Brockmann Consult.
- NORTH, P. et HECKEL, A. (2010). SYN Algorithm Theoretical Basis Document. Rapport technique, Swansea University, Swansea, United Kingdom.

- OO, M., VARGAS, M., GILSON, A., GROSS, B., MOSHARY, F. et AHMED, S. (2008). Improving atmospheric correction for highly productive coastal waters using the short wave infrared retrieval algorithm with water-leaving reflectance constraints at 412 nm. *Appl Opt*, 47(21):3846–3859.
- O'REILLY, J. E., MARITORENA, S., MITCHELL, B. G., SIEGEL, D. A., CARDER, K. L., GARVER, S. A., KAHRU, M. et MCCLAIN, C. (1998). Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 103(C11):24937–24953.
- PAN, Y., SHEN, F. et VERHOEF, W. (2017). An improved spectral optimization algorithm for atmospheric correction over turbid coastal waters : A case study from the Changjiang (Yangtze) estuary and the adjacent coast. *Remote Sensing of Environment*, 191:197–214.
- PEREIRA-SANDOVAL, M., RUESCAS, A., URREGO, P., RUIZ-VERDÚ, A., DELEGIDO, J., TENJO, C., SORIA-PERPINYÀ, X., VICENTE, E., SORIA, J. et MORENO, J. (2019). Evaluation of Atmospheric Correction Algorithms over Spanish Inland Waters for Sentinel-2 Multi Spectral Imagery Data. *Remote Sensing*, 11(12):1469.
- PETZOLD, T. J. (1972). Volume Scattering Functions for Selected Ocean Waters. Rapport technique, UC San Diego : Scripps Institution of Oceanography, Warminster.
- PLATT, U., PFEILSTICKER, K. et VOLLMER, M. (2007). Radiation and Optics in the Atmosphere. In TRÄGER, F., éditeur : *Springer Handbook of Lasers and Optics*, pages 1165–1203. Springer New York, New York, NY.
- POPE, R. M. et FRY, E. S. (1997). Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water II Integrating cavity measurements. *Applied Optics*, 36(33):8710.
- PREISENDORFER, R. W. (1976). *Hydrologic Optics*, volume I. Honolulu : U.S. Dept. of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, Environmental Research Laboratories, Pacific Marine Environmental Laboratory.
- PREUSKER, R. et FISCHER, J. (2009). Remote sensing of aerosol over ocean using a synergy of MERIS and AATSR. Rapport technique 1.0.
- RAST, M., BEZY, J. L. et BRUZZI, S. (1999). The ESA Medium Resolution Imaging Spectrometer MERIS a review of the instrument and its mission. *International Journal of Remote Sensing*, 20(9):1681–1702.
- RODIER, J., LEGUBE, B., MERLET, N., BRUNET, R., MIALOCQ, J.-C., LEROY, P., HOUSSIN, M., LAVISON, G., BECHEMIN, C., VINCENT, M., REBOUILLON, P., MOULIN, L., CHOMODÉ, P.,

- DUJARDIN, P., GOSSELIN, S., SEUX, R. et AL MARDINI, F. (2009). *Analyse de l'eau Rodier. 9ème édition.* Dunod Paris, Paris, 9 édition.
- ROUQUIÉ, B., HAGOLLE, O., BRÉON, F. M., BOUCHER, O., DESJARDINS, C. et RÉMY, S. (2017). Using copernicus atmosphere monitoring service products to constrain the aerosol type in the atmospheric correction processor MAJA. *Remote Sensing*, 9(12).
- RUDDICK, K., DE CAUWER, V. et VAN MOL, B. (2005). Use of the near infrared similarity reflectance spectrum for the quality control of remote sensing data. *Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering*, 5885(August).
- RUDDICK, K. et VANHELLEMONT, Q. (2015). Use of the New Olci and Slstr Bands for Atmospheric Correction Over Turbid Coastal and Inland Waters. In OUWEHAND, L., éditeur : *Proceedings of the Sentinel-3 for Science Workshop*, numéro SP-734 de 734, pages 1–5, Venice-Lido. ESA Special Publication.
- RUDDICK, K. G. (2017). Technical Report TR-1 "Measurement Requirements and Protocols when Operating Fiducial Reference Measurement (FRM) Ocean Colour Radiometers (OCR) used for Satellite Validation". Rapport technique, Royal Belgian Institute for Natural Sciences, Brussels.
- RUDDICK, K. G., CAUWER, V. D., PARK, Y.-j. et MOORE, G. (2006a). Web Appendix 1 Data processing : Scan selection and averaging. *Limnology and Oceanography*, 51(2):1167–1179.
- RUDDICK, K. G., DE CAUWER, V., PARK, Y.-J. et MOORE, G. (2006b). Seaborne measurements of near infrared water-leaving reflectance : The similarity spectrum for turbid waters. *Limnology and Oceanography*, 51(2):1167–1179.
- RUDDICK, K. G., OVIDIO, F. et RIJKEBOER, M. (2000). Atmospheric correction of SeaWiFS imagery for turbid coastal and inland waters. *Applied Optics*, 39(6):897.
- SALOMONSON, V., BARNES, W., MAYMON, P., MONTGOMERY, H. et OSTROW, H. (1989). MODIS : advanced facility instrument for studies of the Earth as a system. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 27(2):145–153.
- SANWLANI, N., CHAUHAN, P. et NAVALGUND, R. R. (2014). Atmospheric correction based on inherent optical properties of sea water at NIR wavelengths combined with an automated aerosol spectra determination (ASD) technique. *Int. J. Remote Sens.*, 35(10): 3631–3650.

