



Université du Québec  
à Rimouski

**VALIDATION DES RÉFLECTANCES MARINES  
SATELLITAIRES À L'AIDE DE BOUÉES  
OCÉANOGRAPHIQUES AUTOMATISÉES**

Mémoire présenté

dans le cadre du programme de Maîtrise en géographie

en vue de l'obtention du grade de maître ès science

PAR

© **CLAUDIA C. CARRASCAL LEAL**

Septembre 2017



**Composition du jury :**

**Christian Nozais, président du jury, Université du Québec à Rimouski**

**Simon Bélanger, directeur de recherche, Université du Québec à Rimouski**

**Pierre Larouche, codirecteur de recherche, Institut Maurice-Lamontagne -**

**Ministère des Pêches et Océans Canada**

**Christian Nozais, examinateur interne, Université du Québec à Rimouski**

**Emmanuel Devred, examinateur externe, Institut Océanographique de Bedford -**

**Ministère des Pêches et Océans Canada**

Dépôt initial le 21 avril 2017

Dépôt final le 7 septembre 2017



UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI  
Service de la bibliothèque

Avertissement

La diffusion de ce mémoire ou de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire « *Autorisation de reproduire et de diffuser un rapport, un mémoire ou une thèse* ». En signant ce formulaire, l'auteur concède à l'Université du Québec à Rimouski une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de son travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, l'auteur autorise l'Université du Québec à Rimouski à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de son travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits moraux ni à ses droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, l'auteur conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont il possède un exemplaire.



## REMERCIEMENTS

Je souhaite remercier en premier lieu mon directeur de thèse, Simon Bélanger, pour m'avoir donné l'opportunité de travailler sur un projet intéressant et nouveau pour moi, dans le domaine de l'océanographie physique. J'ai apprécié sa disponibilité, ses réponses rapides même à distance lors de son départ pour une année sabbatique. J'ai appris à travailler avec sa rigueur, ce qui sera un atout pour moi lorsque je serai sur le marché du travail au Canada.

Je voudrais remercier mon codirecteur Pierre Larouche. Merci beaucoup Pierre de m'avoir accueillie à l'Institut Maurice-Lamontagne (l'IML). Merci de m'avoir fourni les données optiques de la bouée IML-4, merci encore pour le temps consacré à expérimenter dans ton laboratoire afin que je comprenne le principe des instruments optiques dans l'eau, merci pour ta disponibilité à codiriger cette thèse, à croire en moi et à m'encourager à bien comprendre le sujet de ma recherche.

Je voudrais faire part de ma gratitude aux membres de mon jury, je nomme M. Christian Nozais et M. Emmanuel Devred qui ont accepté d'être examinateurs interne et externe de ce mémoire de maîtrise.

Je tiens aussi à remercier Mélanie Simard, Claude Belzile et Pascal Rioux (ISMER /UQAR) pour avoir pris le temps de m'expliquer les analyses ainsi que les protocoles au laboratoire. Un grand merci à James Caveen ((ISMER /UQAR) pour son assistance technique, sa disponibilité à régler mes problèmes de logiciels.

Je voudrais également faire part de ma gratitude aux membres du laboratoire d'optique aquatique et de télédétection à l'UQAR, en particulier Clémence Goyens, pour toutes nos discussions en espagnol au sujet de ma recherche, cela m'a beaucoup aidé pour le séminaire de lecture.

Un merci spécial à Thomas Jaegler et Nicolas Casajus (UQAR), vous étiez mes deux maîtres du logiciel RStudio. Vous m'avez énormément aidé à résoudre mes problèmes en R. Merci également à Clément Besnard (UQAR), pour avoir pris le temps de lire mes travaux, tu m'as toujours donné des commentaires positifs. Merci aussi pour ton attitude positive et enthousiaste. Merci aussi aux amis du Département de Géographie de l'UQAR Julien, Antoine, Catherine, Éric, Gwendoline, Hélène, Mathilde, Maude Corriveau, Christian et Zoe de m'avoir si bien accueillie.

Un gros merci spécialement Gabriel L., Frédéric D., et Francis B. (UQAR), pour votre aide physique si précieuse sur le terrain, vous étiez toujours disponibles pour nos sorties en mer.

Je tiens également à remercier l'équipe de l'IML, Laure Devine et Roger Pigeon pour m'avoir fourni les données de *Chl-a* et pour leur disponibilité à répondre par courriel aux questions concernant les données. Merci Peter Galbraith pour votre disponibilité avec le bateau afin de recueillir les données pendant la campagne d'été 2015.

Un merci spécial aux professeurs Thomas Buffin-Bélanger, Alain Caron et Éric Hudier (UQAR) pour leur aide statistique. Lors des cours que j'ai suivis avec eux, ils m'ont aidée à intégrer les notions lors de ma rédaction de la thèse.

Sans oublier des remerciements au personnel administratif du Département de Géographie de l'UQAR : Lyne Bélanger, Mélanie Potvin, Dannie Massé et Diane Proulx, pour m'avoir expliqué plein de choses lors de mon arrivée.

Je m'en voudrais d'oublier de remercier les Services aux étudiants de l'UQAR avec une pensée particulière pour Isabelle Bégin, Annie Duchesne et Guylaine Lévesque. Le travail de bénévolat que j'ai fait avec vous m'a permis de prendre une pause de mon sujet de recherche. J'ai gardé précieusement tes conseils Isabelle.



Merci aussi au personnel du Centre d'aide à la réussite (CAR - UQAR), en particulier à Nathalie Landreville pour votre disponibilité à corriger mes travaux en français et à écouter mes présentations orales dans le temps requis.

Un grand soutien m'a été apporté par le Club d'espagnol de Rimouski « las estrellas de mar », ce qui m'a beaucoup aidé à l'intégration dans le milieu. Je tiens donc à témoigner toute ma gratitude à tous ceux et celles que j'y ai côtoyés, en particulier Hélène Lévesque, Henriette Turbide, Gilles Poirier, Cécile Thériault, Laurent Bérubé, Réal Thériault, Luisa Saji et Luce Pigeon, vous êtes devenus ma famille québécoise. Merci pour cette aide précieuse qui s'est traduite en magasinage, en gardiennage, en co-voiturage et la liste est plus longue encore. Merci Henriette et Luce, mes correctrices de français, vous étiez toujours disponibles à lire et à corriger mes travaux dans le temps requis. Enfin, vous tous, m'avez encouragée à aller au bout de mes rêves.

Merci beaucoup à mes amis à Rimouski en particulier Irene Schloss, Gustavo Ferreyra, Gustavo González et sa famille pour nous avoir accueillis en août 2014. Cette assistance nous a permis de nous installer plus facilement dans notre nouvelle vie. Merci à la famille Coulombe-Delem pour avoir toujours été là quand nous en avons besoin. Nous savions que nous pouvions compter sur votre soutien inconditionnel et vos encouragements. Je remercie toutes les personnes qui ont suivi mes moments de bonheur et de déprime, mes amies et amis de longue date qui m'ont soutenue de près ou de loin, en particulier, Isabel, Matias, Silvina, Romina, Virginia, Sandra et Gabriela.

Je termine avec un remerciement tout spécial à mon mari Alejandro et à notre garçon Matias qui m'ont toujours soutenue durant mes études de maîtrise. Merci pour votre présence, mais surtout merci d'être toujours là.

Ce projet a été rendu possible grâce au soutien financier du Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG).



## RÉSUMÉ

Pour acquérir des paramètres bio-optiques à partir de données de télédétection de la couleur océanique, le signal mesuré par capteur doit être corrigé pour la contribution atmosphérique. En effet, le rayonnement solaire réfléchi par les molécules d'air et les aérosols atmosphériques est significatif dans les bandes de longueurs d'onde d'intérêt pour les applications de la couleur de l'océan. L'élimination de la contribution atmosphérique est appelée la correction atmosphérique (CA). Le problème de CA est potentiellement important dans les eaux très productives et influencées par les apports terrigènes comme l'estuaire du Saint-Laurent. L'objectif principal de ce mémoire de recherche est d'évaluer la précision et l'exactitude de la CA appliquée aux données des capteurs MODIS-Aqua (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) et VIIRS (*Visible and Infrared Imager/Radiometer Suite*) à partir de données radiométriques *in situ* d'une bouée automatisée mouillée dans l'estuaire maritime du Saint-Laurent. L'hypothèse de recherche est que la méthode de CA standard de la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) tend à sous-estimer la réflectance marine ( $R_{rs}$ ) dans les courtes longueurs d'onde en raison de la turbidité des eaux. Les indicateurs statistiques dérivés de la comparaison entre les  $R_{rs}$  satellitaires et les  $R_{rs}$  *in situ* ont montré des résultats relativement similaires à ceux obtenus dans les études précédentes concernant les eaux de Cas-2, avec des erreurs relatives allant de 21% dans la bande verte (551 nm) de VIIRS à 152% dans la bande violette (412 nm) de MODIS-Aqua. Cependant, un biais négatif systématique a été observé pour toutes les longueurs d'onde et ce pour les deux capteurs satellitaires évalués. La précision des algorithmes globaux et régionaux pour obtenir la concentration de chlorophylle-*a* (Chl-*a*) a également été évaluée. Les résultats montrent que les algorithmes globaux surestiment la Chl-*a* lorsque les concentrations sont inférieures à 6 mg.m<sup>-3</sup> et que cette surestimation est exacerbée par les erreurs systématiques de la CA. En somme, les résultats de cette étude montrent clairement qu'une stratégie (nouveaux algorithmes de CA ou ajustement vicair de l'étalonnage des capteurs) se doit d'être mise en place pour résoudre le biais systématique observé dans les données distribuées par la NASA pour l'estuaire maritime du Saint-Laurent.

Mots clés : couleur de l'océan, réflectance marine, chlorophylle-*a*, correction atmosphérique, MODIS-Aqua, VIIRS, OCR\_IML-4, validation, estuaire maritime du Saint-Laurent, Cas-2.



## ABSTRACT

To acquire bio-optical parameters from ocean color remote sensing data, the measured top-of-atmosphere signal must be corrected for atmospheric contribution. Indeed, solar radiation reflected by air molecules and atmospheric aerosols is significant in the wavebands of interest for ocean color applications. Elimination of atmospheric contribution in the data processing is called atmospheric correction (AC). The AC problem is potentially significant in highly productive waters influenced by terrigenous inputs such as the St. Lawrence estuary. The main objective of this research was to evaluate the precision and accuracy of the AC applied to MODIS-Aqua (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) and VIIRS (*Visible and Infrared Imager / Radiometer Suite*) sensors using *in situ* radiometric data of an automated buoy moored in the Lower St. Lawrence Estuary. The research hypothesis was that the *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) standard AC algorithm tends to underestimate marine reflectance ( $R_{rs}$ ) at short wavebands due to water turbidity. The statistical indicators derived from the comparison between satellite  $R_{rs}$  and *in situ*  $R_{rs}$  showed relatively similar results to those obtained in previous Cas-2 waters validation exercises with relative errors ranging from 21% in the green band (551 nm) of VIIRS to 152% in the violet band (412 nm) of MODIS-Aqua. However, a systematic negative bias was observed for all wavelengths for the two satellite sensors evaluated. The accuracy of the global and regional algorithms to estimate the concentration of chlorophyll-*a* (Chl-*a*) was also evaluated. The results show that global algorithms overestimate Chl-*a* when concentrations are less than 6 mg.m<sup>-3</sup> and that this overestimation is exacerbated by systematic AC errors. In summary, the results of this study clearly show that a strategy (new AC algorithms or vicarial adjustment of sensor calibration) has to be implemented to solve the systematic bias observed in the data distributed by NASA for the St-Lawrence Estuary.

Keywords: Ocean color, remote sensing reflectance, chlorophyll, atmospheric correction, MODIS-Aqua, VIIRS, OCR\_IML-4, validation, Saint-Lawrence Lower Estuary, Case – 2.



## TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS .....	vii
RÉSUMÉ .....	xi
ABSTRACT .....	xiii
TABLE DES MATIÈRES .....	xv
LISTE DES TABLEAUX .....	xix
LISTE DES FIGURES .....	xxi
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES .....	xxv
LISTE DES SYMBOLES .....	xxvii
CHAPITRE 1.....	29
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	29
1.1 ÉTAT DES CONNAISSANCES .....	33
1.1.1 Généralités sur la télédétection de la couleur de l’océan.....	33
1.1.2 Principes physiques de la télédétection de la couleur de l’océan .....	37
1.1.3 Les eaux de Cas-1 et Cas-2 : classification optique .....	39
1.1.4 Traitement des données satellitaires de la couleur de l’eau : importance des corrections atmosphériques .....	41
1.1.5 Algorithmes de correction atmosphérique.....	44
1.1.6 Problématique : validation des images de la couleur de l’eau à l’aide des mesures <i>in situ</i> .....	47
1.1.7 Objectifs du mémoire et hypothèse .....	48
CHAPITRE 2.....	51
MÉTHODOLOGIE .....	51

2.1	LA ZONE D'ÉTUDE .....	52
2.1.1	Localisation.....	52
2.1.2	Les caractéristiques océanographiques de l'EMSL.....	53
2.2	PROGRAMME MONITORAGE DE LA ZONE ATLANTIQUE « PMZA ».....	56
2.3	ACQUISITION DES DONNÉES SUR LE TERRAIN À L'ÉTÉ 2015 .....	57
2.3.1	Mesures des propriétés optiques apparentes (AOP).....	58
2.3.2	Mesures des propriétés optiques inhérentes (IOP) .....	60
2.3.3	Mesures discrètes des eaux de surface.....	62
2.3.3.1	Chlorophylle- <i>a in vitro</i> .....	64
2.3.3.2	Matière particulaire en suspension (MPS) / Matière particulaire inorganique en suspension (MPIS).....	64
2.3.3.3	Coefficient d'absorption de la MODC .....	65
2.3.3.4	Coefficient d'absorption de la matière particulaire .....	66
2.4	DONNÉES DE LA BOUÉE IML-4 ET DU PROGRAMME DE MONITORAGE DU MPO .....	67
2.5	DONNÉES SATELLITAIRES .....	68
2.6	TRAITEMENTS DES DONNÉES .....	72
2.6.1	Calculs de la réflectance marine à partir de la bouée IML-4.....	72
2.6.2	Exercice de comparaison des mesures satellitaires et <i>in situ</i> (match-up).....	77
	CHAPITRE 3.....	81
	RÉSULTATS .....	81
3.1	VARIABILITÉ OCÉANOGRAPHIQUE À LA STATION DE RIMOUSKI (IML-4) ENTRE 2013 ET 2015 .....	81
3.2	VARIABILITÉ BIO-OPTIQUE À LA STATION DE RIMOUSKI (IML-4) ENTRE 2013 ET 2015.....	84



3.2.1	Fluorescence <i>in situ</i> de la chlorophylle (FCHL) et fluorescence <i>in situ</i> de la matière organique dissoute (FDOM) .....	84
3.2.2	Chlorophylle- <i>a</i> ( <i>in vitro</i> ).....	87
3.2.3	Réflectance marine ( $R_{rs}$ ) <i>in situ</i> .....	87
3.3	VALIDATION DES DONNÉES SATELLITAIRES DE MODIS-AQUA ET VIIRS .....	94
3.3.1	Variabilité de la réflectance marine satellitaire .....	94
3.3.2	Validation des $R_{rs}$ satellitaires avec les données de la bouée IML-4.....	98
3.3.3	Chlorophylle- <i>a</i> (Chl- <i>a</i> ) .....	110
3.3.3.1	Chl- <i>a</i> calculée avec OC3 (M et V) à partir de la $R_{rs}$ <i>in situ</i> de la bouée	115
3.3.3.2	Évaluation des algorithmes empiriques régionaux pour la Chl- <i>a</i> .....	117
	CHAPITRE 4.....	121
	DISCUSSION.....	121
4.1	VARIABILITÉ BIO-OPTIQUE À LA BOUÉE IML-4 DANS L'EMSL .....	121
4.2	QUALITÉ DE MATCH-UP MODIS-AQUA ET VIIRS.....	124
4.3	FACTEURS COMPLIQUANT L'ESTIMATION DE LA CHL- <i>a</i> .....	129
4.3.1	Algorithmes bio-optiques empiriques.....	129
4.3.2	Incertitude sur la réflectance estimée par satellite .....	132
	CONCLUSION .....	135
	RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....	139



## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2-1: Dates des images satellitaires MODIS Aqua et VIIRS durant la période libre de glace allant de mars à novembre pour les années 2013 à 2015. ....	70
Tableau 2-2 : Coefficients de l’algorithme OC3v4 de la NASA.....	72
Tableau 3-1: Coefficients de corrélation (R) de Pearson pour les relations entre les $R_{rs}$ de l’OCR et les autres paramètres océanographiques ou optiques mesurés sur la bouée IML-4 (les corrélations les plus fortes dans chaque longueur d’onde sont indiquées en gras et présentées à la <b>Figure 3-8</b> ; N.S. = non significative). ....	91
Tableau 3-2: Régressions multiples entre les réflectances et les variables de température, la salinité, la FDOM et la FCHL. (N.S. = non significative ; variable « pas inclut » : quand le R de Pearson du <b>Tableau 3-1</b> est moindre à 0,20).....	94
Tableau 3-3: Dates de $R_{rs}$ et heure GMT pour les images MODIS-Aqua et VIIRS. ....	99
Tableau 3-4: Résultats statistiques pour MODIS-Aqua et VIIRS vs <i>in situ</i> (les meilleurs indicateurs dans chaque longueur d’onde sont indiquées en gras). ....	105
Tableau 3-5: Résultats statistiques pour MODIS-Aqua vs VIIRS. ....	107
Tableau 3-6: Points de correspondance entre la Chl- <i>a</i> satellitaire (MODIS-Aqua, VIIRS) et la Chl- <i>a</i> <i>in situ</i> au site de la bouée IML-4. ....	111
Tableau 3-7: Algorithmes empiriques développés pour les eaux de l’ESL. ....	118
Tableau 3-8: Résultats statistiques pour les algorithmes de Chl- <i>a</i> empiriques globaux et régionaux évalués avec notre ensemble de données <i>in situ</i> . ....	119
Tableau 4-1: Compilation des études de validation des réflectance MODIS-Aqua dans les eaux côtières trouvées dans la littérature. ....	125



## LISTE DES FIGURES

Figure 1-1: Région visible du spectre électromagnétique montrant la position des bandes spectrales des principaux capteurs employés pour la couleur de l'eau et la sensibilité de l'œil humain à la lumière visible. Source: Christoph Hormann, <a href="http://blog.imagico.de/how-satellites-see-color/">http://blog.imagico.de/how-satellites-see-color/</a> . ....	35
Figure 1-2: Coefficients d'absorptions spectrales des principaux constituants des eaux de l'estuaire maritime du Saint-Laurent à deux dates : a) le 9 juin 2015 alors que les eaux étaient dominées par la matière organique dissoute colorée (MODC) et b) le 26 juin 2015 lors d'une efflorescence de phytoplancton. ....	36
Figure 1-3: Géométrie associée à la définition de luminance. Tiré de Kirk, 2011.....	38
Figure 1-4 : Représentation schématique d'eaux de Cas-1 et Cas-2. (Modifiée d'IOCCG, 2000).....	41
Figure 1-5: Le problème de correction atmosphérique. Modifiée du site web <a href="http://www.oceanopticsbook.info">www.oceanopticsbook.info</a> .....	42
Figure 1-6: Organigramme de traitement pour les images satellitaires MODIS-Aqua. La partie centrale montre le niveau de traitement ; les crochets montrent la description de l'image pour chaque niveau; la couleur bleue indique le traitement appliqué et la couleur rouge les données auxiliaires qui sont requises. ....	44
Figure 1-7 : Composé en couleur quasi-réelle de l'image MODIS-Aqua acquise le 12 août 2014 (à gauche). L'image de droite montre la réflectance à 412 nm résultant du passage du niveau L1B au niveau L2 mettant en évidence les valeurs négatives (en rouge).....	45
Figure 2-1: Organigramme méthodologique des paramètres mesurés pour cette étude. $\rho_w$ est la réflectance normalisée en sortante de l'eau (adimensionnel). ....	51
Figure 2-2: Localisation de la zone d'étude. Les bouées décrites à la section 2.2 sont également indiquées. La bouée IML-4 (encerclée) sera étudiée plus en détails. ....	52