- SATHYENDRANATH, S. et MOREL, A. (1983). Light Emerging from the Sea — Interpretation and Uses in Remote Sensing. In CRACKNELL, A. P., éditeur : *Remote Sensing Applications in Marine Science and Technology*, pages 323–357. Springer Netherlands, Dordrecht.
- SATHYENDRANATH, S. et PLATT, T. (1997). Analytic model of ocean color. *Applied Optics*, 36(12):2620.
- SAULQUIN, B., FABLET, R., BOURG, L., MERCIER, G. et D'ANDON, O. F. (2016). MEETC2 : Ocean color atmospheric corrections in coastal complex waters using a Bayesian latent class model and potential for the incoming sentinel 3 - OLCI mission. *Remote Sensing of Environment*, 172:39–49.
- SCHILLER, H. et DOERFFER, R. (1999). Neural network for emulation of an inverse model operational derivation of Case II water properties from MERIS data. *International Journal of Remote Sensing*, 20(9):1735–1746.
- SCHROEDER, T., BEHNERT, I., SCHAALÉ, M., FISCHER, J. et DOERFFER, R. (2007). Atmospheric correction algorithm for MERIS above case-2 waters. *International Journal of Remote Sensing*, 28(7):1469–1486.
- SEGELSTEIN, D. J. (1981). *The complex refractive index of water*. Thèse de doctorat, University of Missouri-Kansas City.
- SHANMUGAM, P. (2012). CAAS : An atmospheric correction algorithm for the remote sensing of complex waters. *Annales Geophysicae*, 30(1):203–220.
- SHANMUGAM, P. et AHN, Y.-H. (2007). New atmospheric correction technique to retrieve the ocean colour from SeaWiFS imagery in complex coastal waters. *Journal of Optics A : Pure and Applied Optics*, 9(5):511–530.
- SHETTLE, E. P. et FENN, R. W. (1979). Models for the Aerosols of the Lower Atmosphere and the Effects of Humidity Variations on Their Optical Properties. Rapport technique, Air Force Geophys. Lab., Hanscom AFB.
- SHI, W. et WANG, M. (2007). Detection of turbid waters and absorbing aerosols for the MODIS ocean color data processing. *Remote Sensing of Environment*, 110(2):149–161.
- SHI, W. et WANG, M. (2009). An assessment of the black ocean pixel assumption for MODIS SWIR bands. *Remote Sensing of Environment*, 113(8):1587–1597.
- SIEGEL, D. A. (2005a). Colored dissolved organic matter and its influence on the satellite-based characterization of the ocean biosphere. *Geophysical Research Letters*, 32(20):

L20605.