Figure 2-3: Climatologies mensuelles de la température de la surface de la mer de MODIS-Aqua durant l'été et l'automne de 2002 à 2015 dans l'EMSL. Le point indique la position de la bouée IML-4. Source : <a href="http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/">http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/</a> .....	54
Figure 2-4: Photo de la bouée VIKING à la station IML-4 visitée avec l'embarcation de la Garde Côtière Canadienne en juillet 2015 (crédit photo : Gabriel Ladouceur). .....	57
Figure 2-5: C-OPS permettant de faire des profils verticaux de lumière dans la colonne d'eau (gauche : tirée de <a href="http://www.biospherical.com">www.biospherical.com</a> ; droite: juillet 2015, crédit photo: Gabriel Ladouceur). .....	58
Figure 2-6: Prise de mesure de l'éclairement descendant ( $E_d$ ) et le <i>BioShade</i> près de la bouée IML-4 à l'aide d'un radiomètre installé sur le bateau (juillet 2015), (crédit photo : Gabriel Ladouceur). .....	59
Figure 2-7 : Photographie de la cage Bio-optique avec les principaux instruments qu'on y trouve (juillet 2015), (crédit photo : Gabriel Ladouceur). .....	62
Figure 2-8: Comparaison des $R_{rs}$ mesurées avec le C-OPS et avec la réflectance non-corrigée de la bouée IML-4 le 30 juin 2015. Les trois observations C-OPS ont été faites à 14 :07 (noir), 14 :09 (rouge) et 14 :12 (vert) respectivement.....	73
Figure 2-9: L'effet d'ombrage sur la mesure radiométrique sous la bouée.....	74
Figure 3-1 : Température de l'eau et salinité à la station de Rimouski (bouée IML-4). .....	83
Figure 3-2: Diagrammes en boîte à moustaches pour la température de l'eau et la salinité à la station de Rimouski. ....	83
Figure 3-3: FCHL et FDOM à la station de Rimouski. ....	85
Figure 3-4 : Diagrammes en boîte à moustaches de la FCHL et la FDOM à la station de Rimouski. ....	85
Figure 3-5: Régressions entre la salinité et la FDOM et entre la FCHL et la FDOM à la station de Rimouski entre 15h et 19h UTC (l'heure passage du satellite) pour chaque année d'observations. ....	86

Figure 3-6 : Réflectances marines de l'OCR de la bouée IML-4. ....	88
Figure 3-7: Boîtes à moustaches des $R_{rs}$ de l'OCR de la bouée IML-4 pour 2013, 2014 et 2015. ....	88
Figure 3-8: Réflectances marines de l'OCR et autres paramètres océanographiques ou optiques mesurés sur la bouée IML-4.....	90
Figure 3-9: Variations spectrales de la $R_{rs}$ regroupées selon les conditions océanographiques et optiques mesurées à la bouée IML-4. Les données ont été regroupées selon quatre classes : a) de la salinité ( $22 \pm 1$ ; $26 \pm 1$ et $30 \pm 1$ ) et de la FDOM ( $10 \pm 1$ ; $6 \pm 1$ et $3 \pm 1$ ppb); b) de la FDOM ( $3 \pm 1$ ; $7 \pm 1$ et $11 \pm 1$ ppb) et de la salinité ( $28 \pm 1$ ; $26 \pm 1$ et $23 \pm 1$ ); c) de la température de l'eau ( $4 \pm 1$ ; $8 \pm 1$ et $12 \pm 1$ °C) et d) de la FCHL ( $1 \pm 1$ ; $5 \pm 1$ et $9 \pm 1$ $\mu\text{g.L}^{-1}$ ). ....	92
Figure 3-10 : Réflectances marines de MODIS-Aqua et VIIRS .....	96
Figure 3-11: Boîtes à moustaches des $R_{rs}$ de MODIS-Aqua et VIIRS au site de la bouée IML-4. ....	97
Figure 3-12: Comparaison entre MODIS-Aqua, VIIRS et OCR IML-4.....	101
Figure 3-13: À gauche, spectre de $R_{rs}$ médiane pour MODIS-Aqua, VIIRS et <i>in situ</i> . Courbe pointillée : model de Morel et Maritorena (2001). À droite, la courbe pour la $R_{rs}$ (555 nm) à différentes concentrations de Chl- <i>a</i> estimé par le modèle de Morel et Bélanger (2006). ....	102
Figure 3-14: Corrélation entre les données $R_{rs}$ de MODIS-Aqua (cercles) et VIIRS (triangles) vs OCR IML-4. ....	104
Figure 3-15: RE (%), RMSE anglais ( $\text{sr}^{-1}$ ) et BIAS (%) pour MODIS-Aqua et VIIRS vs OCR IML-4.....	106
Figure 3-16: Régressions de type II entre MODIS-Aqua et VIIRS. ....	108
Figure 3-17 : Régressions entre les ratios de $R_{rs}$ de MODIS-Aqua (a) et de VIIRS (b) vs ceux de l'OCR IML-4. ....	110

Figure 3-18: Chl- <i>a</i> satellitaire (MODIS-Aqua et VIIRS).....	111
Figure 3-19: Boîte à moustaches (a) et régressions (b) pour les paires de points de correspondance entre MODIS-Aqua, VIIRS et la Chl- <i>a</i> <i>in situ</i> . .....	112
Figure 3-20: Régression entre la Chl- <i>a</i> <i>in situ</i> et la FCHL IML-4, période: 2013 à 2015. ....	113
Figure 3-21 : Régression entre les Chl- <i>a</i> satellites et la Chl- <i>a</i> <i>in situ</i> ou dérivée de la FCHL du fluorimètre de la bouée IML-4. ....	114
Figure 3-22: OC3M calculée à partir des $R_{rs}$ d'IML-4, FCHL d'IML-4 et Chl- <i>a</i> <i>in situ</i> au site IML-4. ....	116
Figure 3-23: Régression entre OC3M et OC3V (Figure a) et régression entre la Chl- <i>a</i> OCR estimée et la Chl- <i>a</i> <i>in situ</i> , période de 2013 à 2015. ....	117
Figure 4-1: $R_{rs}$ du C-OPS <i>in situ</i> vs le modèle de Bailey <i>et al.</i> (2010). ....	128



## LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

<b>CLHP</b>	<i>Chromatographie Liquide Haute Performance</i> (ang: <i>High Performance Liquid Chromatography (HPLC)</i> ).
<b>COD</b>	Carbone Organique Dissous (ang: <i>Dissolved Organic Carbon</i> ).
<b>C-OPS</b>	Compact-Optical Profiling System.
<b>COT</b>	Carbone Organique Total (ang: <i>Total Organic Carbon</i> ).
<b>CTP</b>	Conductivité Température Profondeur (ang: <i>Conductivity Temperature Depth (CTD)</i> ).
<b>CTU</b>	Coordonnées Temps Universel (ang: <i>Universal Time Coordinates</i> ).
<b>CZCS</b>	Coastal Zone Color Scanner.
<b>EMSL</b>	Estuaire Maritime du Saint-Laurent (ang: <i>Lower St. Lawrence Estuary</i> ).
<b>FCHL</b>	Fluorescence de la Chlorophylle (ang: <i>Chlorophyll Fluorescence (FCHL)</i> )
<b>FMOD</b>	Fluorescence de la Matière Organique Dissoute (ang: <i>Fluorescence of the Dissolved Organic Matter (FDOM)</i> ).
<b>GCICO</b>	Group de Coordination International de la Couleur de l'Océan (ang: <i>International Ocean Color Coordinating Group (IOCCG)</i> ).
<b>GIZC</b>	Gestion Intégrée de la Zone Côtière (ang: <i>Integrated Coastal Zone Management (ICZM)</i> ).
<b>HYDROSCAT-6</b>	Instrument qui mesure la rétrodiffusion.
<b>IML</b>	Institut Maurice-Lamontagne (ang: <i>Maurice-Lamontagne Institute</i> ).
<b>MOD</b>	Matière Organique Dissoute (ang: <i>Dissolved Organic Matter</i> ).
<b>MODC</b>	Matière Organique Dissoute Colorée (ang: <i>Colored Dissolved Organic Matter (CDOM)</i> ).
<b>MODIS</b>	<b>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS/AQUA) (NASA).</b>

<b>MOP</b>	Matière Organique Particulaire (ang: <i>Particulate Organic Matter</i> ).
<b>MPO</b>	Ministère des Pêches et des Océans (ang: <i>Department of Fisheries and Oceans</i> ).
<b>MPS</b>	Matière Particulaire en Suspension (ang: <i>Suspended Particulate Matter</i> ).
<b>NASA</b>	<i>Administration Nationale Aéronautique et Spatiale</i> (ang: <i>National Aeronautics and Space Administration</i> ).
<b>PIR</b>	Proche Infrarouge (ang: <i>Near Infrared</i> ).
<b>POI</b>	Propriétés Optiques Inhérentes (ang: <i>Inherent Optical Properties</i> ).
<b>POA</b>	Propriétés Optiques Apparentes (ang: <i>Apparent Optical Properties</i> ).
<b>RCO</b>	Radiomètre de la Couleur de l'Océan (ang: <i>Ocean Color Radiometer (OCR)</i> ).
<b>RDP</b>	Radiation Disponible pour la Photosynthèse (ang: <i>Photosynthetically Available Radiation</i> ).
<b>RPA</b>	Rayonnement Photosynthétiquement Actif (ang: <i>Photosynthetically Active Radiation (PAR)</i> ).
<b>TUC</b>	Temps Universel Coordonné (ang: <i>Coordinated Universal Time</i> ).
<b>TSM</b>	Température de la Surface de la Mer (ang: <i>Sea Surface Temperature (SST)</i> ).
<b>VIIRS</b>	The Visible and Infrared Imager/Radiometer Suite (NASA).
<b>VSF</b>	Fonction de Diffusion Volumique (ang: <i>Volume Scattering Function</i> ).

## LISTE DES SYMBOLES

Symboles	Définition	Unités
a	Coefficient total d'absorption	$m^{-1}$
b	Coefficient total de diffusion	$m^{-1}$
$\beta_w$	Indicatrice de diffusion de l'eau de mer pure	
c	Coefficient total d'atténuation	$m^{-1}$
$C_w$	Vitesse de la lumière dans l'eau	$m \cdot s^{-1}$
[Chl-a]	Concentration de chlorophylle a	$mg \cdot m^{-3}$
CDOM	Matière organique dissoute colorée	$mg \cdot m^{-3}$
$E_0$	Irradiance scalar	$W \cdot m^{-2} \cdot nm^{-1}$
$E_d, E_u$	Éclairements descendants et ascendants	$W \cdot m^{-2}$
$K_d, K_u$	Coefficient d'atténuation pour $E_d, E_u$	$m^{-1}$
L	Luminance	$W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1}$
$L_u$	Luminance ascendante	$W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1}$
$L_w$	Luminance sortante de l'eau	$W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1}$
$(L_w)_n$	Luminance marine normalisée	$W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1}$
$\lambda$	Longueur d'onde	nm
R	Réflectance ( $E_u / E_d$ )	sr
$R_{rs}$ ou $\rho_w$	Réflectance marine "Télétection"	%
$T_d L_w$	Transmission atmosphérique diffuse entre la mer et le capteur	
$\theta$	Angle zénithal solaire	°
$\theta_w$	Angle zénithal solaire dans l'eau	°
$\bar{\mu}_c$	Cosinus moyen	.....
$U(z)$	Densité d'énergie de rayonnement dans la profondeur	.....
$\Phi_a$	Flux incident absorbé dans la couche d'eau	.....
$\Phi_b$	Flux incident diffusé dans la couche d'eau	.....
$\Phi_0$	Flux radiant et d'intensité	.....
$\Delta C$	Dispersion combinée	.....
$\Delta_r$	Couche mince et épaisseur	.....
$Z_m$	Profondeur de la couche de mélange	m
$Z_{m_{max}}$	Profondeur maximale de la couche mélange	m



## CHAPITRE 1

### INTRODUCTION GÉNÉRALE

L'estuaire maritime du Saint-Laurent (EMSL) est à la fois un fleuve et une mer. Il est un des écosystèmes marins les plus vastes et complexes du monde, ce qui a provoqué plusieurs initiatives scientifiques de mieux l'étudier, de le comprendre et de le maîtriser (Hamel et Mercier, 1996). Ce travail de recherche s'intéresse principalement à l'EMSL, appelé aussi l'estuaire inférieur. L'EMSL abrite un écosystème marin qui s'étend du fjord du Saguenay situé à la tête du chenal Laurentien (avec des profondeurs supérieures à 300 m) à Pointe-des-Monts quelque 250 km en aval. Ce milieu marin est sous l'influence de nombreux forçages physiques comme le vent, les saisons et les marées (Levasseur, 2009) générant une forte variabilité spatio-temporelle de la circulation (El-Sabh, 1979 ; El-Sabh *et al.*, 1982).

L'EMSL est soumis à différentes pressions d'origines anthropiques telles que le transport maritime, l'agriculture, les activités industrielles et municipales et la présence de barrages hydroélectriques qui régulent les entrées d'eaux douces. De plus, les pressions naturelles comme les changements climatiques affectent le cycle hydrologique (p.ex., débit du fleuve Saint-Laurent ; Massicotte *et al.*, 2013), la température des eaux de surface ainsi que la circulation atmosphérique et océanique à différentes échelles spatiales. Ces activités et modifications environnementales ont potentiellement une incidence importante sur l'écosystème marin (Dufour *et al.*, 2010).

Dans ce contexte, les observations satellitaires, en raison de leur fréquence d'acquisition quotidienne, d'une résolution spatiale élevée et d'une couverture spatiale étendue, sont des outils très puissants pour l'étude de la dynamique d'un milieu aussi complexe. La télédétection permet notamment de cartographier des variables bio-optiques de la couche de surface de l'océan, telles que la concentration de la chlorophylle, la matière organique dissoute et la matière totale en suspension (Antoine, 1998 ; Babin *et al.*, 1996 ; Fuentes Yaco *et al.*, 1997).

Suite au lancement en 1978 du capteur Coastal Zone Colour Scanner (CZCS), la communauté scientifique a démontré l'utilité de l'observation de la couleur de l'océan à partir de l'espace. Aujourd'hui, la technologie de la couleur de l'eau est passée de l'observation expérimentale à des systèmes d'observation opérationnels comparables à ce qu'on retrouve en météorologie. Par exemple, les capteurs The Visible and Infrared Imager/Radiometer Suite (VIIRS (NOAA 2011)) et l'Ocean and Land Colour Instrument OLCI sur Sentinel-3 (ESA, 2016) ont été conçus pour répondre à la demande de l'océanographie opérationnelle. Ces capteurs ont été précédés des capteurs Sea-Viewing wide Field-of-View Sensor (SeaWiFS (1997-2010)), Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS (2002-2011)) et Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS (Terra, 1999; Aqua, 2002)).

Les variations de la couleur de l'océan observées par satellite peuvent servir à mieux comprendre l'évolution des écosystèmes marins (Antoine, 1998) en offrant une vue synoptique et une haute résolution temporelle qui permettent de cartographier divers paramètres bio-optiques et de déterminer la dynamique spatio-temporelle et dans notre cas particulier les eaux côtières du Saint-Laurent. Cependant, les mesures réalisées par les satellites doivent être corrigées des effets atmosphériques pour isoler le signal marin. On parlera ainsi de la correction atmosphérique (CA), soit le processus de traitement des images de la couleur de l'océan qui vise à fournir des données de qualité de la surface de

l'océan. La correction atmosphérique consiste à supprimer les effets atmosphériques et les effets de l'interface air-mer du signal total mesuré par le capteur à bord du satellite afin de récupérer les propriétés optiques de la mer (IOCCG, 2010).

Les méthodes de correction atmosphérique ont d'abord été mises au point pour les eaux océaniques relativement claires et dominées par le phytoplancton (Gordon et Wang, 1994). Ces eaux sont considérées comme des eaux du Cas-1 selon la définition de Morel et Prieur (1977). Cependant, les méthodes de CA sont toujours sujettes à des erreurs importantes dans les eaux côtières (Moore *et al.*, 1999), lesquelles appartiennent à la classification optique de Cas-2 (Morel et Prieur, 1977). Ces dernières sont généralement plus productives et affectées par la matière particulaire en suspension (les sédiments transportés par les rivières ou la boue fluviale) ou par la matière organique dissoute colorée (MODC) souvent appelée « substances jaunes ou en allemand « gelbstoff » (IOCCG, 2000). Cette matière allochtone pose un défi pour quantifier les variables clés comme la Chlorophylle-*a* (IOCCG, 2005), un indicateur de la biomasse phytoplanctonique utilisé en télédétection. De plus, la présence de matière dissoute et particulaire complique la correction atmosphérique et affecte la qualité des données de réflectance marine. Il est donc important, en particulier dans les eaux côtières, d'évaluer la précision et la justesse des produits fournis par les satellites (par exemple des produits de la couleur de l'océan). Pour ce faire, il est nécessaire de valider la réflectance marine de l'eau ( $R_{rs}$  ou  $\rho_w$ ) estimée par télédétection puisque toutes les variables bio-optiques sont estimées à partir de cette quantité physique.

Dans les années 90, le ministère des Pêches et Océans du Canada (MPO) a mis en place le programme de monitoring des eaux océaniques canadiennes. La télédétection fait partie des outils utilisés par le MPO pour remplir son mandat. Au début des années 2000, l'Institut Maurice-Lamontagne (IML) a mis en place un réseau de bouées océanographiques

équipées de radiomètres multispectraux dans le but de valider les  $R_{rs}$  des satellites. La bouée IML-4, située dans l'EMSL, fait partie de ce réseau.

Les données optiques provenant des bouées de l'IML ont été relativement peu exploitées à ce jour étant donné que les mesures de lumières sont affectées par divers facteurs qui doivent être pris en compte dans le traitement. Parmi eux l'ombrage créé par la structure de la bouée sur la colonne d'eau réduit de manière très significative la quantité de lumière dans la colonne d'eau sous la bouée. De plus, puisque la mesure de la lumière ascendante n'est pas juste sous la surface, mais à quelques dizaines de centimètres sous celle-ci, une correction doit être apportée pour estimer la quantité de lumière qui émergera de l'eau, la quantité qui nous intéresse en télédétection. Il s'agit de facteurs importants qui doivent être considérés si l'on veut utiliser les données des bouées pour valider les estimations satellitaires.

L'objectif principal de ce projet de recherche est de valider les réflectances marines ( $R_{rs}$ ) estimées par satellite à l'aide de données de bouées du MPO afin d'évaluer la qualité des données satellitaires fournies par les agences spatiales pour l'EMSL. Le projet permettra également de démontrer le potentiel des données radiométriques *in situ* des bouées du Saint-Laurent dans la perspective de la validation des  $R_{rs}$  estimées par les capteurs satellitaires actuels et futurs. Pour atteindre cet objectif, nos travaux se sont concentrés au site de la bouée IML-4 dans l'estuaire maritime du Saint-Laurent. Ce projet a permis de mettre au point une méthode de correction des mesures radiométriques des bouées permettant d'estimer la réflectance marine *in situ* au site IML-4 (Bélanger *et al.*, 2017). Cette méthode sera utilisée dans ce mémoire pour générer une base de données de  $R_{rs}$  *in situ* qui sera employée pour valider les données des capteurs MODIS-Aqua et VIIRS acquises entre 2013 et 2015.