- SIEGEL, D. A. (2005b). Independence and interdependencies among global ocean color properties : Reassessing the bio-optical assumption. *Journal of Geophysical Research*, 110(C7):C07011.
- SIEGEL, D. A., WANG, M., MARITORENA, S. et ROBINSON, W. (2000). Atmospheric correction of satellite ocean color imagery : the black pixel assumption. *Applied Optics*, 39(21):3582.
- SINGH, R. K. et SHANMUGAM, P. (2014a). A novel method for estimation of aerosol radiance and its extrapolation in the atmospheric correction of satellite data over optically complex oceanic waters. *Remote Sensing of Environment*, 142:188–206.
- SINGH, R. K. et SHANMUGAM, P. (2014b). Corrigendum to "A novel method for estimation of aerosol radiance and its extrapolation in the atmospheric correction of satellite data over optically complex oceanic waters" [*Remote Sensing of Environment* 142 (2014) 188-206]. *Remote Sensing of Environment*, 148:222–223.
- SMIRNOV, A., HOLBEN, B. N., SLUTSKER, I., GILES, D. M., MCCLAIN, C. R., ECK, T. F., SAKERIN, S. M., MACKE, A., CROOT, P., ZIBORDI, G., QUINN, P. K., SCIARE, J., KINNE, S., HARVEY, M., SMYTH, T. J., PIKETH, S., ZIELINSKI, T., PROSHUTINSKY, A., GOES, J. I., NELSON, N. B., LAROUCHE, P., RADIONOV, V. F., GOLOUB, P., KRISHNA MOORTHY, K., MATARRESE, R., ROBERTSON, E. J. et JOURDIN, F. (2009). Maritime Aerosol Network as a component of Aerosol Robotic Network. *Journal of Geophysical Research*, 114(D6):D06204.
- SMITH, R. C. et BAKER, K. S. (1981). Optical properties of the clearest natural waters (200–800 nm). *Applied Optics*, 20(2):177.
- SOGANDARES, F. M. et FRY, E. S. (1997). Absorption spectrum (340–640 nm) of pure water I Photothermal measurements. *Applied Optics*, 36(33):8699.
- SOHN, Y., MORAN, E. et GURRI, F. (1999). Deforestation in North-Central Yucatan (1985-1995) : Mapping secondary succession of forest and agricultural land use in Sotuta using the cosine of the angle concept. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 65(8):947–958.
- STAMNES, K., LI, W., YAN, B., EIDE, H., BARNARD, A., PEGAU, W. S. et STAMNES, J. J. (2003). Accurate and self-consistent ocean color algorithm : simultaneous retrieval of aerosol optical properties and chlorophyll concentrations. *Applied Optics*, 42(6):939.

- STEINMETZ, F., DESCHAMPS, P.-Y. et RAMON, D. (2011). Atmospheric correction in presence of sun glint : application to MERIS. *Optics Express*, 19(10):9783.
- STEINMETZ, F., RAMON, D. et DESCHAMPS, P.-Y. (2016). ATBD v1 - Polymer atmospheric correction algorithm. Rapport technique, Plymouth Marine Laboratory, Plymouth, United Kingdom.
- STERCKX, S., KNAEPS, E., ADRIAENSEN, S., REUSEN, I., KEUKELAERE, L. D. et HUNTER, P. (2015). Opera : an Atmospheric Correction for Land and Water. In *Proceedings of the Sentinel-3 for Science Workshop*, numéro 1, pages 3–6.
- STRAMSKA, M. et PETELSKI, T. (2003). Observations of oceanic whitecaps in the north polar waters of the Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 108(C3):3086.
- STRAMSKI, D., BOSS, E., BOGUCKI, D. et VOSS, K. J. (2004). The role of seawater constituents in light backscattering in the ocean. *Progress in Oceanography*, 61(1):27–56.
- STUMPF, R. P., ARNONE, R. A., GOULD, R. W., MARTINOLICH, P. et RANSIBRAHMANAKUL, V. (2003). Algorithm Updates for the Fourth SeaWiFS Data Reprocessing(2003). Rapport technique.
- SZETO, M., WERDELL, P. J., MOORE, T. S. et CAMPBELL, J. W. (2011). Are the world's oceans optically different? *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 116(10):1–14.
- THOMAS, G. E. et STAMNES, K. (1999). *Radiative Transfer in the Atmosphere and Ocean*. Cambridge University Press, Cambridge.
- THOMPSON, D. R., ROBERTS, D. A., GAO, B. C., GREEN, R. O., GUILD, L., HAYASHI, K., KUDELA, R. et PALACIOS, S. (2016). Atmospheric correction with the Bayesian empirical line. *Optics Express*, 24(3):2134.
- TIAN, L., ZENG, Q., TIAN, X., LI, J., ZHENG WANG et LI, W. (2016). Water environment remote sensing atmospheric correction of Geostationary Ocean Color Imager data over turbid coastal waters in the Bohai Sea using artificial neural networks. *Current Science*, 110(6):1079–1085.
- TIBSHIRANI, R., WALTHER, G. et HASTIE, T. (2001). Estimating the number of clusters in a data set via the gap statistic. *Journal of the Royal Statistical Society : Series B (Statistical Methodology)*, 63(2):411–423.
- TOOLE, D. A., SIEGEL, D. A., MENZIES, D. W., NEUMANN, M. J. et SMITH, R. C. (2000). Remote-sensing reflectance determinations in the coastal ocean environment : impact of