## Structure du mémoire

Ce travail de recherche comporte premièrement une revue de littérature des connaissances pertinentes. Cet exposé des connaissances porte sur la télédétection de la couleur de l'océan et ses principes physiques, la classification optique des eaux de Cas-1 et Cas-2 et le traitement des données satellitaires de la couleur de l'eau. Deuxièmement, les données (satellite et bouée) et la méthodologie utilisée pour la validation des réflectances marines satellitaires (MODIS-Aqua et VIIRS) à l'aide de bouées océanographiques automatisées sont présentées. Dans ce même chapitre, les mesures *in situ*, la collecte des échantillons dans l'estuaire maritime du Saint-Laurent et la méthode d'analyse pour le cadre de cette recherche sont décrites. Dans un troisième chapitre, les résultats sont détaillés. Ces résultats comprennent les analyses statistiques de la variabilité temporelle des  $R_{rs}$  et de la Chl-*a* *in situ* et satellitaire. Finalement, dans la dernière section, la qualité des données radiométriques est discutée dans le but de déceler les sources potentielles d'éventuels biais observés dans les données. Comme conclusion générale, nous avons souligné la capacité et l'utilité de la télédétection de la couleur de l'océan pour étudier la dynamique spatio-temporelle des variables ci-dessus mentionnées (la Chl-*a*, MPS et la MODC) dans l'estuaire maritime du Saint-Laurent.

## 1.1 ÉTAT DES CONNAISSANCES

### 1.1.1 Généralités sur la télédétection de la couleur de l'océan

Au cours des quatre dernières décennies, le développement technologique en télédétection fut relativement rapide et a amené plusieurs découvertes dans le champ des géosciences. La télédétection de la couleur de l'océan par satellite a débuté en 1978 avec le lancement du capteur expérimental CZCS. Depuis cette date, la télédétection de la couleur de l'océan est devenue un outil essentiel dans la surveillance des propriétés bio-optiques

des océans et des zones côtières. Elle est basée sur l'interaction entre la lumière émise par le soleil et les composantes inorganiques et organiques qui se trouvent dans la colonne d'eau. La lumière réfléchiée par la colonne d'eau, bien que faible, est enregistrée par les capteurs satellitaires dans différentes bandes spectrales ce qui permet d'en déduire la couleur de l'eau et éventuellement les concentrations d'éléments clés dans l'étude des écosystèmes marins. Les satellites dédiés à l'étude de la couleur de l'eau permettent notamment d'observer la couleur de l'océan dans deux ou trois domaines spectraux : le visible (400-700 nm), le proche infrarouge (PIR ; 700-1000 nm) et optionnellement le moyen infrarouge (MIR ; 1-3  $\mu\text{m}$ ) (**Figure 1-1**). Les différentes portions du spectre observé renseignent sur la composition de l'eau et de l'atmosphère :

- La région entre 400 et 600 nm est la partie du visible (bleu à vert) utilisée pour la quantification des composés de l'eau telles que la Chlorophylle-*a* contenue dans le phytoplancton et la matière organique dissoute colorée (MODC).

- La région entre 600 et 700 nm (le rouge) est généralement employée pour quantifier la matière particulaire en suspension (MPS).

- La région de 700 à 1300 nm (PIR), où l'eau est très absorbante, ne réfléchit pratiquement aucune lumière et permet de quantifier les aérosols atmosphériques (étape importante des CA). En effet, la luminance mesurée par le capteur hors atmosphère dans le PIR provient strictement de la diffusion dans l'atmosphère (Gordon et Wang, 1994).

- La région de 1300 à 2500 nm, disponible que sur certains capteurs, est nommée moyen infrarouge (MIR), où l'eau est considérée comme un corps noir absorbant tout le rayonnement qu'il reçoit. Elle sert également aux corrections atmosphériques quand les eaux sont très turbides (Wang et Shi, 2005).

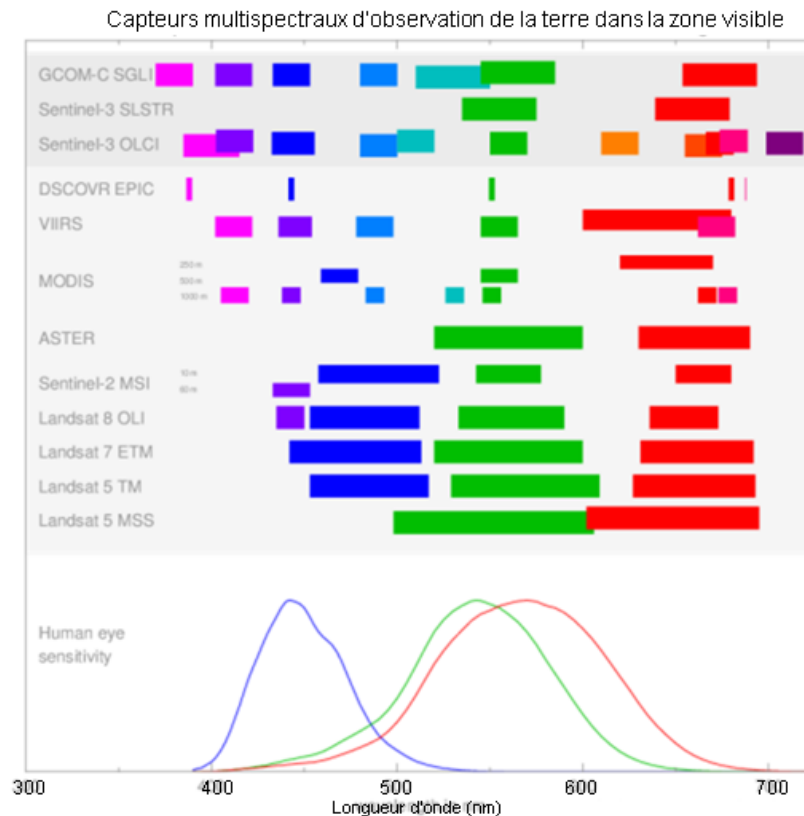


Figure 1-1: Région visible du spectre électromagnétique montrant la position des bandes spectrales des principaux capteurs employés pour la couleur de l'eau et la sensibilité de l'œil humain à la lumière visible. Source: Christoph Hormann, <http://blog.imagico.de/how-satellites-see-color/>.

La couleur des océans apporte une quantité significative d'informations directement liées aux propriétés optiques de la colonne d'eau. La couleur de l'eau est déterminée par la signature spectrale de la réflectance de la colonne d'eau. La réflectance est la fraction de la lumière qui est réfléchiée par la surface (s'exprime donc en %). Une partie de la lumière solaire incidente est réfléchiée par l'interface air-mer (réflexion spéculaire) et l'autre partie pénètre dans la colonne d'eau (réflexion diffuse). Quand la lumière atteint la colonne d'eau, elle est principalement absorbée dans le milieu. Toutefois, une fraction diffusée vers l'arrière (ou rétrodiffusée) peut être détectée depuis l'espace. L'importance relative de

l'absorption et de la rétrodiffusion est fonction de la longueur d'onde. Il s'agit de propriétés optiques inhérentes, ou en anglais *Inherent Optical Properties* (IOPs) (Preseindofer, 1961). En effet, la couleur de l'eau varie principalement en fonction de la profondeur du milieu et des IOPs qui elles-mêmes dépendent de la concentration et de la nature des substances présentes dans la colonne d'eau (**Figure 1-2**). Plus spécifiquement, on parlera des coefficients d'absorption ( $a$ ) ( $\text{m}^{-1}$ ), de diffusion ( $b$ ) ( $\text{m}^{-1}$ ) et d'atténuation,  $c(\lambda)$  ( $\text{m}^{-1}$ ). Ce dernier se définit comme étant la somme des deux premiers :

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

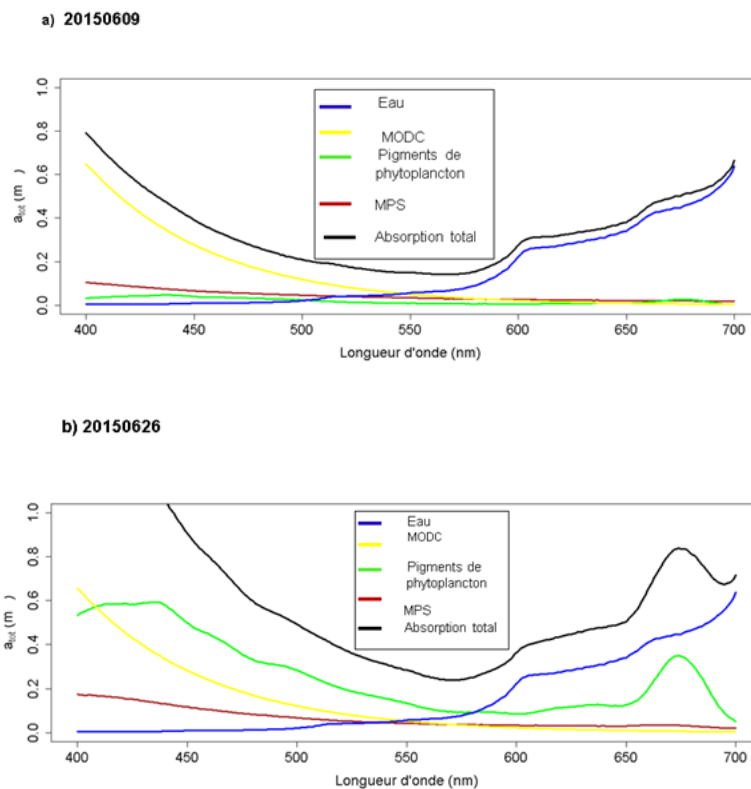


Figure 1-2: Coefficients d'absorptions spectrales des principaux constituants des eaux de l'estuaire maritime du Saint-Laurent à deux dates : a) le 9 juin 2015 alors que les eaux étaient dominées par la matière organique dissoute colorée (MODC) et b) le 26 juin 2015 lors d'une efflorescence de phytoplancton.

Les différentes substances dans l'eau qui affectent la couleur sont les molécules d'eau, le phytoplancton, la matière particulaire en suspension (MPS) et les substances dissoutes colorées appelées communément matière organique dissoute colorée (MODC). Le phytoplancton est composé d'algues unicellulaires contenant des pigments chlorophylliens (chl) qui absorbent dans les régions bleu et rouge et réfléchissent dans le vert. La chlorophylle-*a* est le pigment responsable de la photosynthèse marine et joue un rôle fondamental dans le fonctionnement des écosystèmes aquatiques. La MODC et les particules non-algales absorbent aussi la lumière bleue et verte, ce qui interfère avec les mesures de chlorophylle. Enfin, les particules non-algales diffusent la lumière dans tout le spectre du visible et le PIR.

### 1.1.2 Principes physiques de la télédétection de la couleur de l'océan

Le rayonnement électromagnétique est un type forme d'énergie formé par des champs électriques et magnétiques se propageant à travers des ondes dans l'espace à la vitesse de la lumière (300 000 km s<sup>-1</sup>). La quantité de rayonnement électromagnétique par unité de temps est le flux radiatif ( $\Phi$ ), exprimé en W (J.s<sup>-1</sup>). En télédétection, on mesure le flux radiatif intégré sur une surface  $S$  d'aire  $A$  (en m<sup>2</sup>) pour une certaine bande spectrale : c'est l'éclairement spectral,  $E(\lambda)$  (où  $\lambda$  est la longueur d'onde). L'éclairement est défini comme étant un flux radiatif par unité de surface et s'exprime en W.m<sup>-2</sup>.nm<sup>-1</sup> :

$$E = \frac{d\phi}{dS} \quad \text{Équation 1-2}$$

Le flux radiatif mesuré dans une direction donnée par unité d'angle solide ( $d\omega$ ) et par unité d'aire est la Luminance, nommée  $L(\theta, \varphi, \lambda)$  ( $\theta$  étant l'angle zénithal et  $\varphi$  l'angle

azimutal). Elle s'exprime en  $\text{W.m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{nm}^{-1}$ . La luminance est le paramètre fondamental qui permet de décrire le champ radiatif (Figure 1-3). Elle peut être mesurée dans toutes les directions de l'espace et à différentes profondeurs dans l'eau.

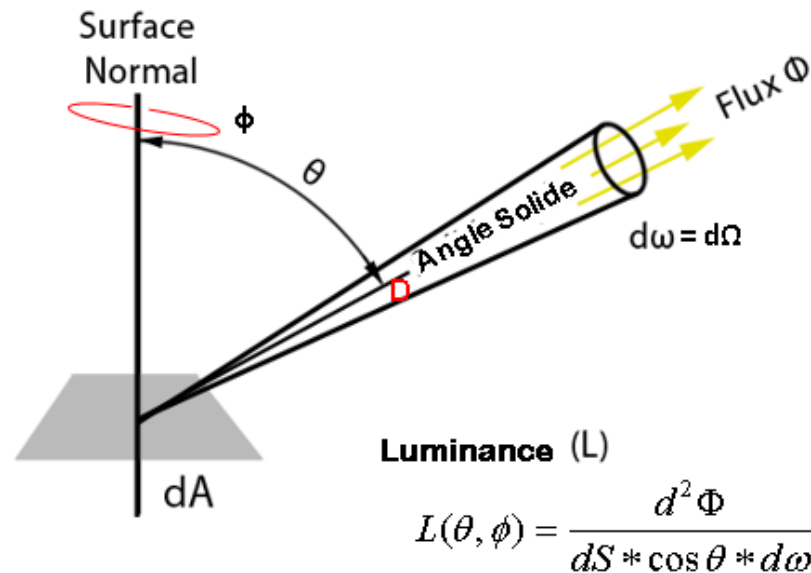


Figure 1-3: Géométrie associée à la définition de luminance. Tiré de Kirk, 2011.

Ainsi, l'éclairement scalaire  $E_0$  ( $\text{W.m}^{-2} \cdot \text{nm}^{-1}$ ) représente la somme des luminances émises dans toutes les directions sur l'angle solide ou la somme des luminances reçues en un point. L'éclairement descendant  $E_d$  ( $\text{W.m}^{-2} \cdot \text{nm}^{-1}$ ) et l'éclairement ascendant  $E_u$  ( $\text{W.m}^{-2} \cdot \text{nm}^{-1}$ ) sont la somme respectivement des luminances ( $\theta, \phi, \lambda, z$ ) qui atteignent une surface plane vers le bas (descendant) et vers le haut (ascendant).

Les propriétés optiques apparentes (AOPs) sont calculées à partir des quantités radiométriques mesurées en mer ou par satellite. En effet, elles sont dépendantes du milieu lui-même et des IOPs, mais aussi des conditions d'éclairement du milieu qui sont fonction notamment de l'angle solaire et du couvert nuageux (c'est-à-dire la structure géométrique

du champ lumineux (Mobley, 1994)). En effet, en télédétection, la réflectance spectrale (parfois appelée le rapport de l'éclairement) et en océanographie, la luminance émergeant de l'eau, c'est-à-dire l'interface eau/air, notée  $L_w(\theta, \phi, \lambda)$ , dépend de l'éclairement solaire et des IOPs.

Les deux AOPs donc calculées sont la réflectance à la surface de l'eau  $R(\lambda)$  qui est le paramètre fondamental permettant de quantifier la couleur de l'eau et le coefficient d'atténuation diffuse ( $K_d$ ).  $R$  est le rapport entre l'éclairement ascendant et l'éclairement descendant à différentes longueurs d'onde ( $\lambda$ ) et à différentes profondeurs ( $z$ ) dans la colonne d'eau (Kirk 2011) :

$$R(\lambda, z) = \frac{E_u(\lambda, z)}{E_d(\lambda, z)} \quad \text{Équation 1-3}$$

Dans le cadre de la télédétection satellitaire, la luminance étant mesurée par les capteurs, on utilisera la réflectance détectée depuis l'espace, ou réflectance marine (dont l'unité est  $\text{sr}^{-1}$ ) :

$$R_{rs}(\theta, \phi, \lambda) = \frac{L_w(\theta, \phi, \lambda)}{E_d(0^+, \lambda)} \quad \text{Équation 1-4}$$

où  $L_w(\theta, \phi, \lambda)$  est la luminance émergeant de l'eau dans la direction  $(\theta, \phi)$  et  $E_d(0^+, \lambda)$  est l'éclairement descendant juste au-dessus de la surface de la mer.

### 1.1.3 Les eaux de Cas-1 et Cas-2 : classification optique

Les eaux douces ou salées sont caractérisées par différentes concentrations relatives en matière dissoute colorée et par différents types de particules en suspension. On dit de ces substances qu'elles sont « optiquement significatives » ou « optiquement actives », car elles

affectent la couleur de l'eau. Leur nature et leur concentration sont très variables dans les océans et les eaux côtières. Par conséquent, les propriétés optiques des eaux naturelles montrent une forte variabilité spatio-temporelle et ressemblent rarement à celles de l'eau pure. Les relations entre les propriétés optiques et les composantes biologiques, chimiques et géologiques des eaux définissent le rôle fondamental de l'optique dans la recherche aquatique. Plusieurs auteurs ont proposé des classifications optiques des eaux océaniques (p. ex.: échelle Forel-Ule datant de 1890, voir Wernand et van der Woerd, 2010 ; Jerlov, 1968; Morel et Prieur, 1977). Morel et Prieur (1977) ont défini deux types optiques d'eau qu'on emploie couramment dans le domaine de la télédétection de la couleur de l'eau. Les eaux de Cas-1 sont les eaux où les propriétés optiques sont fortement corrélées à la présence de phytoplancton. Ainsi, les autres substances responsables des propriétés optiques de l'eau covarient avec le phytoplancton, ce dernier étant quantifié en terme de concentration en Chlorophylle-*a* ([Chl-*a*]) (Morel, 1988 ; Morel et Maritorena, 2001).

Contrairement aux eaux du Cas-1, les eaux de Cas-2 se trouvent typiquement le long des côtes et à proximité des estuaires où les IOPs et AOPs ne dépendent plus strictement de la [Chl-*a*]. Ce sont des eaux plus chargées en matière particulaire en suspension (MPS) ou en matière organique dissoute colorée (MODC) qui proviennent du lessivage des terres. Ces substances contribuent de manière significative à la variabilité optique dans les différentes régions du spectre visible (IOCCG, 2000). La Figure 1-4 montre schématiquement les eaux de Cas-1 et les eaux de Cas-2 selon les concentrations des trois composantes optiquement actives. Dans notre zone d'étude, les eaux de Cas-2 dominent dans l'estuaire maritime du Saint-Laurent.



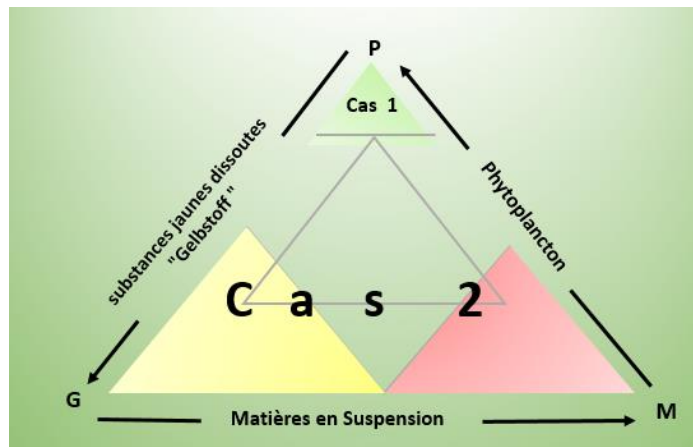


Figure 1-4 : Représentation schématique d'eaux de Cas-1 et Cas-2. (Modifiée d'IOCCG, 2000)

Seule une petite fraction de la surface totale de l'eau qui recouvre la Terre appartient à la catégorie des eaux de Cas-2. Cette fraction comprend toutefois de nombreuses masses d'eaux côtières et intérieures économiquement, socialement et écologiquement très importantes (IOCCG, 2000). Les capteurs à bord des satellites aident à étudier l'évolution spatio-temporelle de l'océan et dans notre cas particulier des eaux du Saint-Laurent.

#### 1.1.4 Traitement des données satellitaires de la couleur de l'eau : importance des corrections atmosphériques

Depuis le lancement du premier capteur Coastal Zone Color Scanner (CZCS) à bord du satellite américain Nimbus 7, les améliorations dans la précision radiométrique et spectrale des capteurs, et donc dans la fiabilité des produits de la couleur de l'océan, ont été surprenantes. Toutefois, le traitement des données satellitaires pour estimer avec précision la couleur de l'océan (c'est-à-dire la  $R_{rs}(\lambda)$ ) reste un véritable défi surtout dans les eaux côtières. La [Figure 1-5](#) montre la complexité du problème.

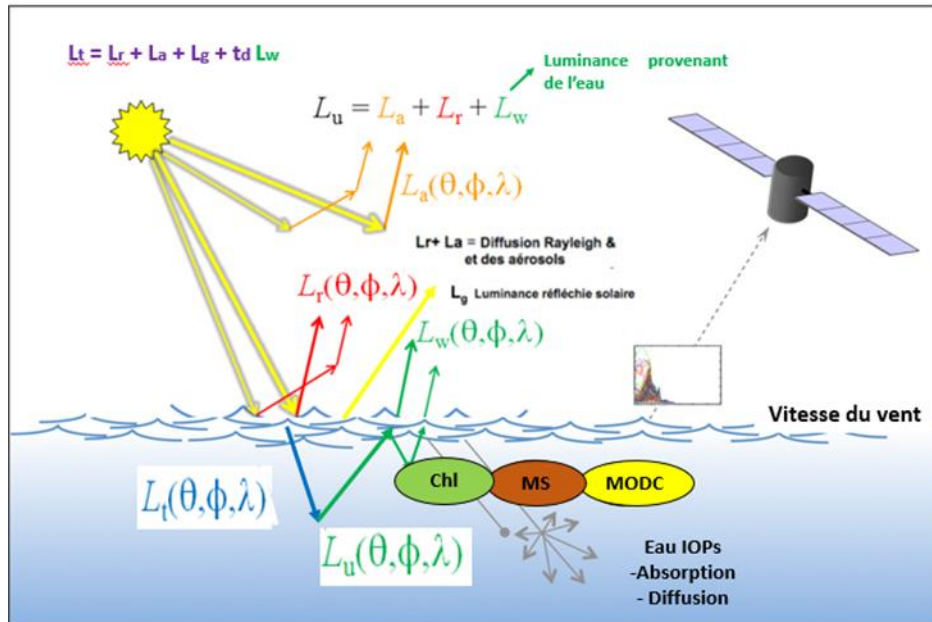


Figure 1-5: Le problème de correction atmosphérique. Modifiée du site web [www.oceanopticsbook.info](http://www.oceanopticsbook.info)

La luminance marine ( $L_w(\theta, \phi, \lambda)$ ) juste au-dessus de l'interface comporte l'information des constituants d'eau de mer et représente moins de 10% du signal total mesuré au niveau du capteur ( $L_t$ ). La luminance totale atteignant le capteur au sommet de l'atmosphère ( $L_t(\lambda)$ ) peut être exprimée par la somme de différentes contributions au signal :

$$L_t = L_R + L_A + L_{RA} + tL_G + tL_{WC} + tL_W \quad \text{Équation 1-5}$$

$L_w$  est la valeur recherchée dans le traitement des images qui permet de passer des luminances marines obtenues après la correction atmosphérique aux propriétés optiques de la colonne d'eau comme la concentration de Chl-*a* ou les concentrations d'autres constituants (p. ex. : MPS).

$L_R$  est la luminance due à la diffusion de Rayleigh ou des molécules gazeuses présentes dans l'atmosphère ( $O_2$ ,  $N_2$ ,  $CO_2$ , vapeur d'eau, etc.). Elle peut être calculée précisément si on connaît la géométrie de visée, la pression atmosphérique et la vitesse du vent.

$L_A$  est la luminance due à la diffusion par les aérosols atmosphériques et  $L_{RA}$  est la luminance liée à la diffusion multiple entre les aérosols et les molécules. Étant donné que les concentrations et les types d'aérosols varient spatialement, on ne connaît pas a priori  $L_A + L_{RA}$ . Cette contribution devra donc être estimée pour chaque pixel de l'image dans le processus de correction atmosphérique des images satellitaires.

$L_G$  est la réflexion spéculaire de la composante directe de l'éclairement solaire (en anglais *sun glint*). Elle peut être évitée dans la plupart des cas parce qu'elle dépend des conditions géométriques de visée. La technique la plus populaire pour corriger cet effet utilise la vitesse du vent pour estimer la rugosité de surface et la géométrie de l'observation.

$L_{wc}$  est la luminance causée par l'écume des vagues qui se brisent (*moutons* ; dit *white caps* en anglais). Ce phénomène est présent lorsque la vitesse du vent est supérieure à  $3 \text{ m.s}^{-1}$ . (Frouin *et al.*, 1996).

$t_d$  est la transmission atmosphérique diffuse entre la mer et le capteur. Les facteurs qui influent sur  $t_d$  entre la mer le capteur sont la distribution angulaire de la luminance ( $L_u$ ), ainsi que la concentration et les propriétés optiques des aérosols présents dans l'atmosphère (Yang et Gordon, 1997). La transmittance diffuse atmosphérique est définie comme :

$$t_d = \frac{L_w^{(TOA)}}{L_W} \quad \text{Équation 1-6}$$

### 1.1.5 Algorithmes de correction atmosphérique

La CA est un processus de traitement de données fondamental dans la télédétection pour fournir des informations de qualité sur la surface de l’océan (**Figure 1-6**). Elle consiste à supprimer les effets atmosphériques et les effets de la surface du signal mesuré par le capteur du satellite afin de récupérer les propriétés optiques de la mer (IOCCG, 2010).

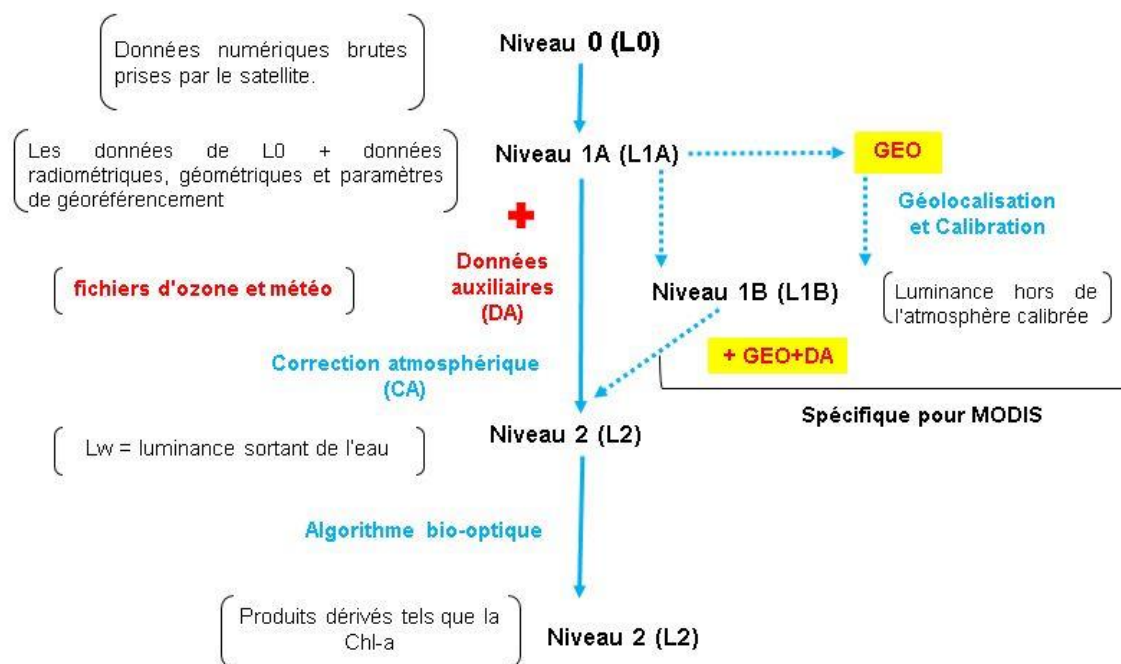


Figure 1-6: Organigramme de traitement pour les images satellitaires MODIS-Aqua. La partie centrale montre le niveau de traitement ; les crochets montrent la description de l’image pour chaque niveau ; la couleur bleue indique le traitement appliqué et la couleur rouge les données auxiliaires qui sont requises.

La **Figure 1-7** montre un exemple d’une image satellitaire MODIS-Aqua de niveau L1B à niveau L2 de la zone d’étude dans l’EMSL. Dans ce processus, la terre et les nuages sont masqués parce que les pixels identifiés ne sont pas utiles à l’étude de l’information de

la mer. Contrairement aux masques utilisés par le programme SeaDAS (comme la terre, les nuages et la glace, etc.) qui excluent les données précédentes, des contrôles de qualité indiquant l'état du pixel analysé est traité pour le niveau 2, mais avec un indicateur d'état douteux de celui-ci (Robinson *et al.*, 2003).

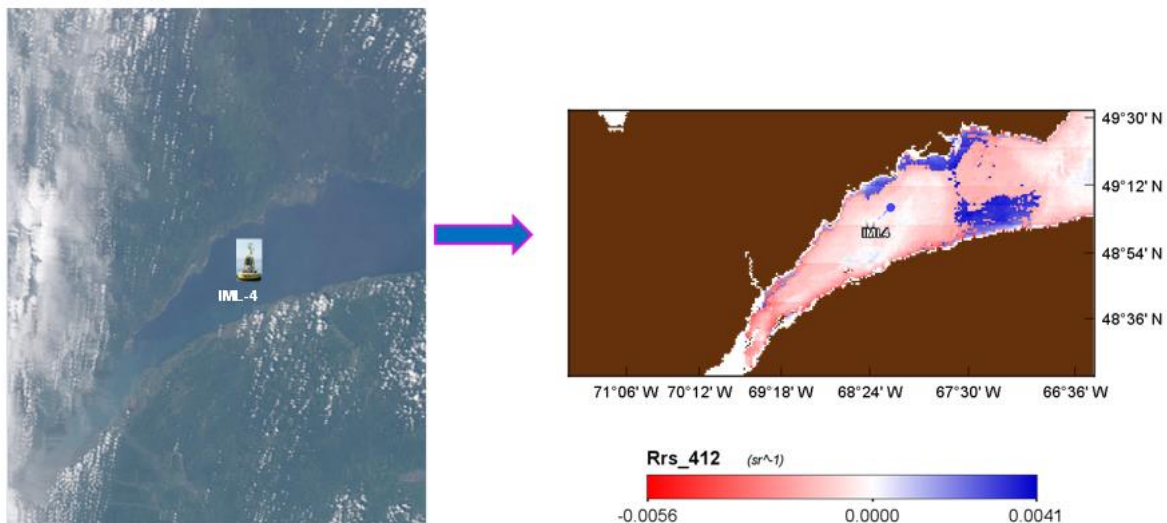


Figure 1-7 : Composé en couleur quasi-réelle de l'image MODIS-Aqua acquise le 12 août 2014 (à gauche). L'image de droite montre la réflectance à 412 nm résultant du passage du niveau L1B au niveau L2 mettant en évidence les valeurs négatives (en rouge).

Comme mentionné antérieurement, le capteur à bord du satellite observe la mer et l'atmosphère. En fonction de la longueur d'onde, entre 80 et 100% de l'éclairement énergétique reçu par le capteur ( $L_t$ ) provient de l'interaction du rayonnement électromagnétique avec l'atmosphère et la surface de la mer sans jamais interagir avec les composantes optiques dans la mer (Kirk, 1994). Ainsi, les effets diffus de l'atmosphère et de la surface de la mer doivent être modélisés et éliminés de la  $L_t$  mesurée par le capteur, afin d'obtenir l'information qui provient de l'eau.

La CA comprend deux principales étapes : premièrement, corriger la diffusion moléculaire ou de Rayleigh, à partir de l'effet de la polarisation et en tenant compte de l'état de l'interface air-mer (Gordon *et al.*, 1988). Deuxièmement, estimer la contribution des aérosols (diffusion de l'aérosol et de l'interaction de Rayleigh-aérosol). Cette dernière étape est difficile parce que, pour supprimer l'effet des aérosols, il faut connaître leur concentration et leurs propriétés optiques dans toute l'image satellitaire. Mais cela est impossible puisque les concentrations et les types d'aérosols atmosphériques sont très variables et leurs effets ne peuvent pas être prédits a priori. Pour cette raison, des bandes spectrales spécifiques sont utilisées pour estimer la contribution des aérosols (Antoine, 1998).

L'algorithme standard utilisé par la NASA pour la CA est basé sur la méthode proposée par Gordon et Wang (1994) qui repose sur deux hypothèses fondamentales. La première est l'hypothèse connue comme « pixel-noir ». Cette hypothèse suppose que la réflectance émergente de l'eau dans la région du proche infrarouge est nulle ( $R_{rs}(\text{PIR}) = 0$ ). Par conséquent, ce que mesure le capteur dans cette région du spectre au sommet de l'atmosphère est la luminance provenant de la diffusion par l'atmosphère, permettant ainsi d'estimer la contribution des aérosols dans le PIR ( $L_A(\text{PIR}) + L_{RA}(\text{PIR})$ ). La deuxième hypothèse est que la contribution des aérosols peut être extrapolée à la région du spectre visible.

Toutefois, la première hypothèse n'est généralement pas valable dans les eaux de Cas-2, parce que  $L_w$  n'est pas égale à 0 dans le PIR, à cause des MPS et de la forte concentration phytoplanctonique qui vont rétrodiffuser la lumière dans les longues longueurs d'onde (Ruddick *et al.*, 2000 ; Siegel *et al.*, 2000). Cela entraîne une surestimation de la quantité d'aérosols et de leur dépendance spectrale qui résulte en une sous-estimation de la réflectance dans la région du spectre visible, notamment dans les longueurs d'onde plus courtes (400 - 500 nm). Enfin, une autre source possible d'erreur

dans la CA est la présence d'aérosols qui absorbent le rayonnement de façon différente de ceux considérés par les modèles prédéfinis utilisés par l'algorithme (Gordon and Wang, 1994 ; Antoine and Morel, 1999). La présence de ce type d'aérosols provoque également une sur-correction dans le bleu résultant en une sous-estimation de la réflectance de l'eau.

### **1.1.6 Problématique : validation des images de la couleur de l'eau à l'aide des mesures *in situ***

Le problème de CA est potentiellement important dans les eaux très productives et influencées par les apports terrigènes comme l'estuaire du Saint-Laurent. La **Figure 1-7** montre un exemple de la réflectance de l'eau à 412 nm dans l'estuaire du Saint-Laurent où la majeure partie des pixels présente des valeurs négatives. Ces dernières pourraient potentiellement être causées par les problèmes de CA mentionnés ci-haut. À ce jour, aucune étude, à l'exception de la thèse de doctorat de Yayla (2009) n'a pas été publiée concernant la précision et l'exactitude des réflectances marines dans l'estuaire du Saint-Laurent qui sont distribuées par les agences spatiales (ESA, NASA). Yayla (2009) a montré qu'à partir de 39 points de correspondance (*match-ups*) entre les données *in situ* et les estimations du capteur SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor) obtenues dans le golfe et l'EMSL entre 1997 et 2001, près d'un quart des réflectance à 412 nm étaient négatives, suggérant un problème de sur-correction atmosphérique. Un travail de validation à l'aide de mesures *in situ* reste donc nécessaire pour les capteurs qui sont aujourd'hui opérationnels.

Les mesures *in situ* peuvent être réalisées à partir de navires océanographiques ou à l'aide de bouées océanographiques. Les plus connues sont les bouées MOBY dans le Pacifique au large des côtes d'Hawaï (Clarke *et al.*, 2003) et BOUSSOLE dans la mer de Ligurie en Méditerranée (Antoine *et al.*, 2008). Dans le Saint-Laurent, un réseau de bouées, géré par le MPO, a été mis en place au début des années 2000

(<https://ogsl.ca/fr/obs/bouees/mpo/sommaire.html>). Ces bouées sont équipées de radiomètres qui ont le potentiel de fournir des estimations *in situ* de  $R_{rs}$  en mode autonome. Cependant, la qualité des données radiométriques des bouées n'a jamais été quantifiée, limitant ainsi leur usage pour la validation des données satellitaires. L'un des problèmes concerne l'ombrage créé par la structure de la bouée sur la mesure de la luminance ascendante ( $L_u$ ) mesurée sous la bouée puisque l'ampleur du champ lumineux local est diminuée par l'ombre de la bouée. L'effet d'auto-ombrage d'un instrument sur la mesure de  $L_u$  a été étudié par plusieurs auteurs comme Gordon et Ding (1992); Zibordi et Ferrari (1995); Aas et Korsbo (1997); Piskozub *et al.* (2000) et Leathers *et al.*, (2001, 2004)). Ils ont montré que la magnitude de l'erreur due à l'ombrage dépend de la magnitude du coefficient d'absorption. Par conséquent, l'effet est encore plus important dans les eaux absorbantes. Le deuxième problème vient du fait que  $L_u$  est mesuré à une certaine distance sous la surface de la mer. Or, pour calculer la  $R_{rs}$  on a besoin de la quantité  $L_w$ , soit la luminance émergeant de la colonne d'eau. Il faut donc extrapoler la mesure de  $L_u$  prise à la profondeur  $z$  jusqu'à la surface ( $z = 0^-$  ou  $z = 0^+$ ).

### 1.1.7 Objectifs du mémoire et hypothèse

Bélanger *et al.* (2017) ont récemment mis au point une méthode empirique pour corriger les données radiométriques du réseau de bouées du MPO basé sur des observations *in situ* réalisées à la station IML-4 dans l'estuaire du Saint-Laurent à l'été 2015. Les corrections pour l'ombrage et l'extrapolation de la luminance à la surface permettent d'estimer la  $R_{rs}$  *in situ* avec une précision de l'ordre de 15%. Dans ce mémoire, nous utiliserons ces données pour valider les  $R_{rs}$  satellitaires dans l'EMSL provenant de deux capteurs largement utilisés dans la communauté, soit les capteurs MODIS-Aqua et VIIRS. L'objectif principal de ce mémoire de recherche est d'utiliser le plein potentiel des données



radiométriques *in situ* de la bouée IML-4 pour la validation des  $R_{rs}$  estimées par satellites. Les objectifs spécifiques sont :

1. Estimer la précision des  $R_{rs}$  de deux capteurs satellitaires pendant la période de 2013 à 2015 (MODIS-Aqua et VIIRS).
2. Examiner les sources potentielles d'erreurs entre les données *in situ* et les données satellitaires, y compris la correction atmosphérique standard de la NASA.
3. Évaluer l'impact des points étudiés aux objectifs 1 et 2 sur l'estimation satellitaire de la chlorophylle-*a* dans l'EMSL.
4. Évaluer la performance des algorithmes empiriques globaux et régionaux proposés dans la littérature pour estimer la chlorophylle-*a* dans l'EMSL.

En raison de sa forte productivité biologique et de la nature estuarienne des eaux de l'estuaire maritime du Saint-Laurent, l'hypothèse de recherche est que la méthode de CA standard de la NASA tend à sous-estimer la réflectance marine dans les courtes longueurs d'onde. En d'autres termes nous faisons l'hypothèse que la réflectance dans le PIR n'est pas négligeable et que le modèle bio-optique semi-empirique employé dans la CA standard (Bailey *et al.*, 2010), qui n'a jamais été validé dans les eaux optiquement complexes du Saint-Laurent, ne permet pas de l'estimer correctement.



## CHAPITRE 2

## MÉTHODOLOGIE

Ce chapitre présente une description de la zone d'étude, soit les caractéristiques géographiques, sédimentologiques ainsi que les facteurs physiques, afin de définir la particularité de l'estuaire maritime du Saint-Laurent. Par la suite, l'acquisition de données de réalité de terrain ainsi que les données satellitaires seront présentées. Pour conclure cette section, nous décrivons en détail la méthodologie d'analyse tel qu'illustrée à la [Figure 2-1](#).