- instrumental characteristics and environmental variability. *Applied Optics*, 39(3):456.
- TZORTZIOU, M., HERMAN, J. R., GALLEGOS, C. L., NEALE, P. J., SUBRAMANIAM, A., HARDING, L. W. et AHMAD, Z. (2006). Bio-optics of the Chesapeake Bay from measurements and radiative transfer closure. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 68(1-2): 348–362.
- VALLIS, G. K. (2012). Climate and the Oceans. pages 1–231.
- VANHELLEMONT, Q. et RUDDICK, K. (2015). Advantages of high quality SWIR bands for ocean colour processing : Examples from Landsat-8. *Remote Sensing of Environment*, 161: 89–106.
- VANTREPOTTE, V., BRUNET, C., MÉRIAUX, X., LÉCUYER, E., VELLUCCI, V. et SANTER, R. (2007). Bio-optical properties of coastal waters in the Eastern English Channel. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 72(1-2):201–212.
- VANTREPOTTE, V., DANHIEZ, F.-P., LOISEL, H., OUILLON, S., MÉRIAUX, X., CAUVIN, A. et DESSAILLY, D. (2015). CDOM-DOC relationship in contrasted coastal waters : implication for DOC retrieval from ocean color remote sensing observation. *Optics Express*, 23(1):33.
- VANTREPOTTE, V., GENSAC, E., LOISEL, H., GARDEL, A., DESSAILLY, D. et MÉRIAUX, X. (2013). Satellite assessment of the coupling between in water suspended particulate matter and mud banks dynamics over the French Guiana coastal domain. *Journal of South American Earth Sciences*, 44:25–34.
- VANTREPOTTE, V., LOISEL, H., DESSAILLY, D. et MÉRIAUX, X. (2012). Optical classification of contrasted coastal waters. *Remote Sensing of Environment*, 123:306–323.
- VANTREPOTTE, V., LOISEL, H., MERIAUX, X., NEUKERMANS, G., DESSAILLY, D., JAMET, C., GENSAC, E. et GARDEL, A. (2011). Seasonal and inter-annual (2002-2010) variability of the suspended particulate matter as retrieved from satellite ocean color sensor over the French Guiana coastal waters. *JOURNAL OF COASTAL RESEARCH*, (64):1750–1754.
- VERMOTE, E., TANRE, D., DEUZE, J., HERMAN, M. et MORCETTE, J.-J. (1997). Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6S : an overview. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35(3):675–686.
- WANG, M. (1999). Atmospheric correction of ocean color sensors : computing atmospheric diffuse transmittance. *Applied Optics*, 38(3):451.