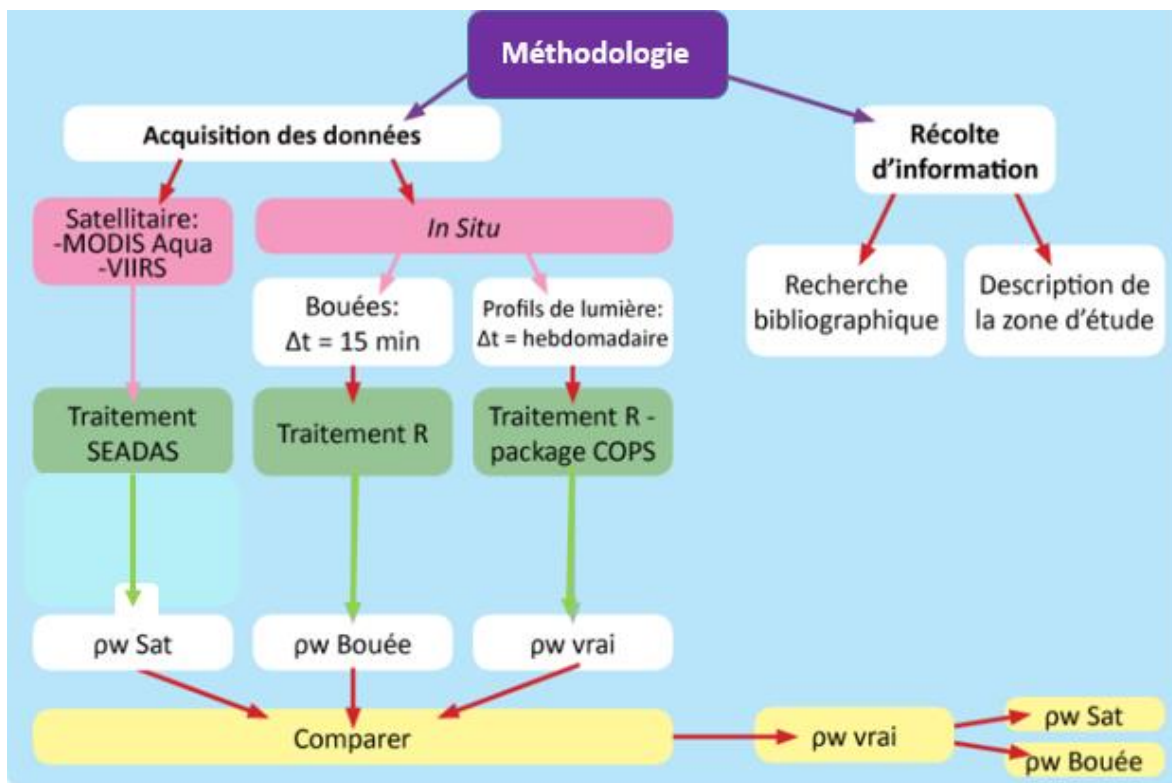


Figure 2-1: Organigramme méthodologique des paramètres mesurés pour cette étude.  $\rho_w$  est la réflectance normalisée en sortante de l'eau (adimensionnel).

## 2.1 LA ZONE D'ÉTUDE

### 2.1.1 Localisation

L'estuaire du Saint-Laurent (**Figure 2-2**) s'étend sur une distance de 400 km : de la ville de Québec, à l'ouest, jusqu'à Pointe-des-Monts à l'est. On distingue l'estuaire supérieur de la ville de Québec jusqu'au Saguenay de l'estuaire maritime qui se trouve en aval. L'EMSL est une zone de transition entre l'estuaire supérieur et le golfe du Saint-Laurent. Il s'étend en largeur de 30 à 50 km sur 200 km de long entre l'embouchure du fjord du Saguenay et la transition avec le golfe à Pointe-des-Monts, pour un volume de 1500 km<sup>3</sup> et une aire de 9000 km<sup>2</sup> (Gagné *et al.*, 2013). L'EMSL est caractérisé par des eaux saumâtres avec des salinités (respectivement > 25 et 34) s'approchant des eaux Atlantique. À certains égards, l'estuaire maritime présente donc davantage les caractéristiques d'un milieu océanique que d'un milieu estuarien (Levasseur, 2009).

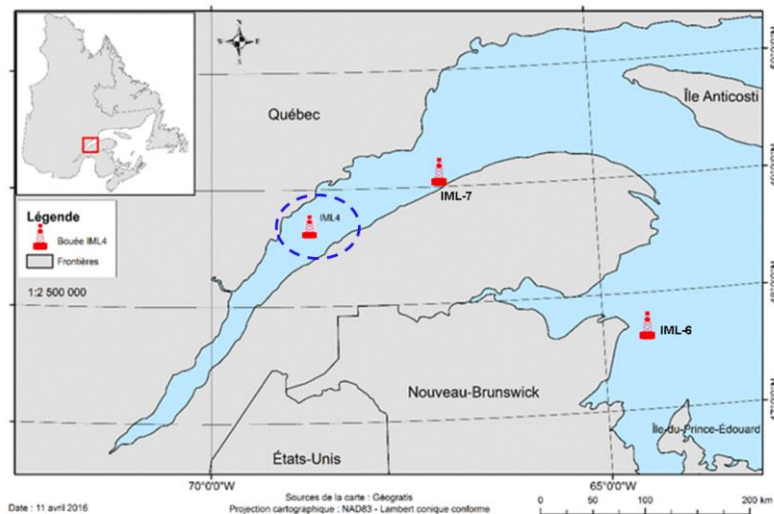


Figure 2-2: Localisation de la zone d'étude. Les bouées décrites à la section 2.2 sont également indiquées. La bouée IML-4 (encerclée) sera étudiée plus en détails.

### 2.1.2 Les caractéristiques océanographiques de l'EMSL

Comparé à plusieurs autres estuaires, l'EMSL est un écosystème marin large et profond et pour cette raison, il est caractérisé par un régime hydrodynamique très complexe (Levasseur, 2009 ; Dufour *et al.*, 2010). Sa circulation est régie par les vents, les variations atmosphériques, les cycles de marée, le mélange des eaux douces et salées, et la force de Coriolis (MPO, 1996). Cette complexité des forçages contribue à la grande variabilité spatio-temporelle des caractéristiques physico-chimiques, telles que la salinité, la température, la turbidité et l'intensité du mélange vertical, de la concentration en sels nutritifs et en substances humiques (El-Sabh, 1979 ; 1990). La structure verticale de l'EMSL est caractérisée par la présence de trois couches d'eau aux propriétés physiques distinctes (Galbraith *et al.*, 2011).

- La couche de surface qui a une épaisseur de 30 m.
- La couche intermédiaire froide (CIF) qui s'étend de 30 à 150m
- La couche d'eau plus profonde, laquelle ne présente pas d'interactions directes avec l'atmosphère et en conséquence montre une faible variabilité saisonnière.

Il est toutefois possible que, dans un futur proche, les eaux de l'EMSL puissent devenir libres de glace de mer en hiver, sauf durant des hivers très sévères (Savenkoff *et al.*, 2016).

La **Figure 2-3** montre la climatologie mensuelle de la température de la surface de la mer (TSM) de l'estuaire maritime du Saint-Laurent pour les saisons d'été et d'automne tel qu'observé par le satellite MODIS-Aqua. Au site de la bouée IML-4, la TSM présente une variation allant de 8,1°C dans le secteur ouest à 15°C dans l'est pour la saison d'été, alors que pour la saison d'automne la variation est plus faible (6,3 à 7,0°C). En effet, ces valeurs montrent que l'EMSL est caractérisé par des températures relativement froides tout au long

de l'année qui résultent de la présence de remontée d'eaux (« upwelling ») de la couche intermédiaire froide à la surface (Cyr *et al.*, 2015, Gratton *et al.*, 1988), près de la rivière Saguenay. Ces apports d'eau froide et riche en sels nutritifs sont responsables de la forte productivité de l'estuaire.

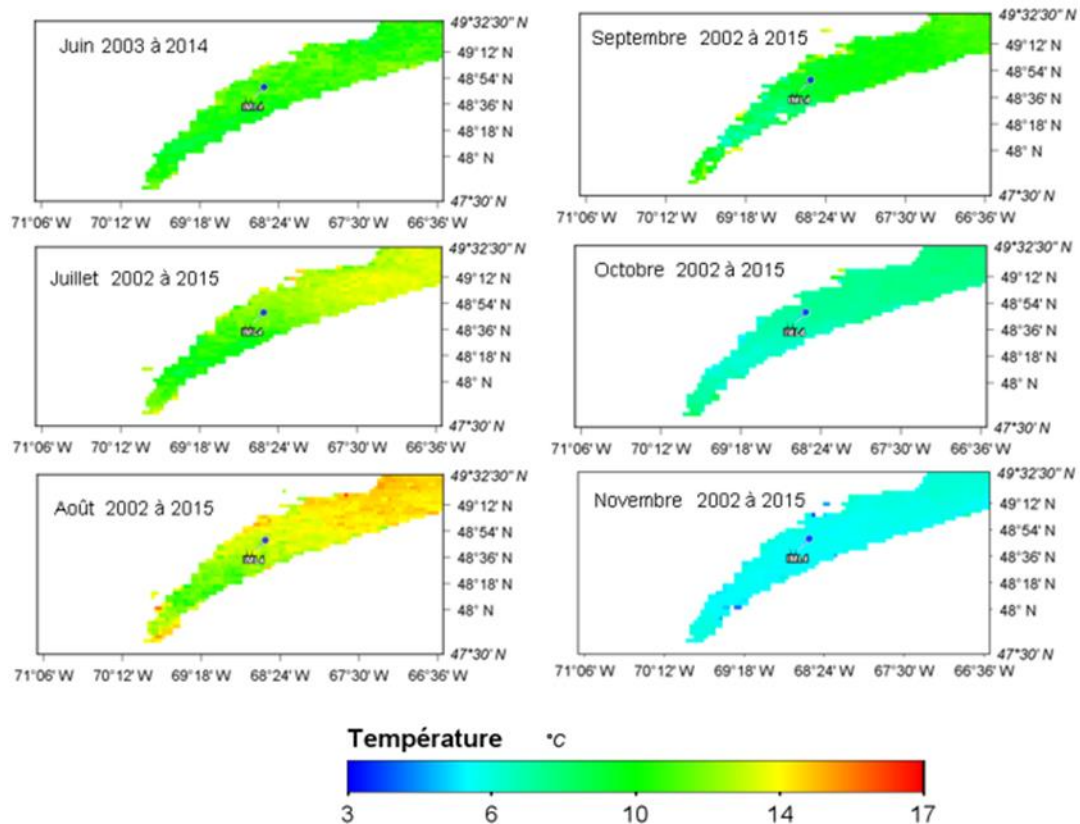


Figure 2-3: Climatologies mensuelles de la température de la surface de la mer de MODIS-Aqua durant l'été et l'automne de 2002 à 2015 dans l'EMSL. Le point indique la position de la bouée IML-4. Source : <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>

L'écosystème marin du Saint-Laurent est aussi caractérisé par un fort cycle saisonnier de la température et de la salinité et ainsi que par la présence de glace en hiver (Galbraith *et al.*, 2012). Le cycle saisonnier de la salinité dans la couche de surface de l'EMSL est

caractérisé par des valeurs faibles au printemps et il présente une salinité estivale qui varie entre 25 et 31 (Galbraith *et al.*, 2011 ; Gagné *et al.*, 2013).

L'analyse des données historiques satellitaires a montré que les eaux de surface estivales de l'EMSL se réchauffent, à un taux de 0,4°C en 10 ans (1985-2011) (Galbraith *et al.*, 2012).

Cette couche superficielle subit un refroidissement graduel à l'automne et le mélange occasionné par les vents entraîne l'apparition d'une couche mélangée qui devient progressivement plus froide et plus profonde pour rejoindre la couche intermédiaire froide (CIF) durant l'hiver. Cette dernière présente des températures proches du point de congélation (de -1 à 2 °C). La CIF est caractérisée par une salinité de 32 à 33, par de fortes concentrations en éléments nutritifs. La CIF est formée durant l'hiver par un mécanisme de convection et par le transport du sel lorsque la formation de la glace est terminée. Au printemps, dans l'EMSL, le réchauffement des eaux de surface, la fonte des glaces de mer et le ruissellement provenant du continent emmènent une réduction de la salinité et une augmentation de la température de la couche de surface sous laquelle les eaux froides deviennent en partie isolées de l'atmosphère afin de former la CIF d'été (Gilbert et Pettigrew, 1997 ; Gagné *et al.*, 2013) . La circulation estuarienne transporte la CIF du golfe en amont de l'EMSL maintenant des températures froides à l'année à la tête du chenal laurentien (Galbraith *et al.*, 2011).

La température de la CIF se réchauffe graduellement au cours de l'été à cause du mélange vertical (Gilbert et Pettigrew, 1997 ; Cyr *et al.*, 2011) et c'est en novembre (à l'automne) que les températures et les profondeurs de la CIF sont les plus élevées dans l'EMSL.

La dernière couche d'eau de l'EMSL est située sous la CIF (de 150 à 450 m). Cette couche profonde est caractérisée par des températures qui ne dépassent pas 7 °C et une salinité variant entre 32,5 et 35 (Gagné *et al.*, 2013).

Cette couche profonde est formée à l'extérieur du golfe du Saint-Laurent et contient des proportions variables d'eau fraîche provenant du courant du Labrador et d'eau chaude provenant du talus continental. À partir du détroit de Cabot, ces eaux prennent environ trois à quatre ans pour gagner la tête de l'EMSL à une vitesse moyenne de 1 cm.s<sup>-1</sup> (Gilbert, 2004).

## 2.2 PROGRAMME MONITORAGE DE LA ZONE ATLANTIQUE « PMZA »

Avant de procéder à la description de l'acquisition des données, nous présentons sommairement le programme de monitoring de la zone atlantique (PMZA) du ministère des Pêches et Océans au sein duquel une partie du travail de recherche a été réalisé. Le PMZA a vu le jour en 1996 et a pour objectif principal de fournir, au ministère et à la communauté scientifique, des données précises sur l'état et l'évolution des conditions biologiques, chimiques et physiques des eaux de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent.

Quatre fois par année, des scientifiques de l'Institut Maurice-Lamontagne (IML) recueillent différents échantillons afin de suivre les conditions océanographiques pour l'ensemble de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent. De plus, l'IML a mis en place depuis 2002 un réseau de bouées océanographiques permettant une fréquence plus élevée d'échantillonnage *in situ*. Les bouées sont équipées de capteurs pour mesurer différents paramètres météorologiques et océanographiques qui incluent la température, la salinité et la fluorescence de la chlorophylle, ainsi que des radiomètres pour valider les images satellites de la couleur de l'eau (Larouche *et al.*, 2003). La bouée IML-4, située dans le chenal Laurentien devant Rimouski (**Figure 2-2** ci-dessus) est aussi visitée par une équipe



de l'IML à toutes les semaines entre la fin avril et la fin octobre. Ces visites permettent de faire des observations des paramètres biologiques et chimiques que la bouée ne peut pas mesurer.

### 2.3 ACQUISITION DES DONNÉES SUR LE TERRAIN À L'ÉTÉ 2015

L'acquisition des données sur le terrain est une étape très importante du processus de validation de données satellitaires. Une partie des données *in situ* ont été recueillies dans le cadre du PMZA. En 2015, un échantillonnage additionnel a été réalisé à l'aide d'une embarcation de la Garde côtière canadienne à la station de Rimouski (bouée IML-4) (**Figure 2-4**), afin d'acquérir des données optiques de bonne qualité permettant d'évaluer les mesures radiométriques de la bouée et de fournir des données pour la validation des réflectances marines dérivées des données satellitaires. Nous présentons les principales étapes de l'acquisition et du traitement des données optiques et biogéochimiques, lesquelles ont été décrites en détail dans Bélanger *et al.*, (2017).



Figure 2-4: Photo de la bouée VIKING à la station IML-4 visitée avec l'embarcation de la Garde Côtière Canadienne en juillet 2015 (crédit photo : Gabriel Ladouceur).

### 2.3.1 Mesures des propriétés optiques apparentes (AOP)

Des profils de lumière spectrale dans la colonne d'eau ont été effectués à l'aide d'un Compact-Optical Profiling System (C-OPS) de la compagnie Biospherical (**Figure 2-5**). Le C-OPS consiste en deux radiomètres montés sur un profileur qui se déploie dans la colonne d'eau. Un radiomètre mesure la luminance ascendante dans la colonne d'eau ( $L_u$ ) et l'autre mesure l'éclairement descendant de l'eau ( $E_d$ ). Un troisième radiomètre, de référence, est installé sur le bateau pour suivre les variations de l'éclairement incident à l'extérieur de l'eau ( $E_{s0^+}$ ). Les radiomètres mesurent la lumière à 19 longueurs d'onde de l'ultraviolet (UV ; 305 nm) au proche infrarouge (PIR ; 765 nm). Le radiomètre de référence est équipé d'un mécanisme muni d'une bande en aluminium de 1,5 mm d'épaisseur et 2,5 cm de large, nommé « BioShade » (Figure 2-6), qui passe devant le capteur pour caractériser l'éclairement direct ( $E_{dir}$ ) et l'éclairement diffus ( $E_{diff}$ ). Cette information aide à améliorer la correction d'ombrage appliquée aux mesures de  $L_u$  dans l'eau (voir plus loin).

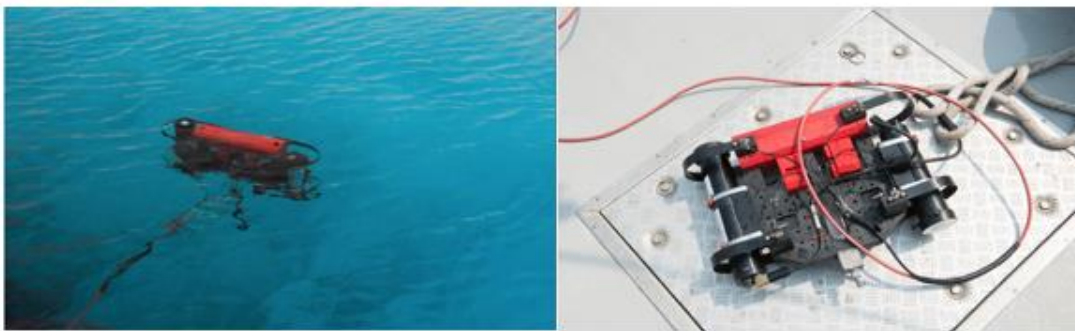


Figure 2-5: C-OPS permettant de faire des profils verticaux de lumière dans la colonne d'eau (gauche : tirée de [www.biospherical.com](http://www.biospherical.com); droite: juillet 2015, crédit photo: Gabriel Ladouceur).



Figure 2-6: Prise de mesure de l'éclairement descendant ( $E_d$ ) et le *BioShade* près de la bouée IML-4 à l'aide d'un radiomètre installé sur le bateau (juillet 2015), (crédit photo : Gabriel Ladouceur).

Les mesures réalisées avec le C-OPS permettent d'obtenir des profils de lumière à haute résolution verticale afin de déterminer avec précision les AOPs, soit la réflectance marine ( $R_{rs}$ ) et le coefficient d'atténuation diffus ( $K_d$ ) dans la colonne d'eau. Le coefficient d'atténuation diffuse de l'éclairement descendant,  $K_d(\lambda, z)$  est défini par l'équation de Gordon (1989) :

$$K_d(z, \lambda) = - \left( \frac{1}{E_d(z, \lambda)} \right) \frac{dE_d(z, \lambda)}{dz} \quad \text{Équation 2-1}$$

où  $z$  (mètres) est la profondeur et  $E_d$  est l'éclairement descendant. De la même manière, on peut remplacer l'éclairement descendant par la luminance ascendante pour

calculer le coefficient d'atténuation diffus spectrale pour  $L_u$ ,  $K_{Lu}(\lambda)$ , qui est nécessaire pour calculer la luminance sortante de l'eau ( $L_w$ ). La luminance juste sous la surface,  $L_u(0^-, \lambda)$ , est calculée avec l'équation :

$$\ln(L_u(z, \lambda)) = \ln(L_u(0^-, \lambda)) - \overline{K_{L_u}^{surf}}(\lambda)z \quad \text{Équation 2-2}$$

où  $\overline{K_{L_u}^{surf}}(\lambda)$  est le coefficient d'atténuation diffuse pour la luminance ascendante ( $L_u$ ) pour une couche de surface donnée.

Ensuite  $L_u(0^-, \lambda)$  est corrigé de l'effet d'ombrage que crée la structure de l'instrument en suivant la méthode de Gordon et Ding (1992) modifiée par Zibordi *et al.*, (1995), en considérant la portion diffuse et directe de l'éclairement obtenu avec le BioShade suivant Morrow *et al.*, (2010). La luminance émergeant de l'eau,  $L_w(\lambda)$ , a été calculée en appliquant un facteur de 0,543 (Mueller et Austin, 1995).  $R_{rs}(\lambda)$  est le rapport entre  $L_w(0^+, \lambda)$  et  $E_s(0^+, \lambda)$ . On a donc :

$$L_w(\lambda) = 0.543L_u(0^-, \lambda) \quad \text{Équation 2-3}$$

$$R_{rs}(\lambda) = \frac{L_w(0^+, \lambda)}{E_s(0^+, \lambda)} \quad \text{Équation 2-4}$$

### 2.3.2 Mesures des propriétés optiques inhérentes (IOP)

À la suite des mesures avec le C-OPS, une cage bio-optique a été déployée. Cette dernière possède des instruments permettant de mesurer certaines propriétés optiques inhérentes (IOP) ([Figure 2-7](#)) :

- La sonde CTP (*CTD* en anglais) qui permet de mesurer la température, la conductivité (convertie en salinité) et la profondeur.

- L'a-sphere (*Hobilabs*) qui est une sphère intégrante permettant de mesurer l'absorption spectrale des constituants de l'eau à une résolution spectrale de 0,5 nm entre 360 et 750 nm. L'instrument a été étalonné avec de l'eau pure à la température ambiante par le fabricant au printemps 2015. L'absorption mesurée est l'absorption totale excluant l'eau pure (donc la somme du particulaire et du dissous). Les données d'absorption ont été corrigées pour les effets de température (Röttgers *et al.*, 2014).

- Le Hydroscat-6 (*Hobilabs*) qui mesure la fonction de diffusion volumique à un angle de 140° ( $\beta(140^\circ)$ ) à 6 longueurs d'onde (394, 420, 470, 532, 620, 700 nm) à l'aide de LED (abrégé de l'anglais *Light-Emitting Diode*). L'instrument permet également de mesurer la fluorescence de la MODC (excitation 394 nm et émission à 532 nm) et de la Chlorophylle-*a* (excitation 470 et émission à 700 nm). Cet instrument a été étalonné par la compagnie avant la campagne de terrain de l'été 2015. Les valeurs de  $\beta(140^\circ, \lambda)$  ont été corrigées de la perte de photons par l'atténuation de la lumière le long du chemin optique (Maffione et Dana, 1997). La méthode de Doxaran *et al.*, (2016) a été utilisée pour la correction de l'atténuation. Le coefficient de rétrodiffusion des particules ( $b_{bp}(\lambda)$ ) a été calculé en utilisant (Maffione et Dana, 1997) :

$$b_{bp} = 2\pi X_p (\beta(140) - \beta_w(140)) \quad \text{Équation 2-5}$$

où  $X_p = 1.08$  (c'est une valeur fixé pour le fabricant du capteur) et  $\beta_w$  est l'indicatrice de diffusion de l'eau pure à 140° qui a été calculée selon Zhang *et al.*, (2009) en tenant compte de la salinité de l'eau mesurée par le CTP.

• L'ECO Triplet (*Wetlabs*) qui mesure la fluorescence *in situ* de la MODC en excitant les molécules à une longueur d'onde d'excitation de 370nm et aux longueurs d'onde d'émission de 420, 460 et 500 nm.

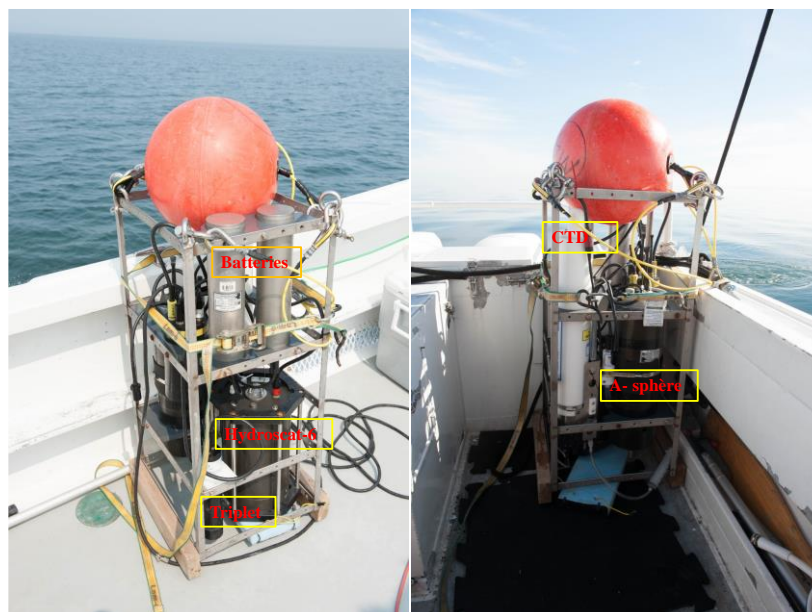


Figure 2-7 : Photographie de la cage Bio-optique avec les principaux instruments qu'on y trouve (juillet 2015), (crédit photo : Gabriel Ladouceur).

### 2.3.3 Mesures discrètes des eaux de surface

Pendant la campagne d'été 2015, nous avons recueilli à chaque sortie en mer, un échantillon d'eau qui a été prélevé avec un bidon en plastique de 20 litres qui a été préalablement trempé dans l'acide chlorhydrique (HCl 1%) et rincé plusieurs fois à l'eau distillée. Une fois en mer, ce contenant est plongé dans l'eau manuellement à ~ 15-20cm, sous la surface après trois rinçages à l'eau de mer. En arrivant au laboratoire, l'échantillon est entreposé à 4°C le temps d'effectuer les analyses.

La bouée IML-4 a été visitée chaque semaine pendant la saison estivale de 2015 au cours de laquelle les propriétés optiques apparentes (AOPs) et les propriétés optiques inhérentes (IOPs) ont été mesurées avec des biogéochimiques clés paramètres. Donc, diverses analyses physicochimiques, optiques et biologiques ont été réalisées à partir des échantillons :

- dénombrement cellulaire (bactérie et phytoplancton) par cytométrie en flux ;
- Chlorophylle-*a* (Chl-*a*) par fluorescence (appelée Chl-*a in vitro*) ;
- poids sec de la matière particulaire en suspension (MPS) et de la matière particulaire inorganique en suspension (MPIS) après combustion ;
- identifications des pigments par chromatographie en phase liquide à haute performance (HPLC)<sup>1</sup> ;
- sels nutritifs (nitrate, phosphate, silicate) ;
- carbone organique total (COT) et dissous (COD) et azote total et dissous (TN et TDN) par oxydation catalytique à haute température (HTCO) ;
- salinité au salinographe ;
- coefficient d'absorption spectral de la MODC ( $a_g$ ) ;
- matrice de fluorescence de la MODC (EEMs) ;

---

<sup>1</sup> Les données de chlorophylle-*a* provenant des mesures HPLC n'ont pas été utilisées pour la validation en raison du faible nombre observations (N=12). Cependant, une comparaison en les données HPLC et fluorométrie a montré une excellente régression ( $\text{Chl\_HPLC} = 0,28 + 1,11 \text{ Chl\_fluo}$ ) avec un  $r^2$  de 0,99 indiquant une légère sous-estimation de la chlorophylle-*a* avec la méthode fluorométrique dans l'estuaire.

- coefficient d'absorption spectral des particules ( $a_p$ ), des particules non-algales ( $a_{nap}$ ) et du phytoplancton ( $a_\phi$ ) ;

Seules les méthodes d'analyses des variables sur l'effet d'ombrage des instruments pour les mesures optiques sous-marines utilisées pour cette étude seront décrites plus en détail ci-dessous (voir aussi Bélanger *et al.*, 2017).

### 2.3.3.1 Chlorophylle-*a* *in vitro*

Dans ce mémoire, la concentration de la chlorophylle-*a* [chl-*a*] *in vitro* indique la concentration déterminée suite à l'extraction des pigments à l'acétone suivant la méthode de Parsons *et al.*, (1984). Brièvement, 100 mL d'eau de mer ont été filtrés en triplicatas sur des filtres en fibre de verre, de type GF/F (*Whatman*) de 25mm de diamètre et de 0.7  $\mu$ m de porosité. Après filtration, les filtres ont été placés dans 10 mL d'acétone à 90% pendant 24h au frigo. Le lendemain, la fluorescence a été mesurée avec un fluorimètre de type *Turner Designs 10-AU* avant et après acidification (pour les phaeopigments).

### 2.3.3.2 Matière particulaire en suspension (MPS) / Matière particulaire inorganique en suspension (MPIS)

1 L d'eau de mer a été filtré en triplicatas sur des filtres GF/F (*Whatman*; de 25mm de diamètre) qui avaient été prébrulés à 450°C pendant 3h et pré-pesés avec une microbalance analytique (*Mettler Toledo* modèle *AB204-S*) à très haute précision. Après avoir rincé les tulipes de filtration à l'eau douce (environ 3 fois/rinçages) pour éliminer le sel, les filtres ont été placés dans des pétris puis laissés à l'étuve à 60°C. Le lendemain, les filtres ont été pesés à la sortie de l'étuve ( $M_1$ ). Après la pesée, les filtres ont été brulés à 450°C pendant 3 heures pour éliminer la matière organique. À la sortie du four, les filtres



ont été à nouveau pesés ( $M_2$ ). Les concentrations des MPS et MPIS sont finalement calculées ( $\text{mg.L}^{-1}$ ) :

$$MPS = (M_0 - M_1) / V \quad \text{Équation 2-6}$$

$$MPIS = (M_0 - M_2) / V \quad \text{Équation 2-7}$$

où  $V$  ( $\text{m}^3$ ) est le volume d'eau de mer filtré (1 L).

### 2.3.3.3 Coefficient d'absorption de la MODC

300 mL d'eau de mer ont été filtrés sur des filtres prébrulés GFF de 47mm de diamètre et de porosité de 0.7  $\mu\text{m}$ , se colorent légèrement, en triplicatas. Le filtrat a été récupéré avec un erlenmeyer en verre préalablement lavé au HCl et rincé à l'eau nano pure. Une partie du filtrat est ensuite préparé pour les analyses de carbone organique dissous (non décrites ici). Le reste servira aux analyses spectrophotométriques (absorbance et fluorescence).

L'absorbance (ou densité optique, *optical depth*, OD ; sans unité) a été mesurée à l'aide d'un spectrophotomètre à double faisceau de type *Lambda 850 UV - VIS (Perkin Elmer, Massachusetts, USA)*. Chaque échantillon placé dans une cuvette de 10cm de chemin optique a été soumis à un faisceau balayant les longueurs d'onde de 800 nm à 240 nm à 1 nm de résolution. L'eau nano pure est utilisée dans la cellule de référence et pour la mesure de la ligne de base avant d'analyser l'échantillon. L'absorbance est ensuite convertie en coefficient d'absorption de la MODC (en  $\text{m}^{-1}$ ) :

$$a_g = 2.303 * OD / l \quad \text{Équation 2-8}$$

où le facteur 2,303 est la conversion du  $\log_{10}$  en logarithme naturel avec  $OD = \log_{10}T$  ( $T$  est la transmission du filtre) et  $l$  est la longueur du chemin optique (0.1 m). Une

correction a été appliquée pour éliminer la perte de signal due à la diffusion des particules ou colloïdes ayant passé à travers les filtres GFF, en soustrayant la valeur de  $a_g$  (690) au reste du spectre (Babin *et al.*, 2003).

#### 2.3.3.4 Coefficient d'absorption de la matière particulaire

Entre 50 et 400 mL d'eau de mer ont été filtrés sur des filtres de type GF/F de 25mm de diamètre et 0.7 $\mu$ m de porosité. Le volume filtré dépend de la coloration sur le filtre. Une coloration trop forte réduisant la précision de la mesure, jusqu'à 5 filtrations ont été réalisées (voir Röttgers et Gehnke, 2012). Après la filtration, les filtres ont été placés à l'intérieur d'une sphère intégrante de 150mm de diamètre et l'absorbance ( $OD_p$ ) a été mesurée à l'aide du Lambda 850 entre 800 et 290 nm à 1 nm de résolution. Au préalable, un filtre blanc humidifié a aussi été mesuré après avoir effectué une ligne de base dans l'air ( $OD_{blanc}$ ). Après la mesure d'absorbance, le filtre a été placé dans le méthanol 90% afin d'extraire les pigments (méthode de Kishino *et al.*, 1985). Le lendemain, le filtre a été rincé et l'absorbance a été mesurée à nouveau pour déterminer le spectre des particules non-algales ( $OD_{nap}$ ). L'absorbance a été convertie en coefficient d'absorption en suivant la méthode de Stramski *et al.*, (2015):

$$a_p = \ln(10)OD_f A / (V\beta) \quad \text{Équation 2-9}$$

où  $OD_f$  est la différence entre  $OD_p$  ou  $OD_{nap}$  et  $OD_{blanc}$ , A est l'aire occupée par les particules sur le filtre (en m<sup>2</sup>), et V représente le volume d'eau de mer filtré (en m<sup>3</sup>) et 2,303 est le facteur de conversion pour transformer les logarithmes décimaux en logarithmes naturels et enfin le facteur  $\beta$  est calculé avec l'équation de Stramski *et al.*, (2015). Ce dernier représente l'amplification du trajet de la lumière à travers du filtre en fibre de verre en raison de la diffusion multiple.  $\beta$  permet de convertir les données spectrophotométriques

de densité optique spectrale  $OD(\lambda)$  en coefficient d'absorption,  $a_p(\lambda)$ , avec des unités physiques ( $m^{-1}$ ).

Finalement, l'absorption des pigments phytoplanctoniques ( $a_\phi$ ) est obtenue par différence entre  $a_p$  et  $a_{nap}$ .

## 2.4 DONNÉES DE LA BOUÉE IML-4 ET DU PROGRAMME DE MONITORAGE DU MPO

Nous avons analysé les données journalières disponibles et corrigées pour la période estivale de 2013 à 2015 provenant des radiomètres OCR 500 (*ocean color radiometer*, Satlantic) qui sont installés sur la bouée IML-4 ( $48^\circ 40.00'$  N et  $68^\circ 35.00'$  W ; [Figure 2-2](#)). Les capteurs OCR mesurent la luminance ascendante ( $L_u$ ) dans l'eau et l'éclairement descendant ( $E_d 0^+$ ) dans l'air à 7 bandes spectrales (412, 443, 490, 510, 555, 670 et 683 nm) de 10 nm de largeur dans le visible. Les données ont été obtenues via la base de données de l'Observatoire global du Saint-Laurent (OGSL). Elles comprennent les données optiques, hydrographiques et météorologiques. Les données optiques (OPTICD) comprennent la date, l'heure, le jour de l'année, la latitude, la longitude, les sept mesures OCR- $E_d 0^+$  (moyenne et écart-type), les sept mesures OCR- $L_u$  (moyenne et écart-type), le rayonnement photosynthétiquement actif (RPA ou PAR en anglais), la fluorescence de la chlorophylle (FCHL) et de la matière organique dissoute (FDOM en anglais), les angles de tangage (pitch), de roulis (roll) et inclinaison (tilt) de la bouée et la position du BioShutter (c.-à-d. un obturateur qui protège le fluorimètre du phénomène de biofouling).

Le fichier météo (MET) contient les données suivantes :

Date, heure, jour de l'année, latitude, longitude, vitesse du vent, rafale du vent, direction du vent, température de l'air, humidité, pression, température de l'eau, conductivité, salinité, densité, FCHL, FDOM et RPA. Les fichiers contiennent une donnée

toutes les 15 minutes qui représente une moyenne de toutes les mesures acquises pendant une minute. En ce qui concerne les données radiométriques, la fréquence d'acquisition est de 6 Hz. Ainsi les moyennes et les écart-types sauvegardés dans les fichiers OPTICD ont été calculés à partir de 360 observations. À noter que les radiomètres OCR ont été installés le 8 mai en 2013, le 9 mai en 2014 et le 1 juillet en 2015.

Par ailleurs, des données *in situ* de Chlorophylle-*a* de 2013 à 2015 ont été obtenues du MPO. Les concentrations de Chlorophylle-*a* (Chl-*a*) ont été déterminées à partir d'échantillons d'eau récoltés à la surface (entre 1 et 2,5 m de profondeur) durant les sorties en mer hebdomadaires du programme de monitoring. Ces données de Chl-*a in vitro* ont été analysées par fluorométrie au laboratoire de l'IML par la méthode Welschmeyer (1994) et leurs unités correspondantes sont  $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ . Le nombre de données de Chl-*a* utilisée était de 45 pour les trois ans.

## 2.5 DONNÉES SATELLITAIRES

Les données de niveau 2 (L2) pour la période estivale de 2013 à 2015 provenaient des capteurs Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS-Aqua) et Visible and Infrared Imager/Radiometer Suite (VIIRS). Les images L2, à une résolution spatiale respective de 1,1 km et 750 m au nadir pour MODIS-Aqua et VIIRS, ont été téléchargées du site de la NASA (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>). Les images L2 ont été captées dans la période de mars à novembre pour les années 2013, 2014 et 2015, (**Tableau 2-1**). En ce qui concerne l'heure d'acquisition, la plupart des images se trouvent dans un intervalle de temps entre 16:15 et 18:20 heures (UTC), ce qui correspond au début de l'après-midi en heure locale.

Les images contiennent les données de réflectance normalisées dans les différentes bandes spectrales de MODIS-Aqua (412, 443, 469, 488, 531, 547, 555, 645, 667 et 678 nm)

et de VIIRS (410, 443, 486, 551 et 671 nm) estimées à partir des algorithmes standards de correction atmosphérique (CA) de la NASA (Gordon et Wang, 1994 ; Bailey *et al.*, 2010).

À la latitude de la bouée IML-4 (48°N), la fréquence d'acquisition est pratiquement quotidienne pour chaque capteur. Toutefois, en raison de la couverture nuageuse, seules les images contenant des eaux libres de nuages ont été traitées. Au total, 106 images MODIS-Aqua ont été téléchargées pour la période étudiée (38, 29 et 39 images respectivement pour les années 2013, 2014 et 2015) et 98 images VIIRS (31, 24, et 43 images pour 2013, 2014 et 2015 respectivement).

Tableau 2-1: Dates des images satellitaires MODIS Aqua et VIIRS durant la période libre de glace allant de mars à novembre pour les années 2013 à 2015.