- WANG, M. (2002). The Rayleigh lookup tables for the SeaWiFS data processing : Accounting for the effects of ocean surface roughness. *International Journal of Remote Sensing*, 23(13): 2693–2702.
- WANG, M. (2004). Extrapolation of the aerosol reflectance from the near-infrared to the visible : the single-scattering epsilon vs multiple-scattering epsilon method. *International Journal of Remote Sensing*, 25(18):3637–3650.
- WANG, M. (2005). A refinement for the Rayleigh radiance computation with variation of the atmospheric pressure. *International Journal of Remote Sensing*, 26(24):5651–5663.
- WANG, M., AHN, J.-H., JIANG, L., SHI, W., SON, S., PARK, Y.-J. et RYU, J.-H. (2013). Ocean color products from the Korean Geostationary Ocean Color Imager (GOCI). *Optics Express*, 21(3):3835.
- WANG, M. et BAILEY, S. W. (2001). Correction of sun glint contamination on the SeaWiFS ocean and atmosphere products. *Applied Optics*, 40(27):4790.
- WANG, M. et FRANZ, B. (2000). Comparing the ocean color measurements between MOS and SeaWiFS : a vicarious intercalibration approach for MOS. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38(1):184–197.
- WANG, M. et GORDON, H. R. (1994). A simple, moderately accurate, atmospheric correction algorithm for SeaWiFS. *Remote Sensing of Environment*, 50(3):231–239.
- WANG, M. et SHI (2005). Estimation of ocean contribution at the MODIS near-infrared wavelengths along the east coast of the U.S. : Two case studies. *Geophysical Research Letters*, 32(13):L13606.
- WANG, M. et SHI, W. (2007). The NIR-SWIR combined atmospheric correction approach for MODIS ocean color data processing. *Optics Express*, 15(24):15722.
- WANG, M., SON, S. H. et SHI, W. (2009). Evaluation of MODIS SWIR and NIR-SWIR atmospheric correction algorithms using SeaBASS data. *Remote Sensing of Environment*, 113(3):635–644.
- WANG, M., TANG, J. et SHI, W. (2007). MODIS-derived ocean color products along the China east coastal region. *Geophysical Research Letters*, 34(6):1–5.
- WEI, J., LEE, Z. et SHANG, S. (2016). A system to measure the data quality of spectral remote sensing reflectance of aquatic environments. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 121(11):8189–8207.

- WORLD CLIMATE RESEARCH PROGRAM (1986). *A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation*, volume WCP-112.
- WOŹNIAK, S. B., STRAMSKI, D., STRAMSKA, M., REYNOLDS, R. A., WRIGHT, V. M., MIKSIC, E. Y., CICHOCKA, M. et CIEPLAK, A. M. (2010). Optical variability of seawater in relation to particle concentration, composition, and size distribution in the nearshore marine environment at Imperial Beach, California. *Journal of Geophysical Research*, 115(C8):C08027.
- YANG, H. et GORDON, H. R. (1997). Remote sensing of ocean color : assessment of water-leaving radiance bidirectional effects on atmospheric diffuse transmittance. *Applied Optics*, 36(30):7887.
- YE, H., LI, J., LI, T., SHEN, Q., ZHU, J., WANG, X., ZHANG, F., ZHANG, J. et ZHANG, B. (2016). Spectral classification of the Yellow Sea and implications for coastal ocean color remote sensing. *Remote Sensing*, 8(4).
- ZAGOLSKI, F., SANTER, R. et AZNAY, O. (2007). A new climatology for atmospheric correction based on the aerosol inherent optical properties. *Journal of Geophysical Research*, 112(D14):D14208.
- ZANEVELD, J. R. V. (1995). A theoretical derivation of the dependence of the remotely sensed reflectance of the ocean on the inherent optical properties. *Journal of Geophysical Research*, 100(C7):13135.
- ZHU, J., CHEN, J., MATSUSHITA, B., YANG, W. et FUKUSHIMA, T. (2012). Atmospheric correction of ENVISAT/MERIS data over case II waters : the use of black pixel assumption in oxygen and water vapour absorption bands. *International Journal of Remote Sensing*, 33(12):3713–3732.
- ZIBORDI, G., MELIN, F. et BERTHON, J. F. (2018). A regional assessment of OLCI data products. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 15(10):1490–1494.
- ZIBORDI, G., MÉLIN, F., BERTHON, J.-F., HOLBEN, B., SLUTSKER, I., GILES, D., D'ALIMONTE, D., VANDEMARK, D., FENG, H., SCHUSTER, G., FABBRI, B. E., KAITALA, S. et SEPPÄLÄ, J. (2009). AERONET-OC : A Network for the Validation of Ocean Color Primary Products. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(8):1634–1651.
- ZIBORDI, G., RUDDICK, K., ANSKO, I., MOORE, G., KRATZER, S., ICELY, J. et REINART, A. (2012). In situ determination of the remote sensing reflectance : an inter-comparison. *Ocean Science*, 8(4):567–586.

ZIBORDI, G. et VOSS, K. J. (2014). In situ Optical Radiometry in the Visible and Near Infrared. In ZIBORDI, G., DONLON, C. J. et PARR, A. C., éditeurs : *Optical Radiometry for Ocean Climate Measurements*, volume 47, chapitre In Situ Op, pages 247–304. Academic Press is an imprint of Elsevier, Amsterdam, 1 édition.