# Obs.	Date	MODIS Aqua	VIIRS	# Obs.	Date	MODIS Aqua	VIIRS	# Obs.	Date	MODIS Aqua	VIIRS
1	20130316	oui	oui	32	20131006		oui	63	20140910	oui	oui
2	20130318	oui	oui	33	20131008	oui		64	20140912	oui	oui
3	20130329	oui	oui	34	20131009	oui		65	20140917	oui	oui
4	20130330	oui	oui	35	20131010	oui	oui	66	20140919		oui
5	20130406	oui	oui	36	20131012	oui	oui	67	20140924	oui	oui
6	20130415	oui	oui	37	20131013		oui	68	20140927	oui	oui
7	20130421	oui	oui	38	20131103	oui	oui	69	20141001	oui	
8	20130422	oui	oui	39	20131104	oui	oui	70	20141006	oui	
9	20130423	oui	oui	40	20131120	oui		71	20141012	oui	
10	20130426	oui	oui	41	20131125	oui		72	20141013	oui	
11	20130427	oui	oui	42	20140327	oui	oui	73	20150313	oui	
12	20130428	oui	oui	43	20140610	oui		74	20150324	oui	
13	20130504	oui	oui	44	20140611	oui	oui	75	20150325	oui	
14	20130508	oui	oui	45	20140622	oui	oui	76	20150327	oui	
15	20130514	oui	oui	46	20140627	oui	oui	77	20150328	oui	
16	20130519	oui	oui	47	20140714	oui	oui	78	20150329	oui	
17	20130605	oui	oui	48	20140715	oui		79	20150405	oui	
18	20130607	oui	oui	49	20140725	oui	oui	80	20150407	oui	oui
19	20130610		oui	50	20140801	oui	oui	81	20150408		oui
20	20130621	oui	oui	51	20140803	oui	oui	82	20150409		oui
21	20130708	oui		52	20140806	oui	oui	83	20150415	oui	
22	20130721	oui	oui	53	20140811	oui	oui	84	20150419	oui	oui
23	20130725	oui	oui	54	20140812	oui	oui	85	20150502	oui	oui
24	20130801	oui		55	20140819		oui	86	20150503	oui	oui
25	20130807	oui		56	20140820	oui		87	20150513		oui
26	20130918	oui	oui	57	20140821	oui	oui	88	20150514	oui	
27	20130927	oui	oui	58	20140822	oui	oui	89	20150606	oui	oui
28	20130929	oui		59	20140823	oui	oui	90	20150614	oui	oui
29	20130930	oui	oui	60	20140824	oui	oui	91	20150615	oui	oui
30	20131002	oui		61	20140829	oui	oui	92	20150627	oui	oui
31	20131004	oui		62	20140909	oui	oui	93	20150630	oui	oui

# Obs.	Date	MODIS Aqua	VIIRS	# Obs.	Date	MODIS Aqua	VIIRS	# Obs.	Date	MODIS Aqua	VIIRS
94	20150713	oui	oui	104	20150903	oui	oui	114	20151003	oui	oui
95	20150725	oui	oui	105	20150904	oui	oui	115	20151006	oui	oui
96	20150802	oui	oui	106	20150906		oui	116	20151008		oui
97	20150806	oui	oui	107	20150910		oui	117	20151023	oui	
98	20150807	oui		108	20150916	oui	oui	118	20151104	oui	oui
99	20150808	oui	oui	109	20150921		oui	119	2151110	oui	oui
100	20150809	oui		110	20150924	oui	oui	120	20151121	oui	oui
101	20150810	oui	oui	111	20150926		oui	121	20151124	oui	oui
102	20150815	oui	oui	112	20150928		oui	122	20151125		oui
103	20150822		oui	113	20151001	oui	oui				

Nous avons également évalué les estimations de chlorophylle-*a* calculées avec l'algorithme OC3v4 de MODIS-Aqua et VIIRS. L'algorithme OC3 consiste en un polynôme d'ordre quatre utilisant un quotient entre les  $R_{rs}$  des bandes bleues et vertes :

$$\log_{10}(Chl\_a) = a_0 + \sum_{i=1}^4 a_i * \log_{10} \left( \frac{R_{rs}(\lambda_{bleu})}{R_{rs}(\lambda_{vert})} \right)^i \quad \text{Équation 2-10}$$

où la  $R_{rs}$  (bleu) est le maximum entre 443 nm et 488 nm pour MODIS-Aqua et entre 443 nm et 486 nm pour VIIRS. La  $R_{rs}$  (vert) correspond à 555 nm et 551 nm pour MODIS-Aqua et VIIRS respectivement. Le **Tableau 2-2** montre les coefficients de l'algorithme OC3v4 de la NASA.

Tableau 2-2 : Coefficients de l’algorithme OC3v4 de la NASA.

Coefficient	MODIS-Aqua	VIIRS
$a_0$	0,2424	0,0008
$a_1$	-2,7423	-2,4683
$a_2$	1,8017	1,5867
$a_3$	0,0015	-0,4275
$a_4$	1,228	-0,7768

En raison du nombre insuffisant de points de correspondance trouvés, nous avons complété la série temporelle de Chl-*a in situ* à partir des mesures automatisées de la bouée. Pour ce faire, nous avons étalonné les mesures de FCHL de la bouée avec les mesures de Chl-*a in vitro*, ce qui a permis d’augmenter le nombre de points de correspondance entre les données satellitaires et *in situ* en termes de Chl-*a*.

## 2.6 TRAITEMENTS DES DONNÉES

### 2.6.1 Calculs de la réflectance marine à partir de la bouée IML-4

Les données radiométriques de la bouée ont dû être traitées pour estimer la réflectance marine (Bélanger *et al.*, 2017). Le traitement des données comprend plusieurs étapes de correction liées au fait que le radiomètre OCR- $L_u$  se trouve sous la bouée à 86 cm de la surface de la mer. La [Figure 2-8](#) montre un exemple de la réflectance mesurée avec le profileur optique C-OPS et la mesure de  $R_{rs}$  calculée avec les données brutes de la bouée sans aucune correction :



$$Rrs_{non\_corrige}(\lambda) = \frac{L_u^{Bouée}(Z = 0.86m, \lambda)}{E_d^{Bouée}(0^+, \lambda)} \quad \text{Équation 2-11}$$

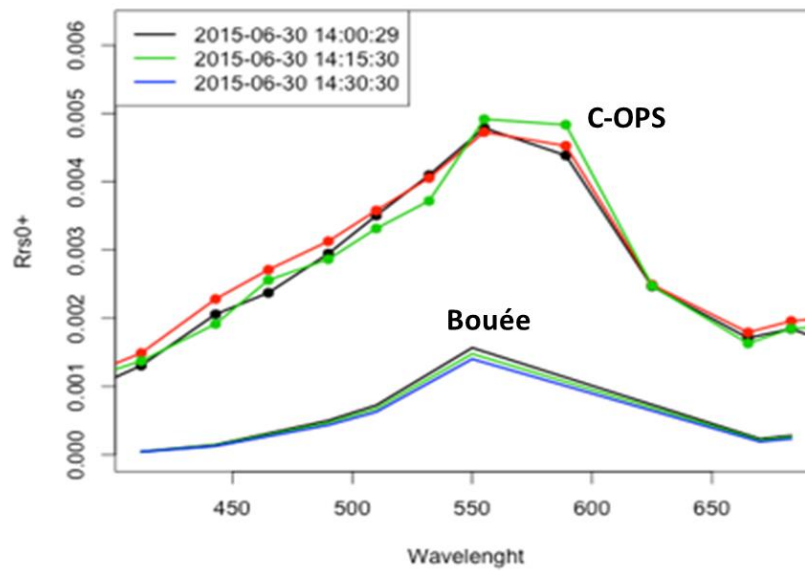


Figure 2-8: Comparaison des  $R_{rs}$  mesurées avec le C-OPS et avec la réflectance non-corrigée de la bouée IML-4 le 30 juin 2015. Les trois observations C-OPS ont été faites à 14 :07 (noir), 14 :09 (rouge) et 14 :12 (vert) respectivement.

Sans correction, la  $R_{rs}$  de la bouée est sous-estimée par un facteur 4 à 5. Cela est dû à l'ombrage créé par la structure de la bouée sur la colonne d'eau, et par le fait que la mesure de  $L_u$  est faite à 86 cm sous la surface de la mer (**Figure 2-9**).

L'ombre produite par la bouée dans l'eau entraîne donc une erreur très significative dans la mesure de  $L_u$ . Cependant, même sans aucune correction de l'effet d'ombrage, les formes spectrales des deux mesures se ressemblent grandement. Cela suggère que les quantités radiométriques mesurées par la bouée contiennent quand même des informations fondamentales sur les propriétés optiques de la colonne d'eau.

Afin de corriger cet effet indésirable, Bélanger *et al.*, (2017) ont mis au point une méthode de correction basée sur des observations empiriques obtenues au cours de l'été 2015. On résume ici les principales étapes de traitement des données pour le calcul de la réflectance marine qui servira de base pour l'évaluation des données de MODIS et VIIRS dans l'estuaire maritime du Saint-Laurent. Les détails méthodologiques sont disponibles dans l'article Bélanger *et al.*, (2017).

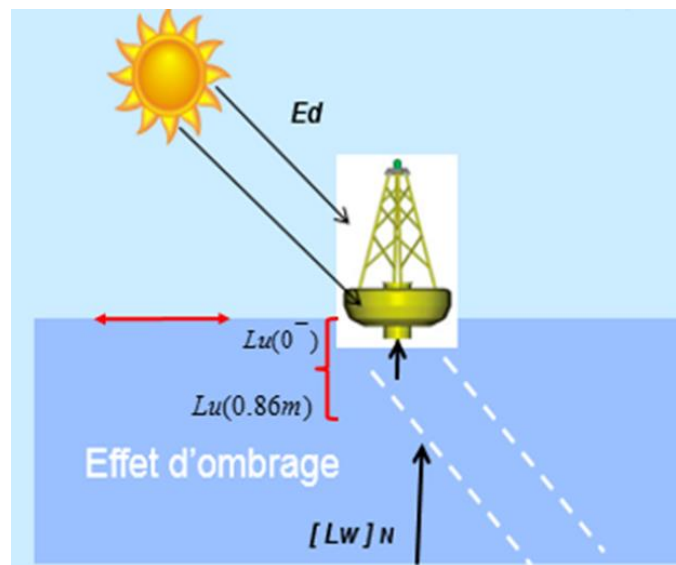


Figure 2-9: L'effet d'ombrage sur la mesure radiométrique sous la bouée.

L'erreur due à l'ombrage, notée epsilon ( $\epsilon$ ) suivant la notation de Gordon et Ding (1992), est la différence entre le  $L_u$  vrai (en supposant que la mesure C-OPS est exacte) à 0,86m et le  $L_u$  mesuré sous la bouée normalisée par le  $L_u$  vrai à 0,86m :

$$\epsilon = \frac{L_u^{\text{vrai}(C-OPS)}(z = 0.86) - L_u^{\text{Bouée}}(z = 0.86)}{L_u^{\text{vrai}(C-OPS)}(z = 0.86)} \quad \text{Équation 2-12}$$

où les unités de  $L_u$  sont exprimé en  $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{nm}^{-1}$  et la valeur de  $\epsilon$  exprime la fraction de la lumière manquante et peut s'exprimer en %. La première étape du traitement

consiste donc à estimer  $\varepsilon$  aux différentes longueurs d'onde des OCR. Pour ce faire, des relations empiriques ont été établies entre la réflectance non-correctée (Équation 2-12) de la bouée et les valeurs de  $\varepsilon$  mesurées.

De manière similaire, l'erreur due au passage de 86 cm à la surface (0') a été quantifié à partir des profils de  $L_u(Z)$  mesuré avec le C-OPS dans la couche de surface (0 à 2 m). Ainsi, le coefficient d'atténuation de la luminance ( $K_{Lu}$ ) (en  $m^{-1}$ ) pour la couche de surface a permis de quantifier cette erreur ( $\omega$ ) qui s'interprète comme le  $\varepsilon$ , soit

$$\omega = 1 - \exp^{(-K_{Lu}(z=0.86))} \quad \text{Équation 2-13}$$

Encore une fois, des relations empiriques ont été établies entre le  $K_{Lu}$  à différentes longueurs d'onde et la réflectance non-correctée.

Les relations empiriques proposées par Bélanger *et al.*, (2017) sont des régressions linéaires multiples (RLM) reliant l'épsilon ( $\varepsilon$ ) et le coefficient d'atténuation diffus de la luminance ascendante ( $K_{Lu}$ ) à différents ratios (BR, en nm) des bandes spectrales de la réflectance non-correctée (Équation 2-11) à l'angle zénithal solaire ( $\Theta^\circ$ ) et à la fraction ( $f$ ) de l'éclairement diffus. Ces derniers paramètres sont connus pour influencer  $\varepsilon$  et le  $K_{Lu}$  (Leathers *et al.*, 2004 ; Gordon, 1989).

Pour estimer l'effet d'ombrage, on emploie la régression linéaire multiple suivante :

$$\varepsilon(\lambda) = c_1(\lambda) + c_2(\lambda)BR + c_3(\lambda)f(\lambda) + c_4(\lambda)\theta_0 \quad \text{Équation 2-14}$$

où  $c_1$ ,  $c_2$ ,  $c_3$ ,  $c_4$  sont les coefficients de la régression linéaire multiple (RML). Les coefficients d'atténuation spectraux sont quant à eux estimés à partir de la RML suivante :

$$\overline{K_{Lu}^{2m}} = 10^{K_1(\lambda) + K_2(\lambda)BR + K_3(\lambda)\theta_0} \quad \text{Équation 2-15}$$

où  $k_1$ ,  $k_2$  et  $k_3$  sont les coefficients de la régression linéaire multiple. Les valeurs des coefficients sont disponibles dans Bélanger *et al.*, (2017) et sont en principe valides uniquement pour les conditions observées au site de la bouée IML-4.

Ces facteurs de corrections sont appliqués aux données OCR afin de calculer la  $R_{rs}(\lambda)$ . La luminance à 86 cm est d'abord corrigée de l'effet d'ombrage :

$$L_u^{corrigé}(z = 0.86, \lambda) = \frac{L_u^{bouée}(z = 0.86, \lambda)}{1 - \varepsilon(\lambda)} \quad \text{Équation 2-16}$$

En utilisant le coefficient d'atténuation diffuse à une profondeur de 2m ( $\overline{K_{Lu}^{2m}}$ ), la luminance juste sous la surface de la mer ( $L_u(0^-)$ ) est calculée:

$$L_u(0^-, \lambda) = \frac{L_u^{corrigé}(z = 0.86, \lambda)}{e^{-0.86 \overline{K_{Lu}^{2m}}}} \quad \text{Équation 2-17}$$

Finalement la  $R_{rs}(\lambda)$  est calculée :

$$L_w(\lambda) = 0.54 L_u(0^-, \lambda) \quad \text{Équation 2-18}$$

$$R_{rs}(\lambda) = \frac{L_w(\lambda)}{E_d(0^+, \lambda, t_0)} \quad \text{Équation 2-19}$$

Les  $R_{rs}$  ont d'abord été calculées à partir de toutes les données acquises entre 15h et 19h UTC qui correspondent à 11h et 15h heure locale. La médiane durant cette période a été calculée pour obtenir au final un spectre de  $R_{rs}$  *in situ* journalier.

### 2.6.2 Exercice de comparaison des mesures satellitaires et *in situ* (match-up)

L'exercice de comparaison entre les mesures satellitaires et *in situ*, nommé exercice de « match-up » en anglais, consiste à extraire des images satellitaires les données de réflectance des pixels qui se trouvent à proximité de la mesure *in situ*. Basé sur les travaux de Bailey *et al.*, (2006) et de Goyens *et al.*, (2013), nous avons considéré les points de correspondance (match-up) valides si la différence de temps entre le passage du satellite et la mesure *in-situ* était inférieure à 2 heures. Si plusieurs données *in situ* rencontraient ce critère, le point de correspondance avec la différence de temps la plus petite était retenu.

Les images L2 ont été analysées à l'aide du logiciel SeaDAS 7.2 et distribuées gratuitement par la NASA. Ce logiciel a été développé dans le but de visualiser, traiter, analyser et contrôler la qualité des produits issus des capteurs de la couleur de l'eau (<http://seadas.gsfc.nasa.gov/>). Les données ont été extraites des images et moyennées sur une fenêtre d'observation de 3x3 pixels centrée sur la position de la bouée IML-4 avec la fonction « *pixel extraction* » de SeaDAS. En particulier, nous avons extrait les réflectances marines ( $R_{rs}(\lambda)$ ) aux longueurs d'onde du spectre visible de MODIS-Aqua et de VIIRS ainsi que la concentration de la Chl-*a* calculée avec l'algorithme OC3v4 de la NASA.

L'homogénéité spatiale a été imposée dans la fenêtre de 3x3 pixels en utilisant les données de  $R_{rs}$  des pixels pour la longueur d'onde de 555 nm pour les images MODIS-Aqua et de 551nm pour les images VIIRS. Les images ayant un coefficient de variation supérieur à 20% ont été exclues.

Contrairement à la méthode de Goyens *et al.*, (2013), l'écart médian absolu a été utilisé et non pas l'écart-type standard. L'écart médian absolu ( $e_m^*$ ) se calcul avec :

$$e_m^* = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |x_i - x_{1/2}| \quad \text{Équation 2-20}$$

où  $X_{1/2}$  est la valeur de la médiane (et non la moyenne).

En général, la médiane est moins affectée par les valeurs atypiques (outliers) que la moyenne. C'est ainsi que l'écart-médian est inférieur à la valeur de l'écart-type standard. Cette statistique de dispersion dans le calcul du coefficient de variation permet d'inclure plus de données *in situ* qu'avec l'écart-type standard. Par conséquent, le coefficient de variation a été calculé considérant la médiane et l'écart médian absolu, avec l'équation suivante :

$$CV = \frac{e_m^*}{X_{1/2}} * 100 \quad \text{Équation 2-21}$$

Lors de l'analyse préliminaire des résultats, il a été décidé d'introduire un critère additionnel qui consiste à rejeter les images satellitaires dont les valeurs de  $R_{rs}$ , à toute longueur d'onde, sont considérées comme atypiques. Une image satellitaire est rejetée lorsqu'au moins une  $R_{rs}$  a dépassé le seuil respectif de  $Q_3 + 2 * RI$  où  $Q_3$  correspond à la valeur supérieure du troisième quartile et  $RI$  est l'intervalle interquartile, dans le cas où la  $R_{rs}$  est inférieure au seuil  $Q_1 - 2 * RI$  où  $Q_1$  correspond à la valeur supérieure du premier quartile. Ce même critère a été appliqué aux données de  $R_{rs}$  *in situ*, en rejetant quelques jours de prises de mesures pour obtenir une plus grande homogénéité et ainsi éviter les sources potentielles d'erreur.

Pour maintenir la cohérence des données, les analyses statistiques réalisées sur toutes les variables utilisées considèrent toujours la médiane plutôt que la moyenne.

Nous avons utilisé la régression par axe majeur (AM) de type II (Legendre et Legendre, 1998) qui est aussi nommé « moindres carrés totaux », pour valider les données satellitaires. Le fait que les deux types de variables présentent une variation considérée aléatoire (incertitude) justifie l'utilisation de la régression par axe majeur. Les données satellitaires ont été considérées comme variable dépendante et les données *in situ* (Bouée IML-4) comme variable indépendante. L'équation de régression linéaire est la suivante :

$$R_{rs\_satellite\ i} = \alpha + \beta * R_{rs\_IML-4_i} + \epsilon_i \quad \text{Équation 2-22}$$

où les estimateurs  $\alpha$ ,  $\beta$  et  $\epsilon_i$  représentent l'interception, la pente de la droite de régression et l'erreur d'estimation, respectivement.

L'une des conditions pour l'application de la méthode axe majeur (AM) est que les données présentent une distribution approximativement normale bivariée. Les séries temporelles des  $R_{rs}$  suivent en général une distribution log-normale. Toutefois, pour éviter la perte d'observations entre les paires de match-up en raison de la présence de valeurs négatives de  $R_{rs}$ , il a été décidé de travailler avec des valeurs originales et non pas avec les séries transformées en log. Cela peut aussi être justifié étant donné que l'application du logarithme naturel ne transforme pas les séries temporelles aux bivariées normales dans toutes les longueurs d'onde.

Les coefficients des régressions calculés et leurs statistiques (le R de Pearson et le p-valeur des permutations) sont contrastées avec trois autres indicateurs statistiques dont les noms seront utilisés en anglais tout au long de ce travail de recherche : l'erreur absolue relative en pourcentage (RE % en anglais), l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et le seuil ou biais en pourcentage (BIAS % en anglais) dont les formules sont les suivantes :

$$RE = \frac{1}{N} \sum \left( 100 \frac{|R_{rs}^{est}(\lambda) - R_{rs}^{obs}(\lambda)|}{R_{rs}^{obs}(\lambda)} \right) \quad \text{Équation 2-23}$$

$$RMSE = \sqrt{\left( \frac{\sum (R_{rs}^{est}(\lambda) - R_{rs}^{obs}(\lambda))^2}{N} \right)} \quad \text{Équation 2-24}$$

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum \frac{R_{rs}^{est}(\lambda) - R_{rs}^{obs}(\lambda)}{R_{rs}^{obs}(\lambda)} \quad \text{Équation 2-25}$$

où  $R_{rs\_est}(\lambda)$  sont les réflectances estimées par les satellites,  $R_{rs\_obs}(\lambda)$  sont les réflectances observées *in situ* et N est le nombre total de points de correspondance à chaque longueur d'onde ( $\lambda$ ).



## CHAPITRE 3

### RÉSULTATS

Ce chapitre présente d'abord la variabilité temporelle des conditions océanographiques pendant la période de 2013 à 2015 observée à la station IML-4 dans l'estuaire maritime du Saint-Laurent. Cette analyse permettra de mettre en contexte les variations bio-optiques telles que la chlorophylle-*a* et la matière organique fluorescente à la section suivante, avant de présenter la variabilité radiométrique à la station IML-4. Pour terminer, les données satellitaires de réflectance marine et de chlorophylle-*a* seront validées à partir des observations *in situ*. En plus de mettre en évidence des biais possibles dans les données MODIS et VIIRS, cela permettra d'évaluer le potentiel des mesures radiométriques *in situ* du réseau de bouées du MPO pour la validation des données satellitaires de manière plus générale.

#### 3.1 VARIABILITÉ OCÉANOGRAPHIQUE À LA STATION DE RIMOUSKI (IML-4) ENTRE 2013 ET 2015

La **Figure 3-1** présente pour chaque année une partie du cycle saisonnier avec un réchauffement des eaux entre les mois de mai et août et un refroidissement du mois d'août à novembre. On note cependant de grandes fluctuations à relativement court terme. L'année 2014 présente une caractéristique particulière, parce qu'il y a un accroissement abrupt des températures dans le mois d'août par rapport aux mois précédents, suivi d'une baisse rapide dans le mois de septembre.

La valeur médiane de la salinité pour l'ensemble de la période est de 27,4. L'analyse annuelle montre que les médianes se trouvent entre 26,8 et 27,6 (**Figure 3-1**). Les

diagrammes en boîte à moustaches annuels indiquent que le 50% des valeurs inférieures présente une dispersion plus élevée que les valeurs supérieures, et des cas atypiques ont été enregistrés en 2014 et 2015 (**Figure 3-2**).

Chaque année, on note une légère tendance croissante de la salinité au cours de la saison estivale qui se maintient jusqu'à la fin de la période de mesures. Cependant, comme pour la température, la variabilité journalière de la salinité peut-être très élevée. Ces variations à court terme témoignent du mouvement des masses d'eau causé par les marées et la forte variabilité spatiale qui caractérise l'EMSL. L'année 2014 se démarque encore une fois avec des valeurs en début de saison (mois de mai) constamment inférieures à 25, suggérant un débit fluvial plus important.

La variabilité interannuelle de la température et de la salinité de l'eau pour la période estivale au site de la bouée IML-4 a été analysée entre le 9 mai 2013 et le 11 novembre 2015. L'année 2013 montre des températures plus froides et légèrement plus salées que les deux autres années durant la période estivale. Il est intéressant de noter que le maximum enregistré dépasse 17 °C dans la première quinzaine du mois d'août 2014, ce qui est près de 5°C de plus que la température maximale enregistrée (12,8 °C) dans la première quinzaine du mois de juillet 2013. En 2015, la température de la mer a atteint 15,2 °C à la fin du mois de juillet.

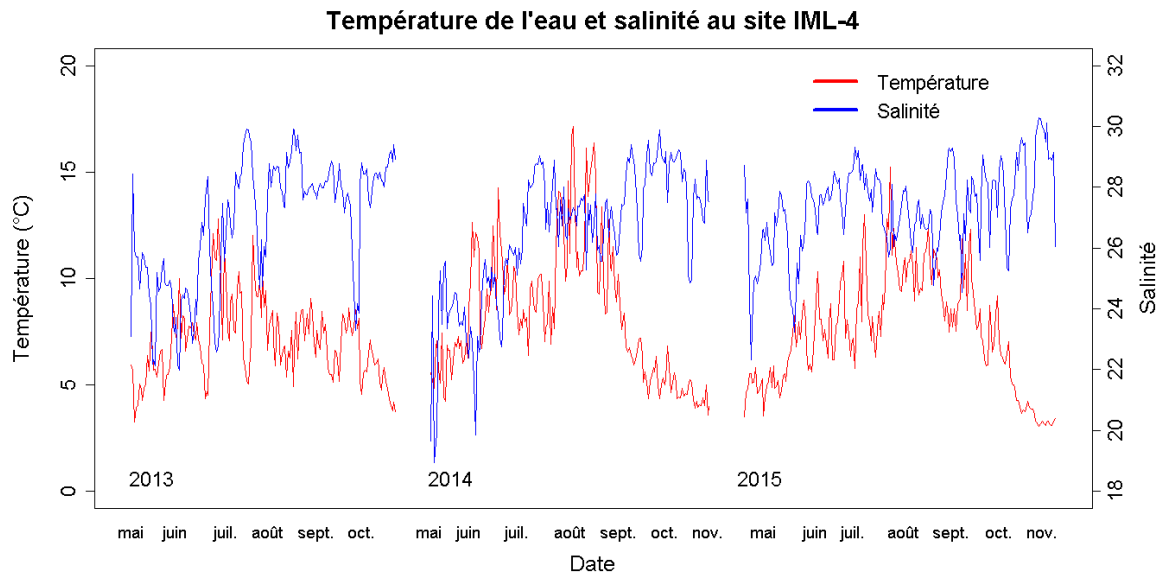


Figure 3-1 : Température de l'eau et salinité à la station de Rimouski (bouée IML-4).

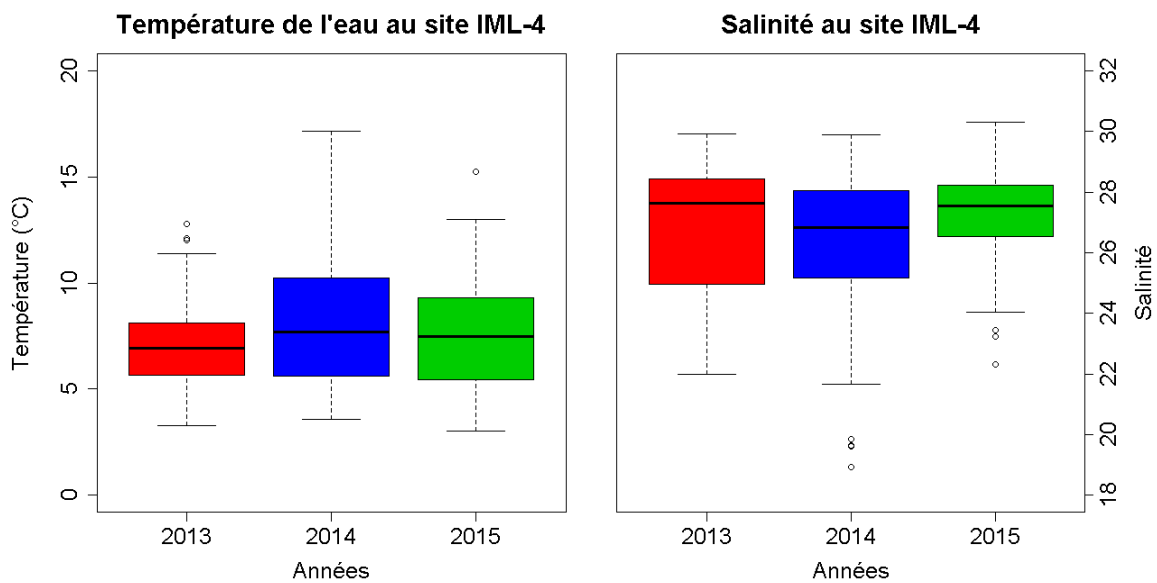


Figure 3-2: Diagrammes en boîte à moustaches pour la température de l'eau et la salinité à la station de Rimouski.

## 3.2 VARIABILITÉ BIO-OPTIQUE À LA STATION DE RIMOUSKI (IML-4) ENTRE 2013 ET 2015

### 3.2.1 Fluorescence *in situ* de la chlorophylle (FCHL) et fluorescence *in situ* de la matière organique dissoute (FDOM)

La **Figure 3-3** montre les séries temporelles de la fluorescence *in situ* de la chlorophylle (FCHL) et la fluorescence de la matière organique dissoute (FDOM) calculées avec la médiane journalière entre 15h et 19h UTC ; (c'est-à-dire 11h et 15h heure locale, c'est ce qui correspond aussi aux heures des passages des capteurs MODIS et VIIRS) pour la période de 2013 à 2015.

La FDOM présente une tendance décroissante pour chaque année, laquelle est plus marquée en 2014 et 2015 avec des valeurs plus élevées en mai (supérieures à 15 ppb) et en descendant vers le mois de novembre (inférieurs à 5 ppb). En revanche, la FCHL montre une grande variabilité au cours des trois années, avec des valeurs fréquemment près de 0 ou dépassant  $20 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ . Il est à noter que la bouée IML-4 a enregistré des valeurs supérieures à  $70 \text{ mg}\cdot\text{mg}^{-3}$  dans les derniers jours de chaque période. Toutefois, en se basant sur les mesures fluorimétriques *in vitro* de chlorophylle-*a*, les valeurs de fluorescence supérieures à  $20 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$  ont été exclues de l'analyse. Ces valeurs élevées pourraient être attribuées à la présence de problèmes de biofouling du capteur de fluorescence. Le biofouling est fréquemment observé dans les eaux côtières et estuariennes très productives (Johnson *et al.*, 2008) telles que le Saint-Laurent, et ce malgré les dispositifs et les précautions qui sont prises pour limiter ces problèmes. Les médianes de la FCHL ont été de 1,79 à  $3,70 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$  (**Figure 3-4**), les médianes pour la FDOM se trouvaient entre 3,6 et 6,42 ppb avec une valeur de 4,9 pour l'ensemble de la base de données.

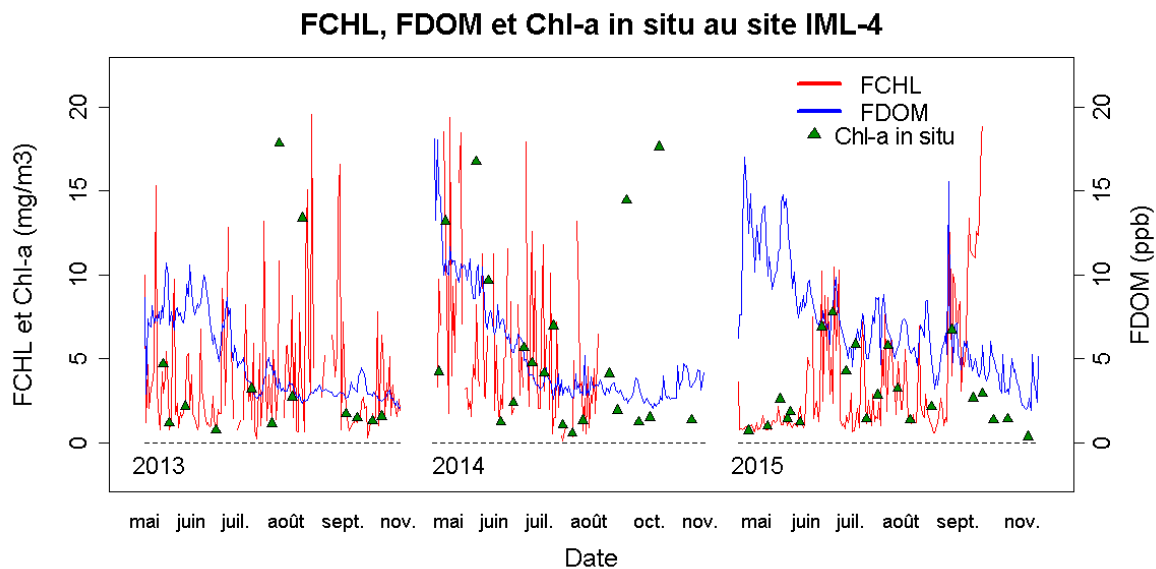


Figure 3-3: FCHL et FDOM à la station de Rimouski.

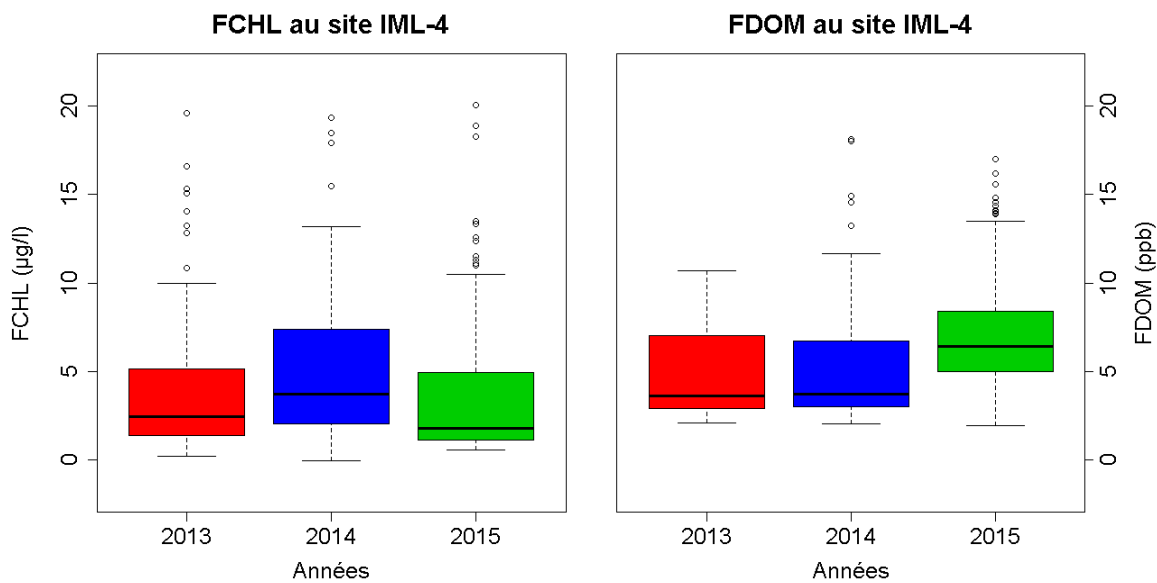


Figure 3-4 : Diagrammes en boîte à moustaches de la FCHL et la FDOM à la station de Rimouski.

Dans les estuaires, les variations de FDOM sont généralement fortement corrélées aux apports d'eaux douces chargées en matière organique dissoute d'origine terrigène. Ainsi une forte corrélation inverse a été trouvée entre la salinité et la FDOM chaque année (**Figure 3-5 a**). Le R de Pearson varie entre -0,78 (2015) et -0,91 (2013). Les différences observées entre les années, en particulier en 2015, pourraient provenir de l'absence d'un étalonnage rigoureux du capteur de fluorescence.

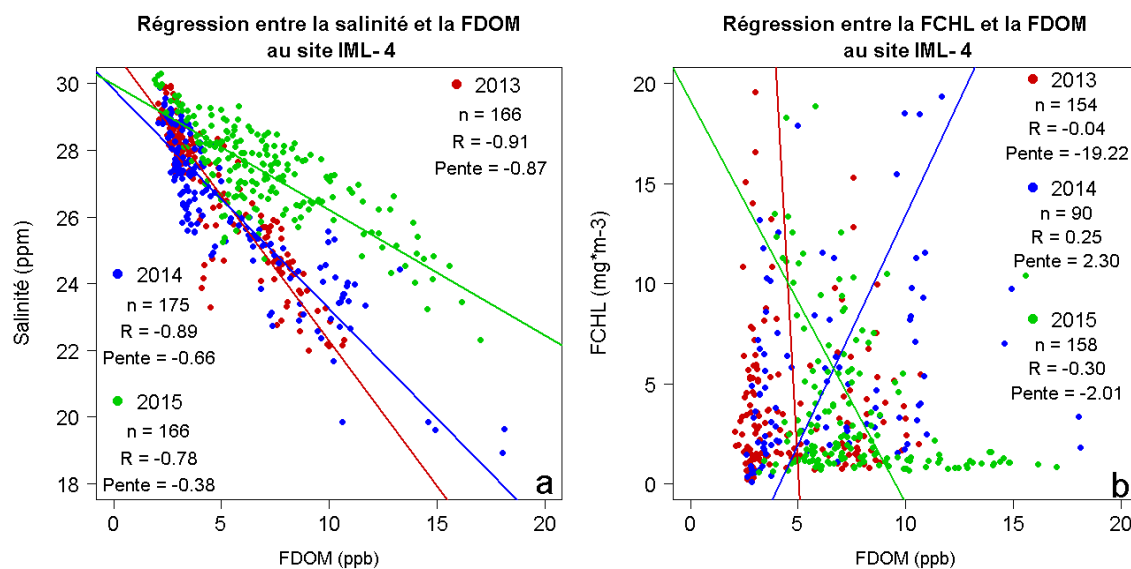


Figure 3-5: Régressions entre la salinité et la FDOM et entre la FCHL et la FDOM à la station de Rimouski entre 15h et 19h UTC (l'heure passage du satellite) pour chaque année d'observations.

L'analyse de corrélation entre la FCHL et la FDOM (**Figure 3-5 b**) indique que ces variables se comportent de manière relativement indépendante dans l'EMSL. Le coefficient R est non significatif pour l'année 2013 et inférieur à 0,3 pour les deux autres années de la période analysée.

### 3.2.2 Chlorophylle-*a* (*in vitro*)

La **Figure 3-3** inclut la distribution temporelle de données de Chl-*a* mesurées en laboratoire par fluorescence (*in vitro*) sur les échantillons d'eau de surface pris par le MPO à chaque visite de la bouée IML-4 (hebdomadaire). La variabilité à court terme de ce paramètre est remarquable et tend à masquer les variations saisonnières. La médiane de la période complète est de 1,94 mg.m<sup>-3</sup>, alors que les valeurs annuelles médianes varient entre 1,63 et 2,25 mg.m<sup>-3</sup>. La division des données en quartiles indique la présence de valeurs nettement plus élevées, mais tout de même inférieures à 18 mg.m<sup>-3</sup>.

Il est intéressant de noter que les valeurs maximum ne sont pas toujours observées aux mêmes dates. En 2013, le maximum a été enregistré en août, alors qu'en 2014 des pics dépassant 10 mg.m<sup>-3</sup> ont été observés entre mai et juin, mais également en septembre et octobre. En 2015, les valeurs sont restées sous la barre des 10 mg.m<sup>-3</sup> avec des augmentations en juin et fin septembre. Ces observations sont généralement en accord avec les mesures *in situ* de la FCHL enregistrées par la sonde de la bouée IML-4.

### 3.2.3 Réflectance marine ( $R_{rs}$ ) *in situ*

La **Figure 3-6** montre la série temporelle des médianes journalières (entre 15h00 et 19h00 UTC ; c.-à-d. 11h00 et 15h00 heure locale) des réflectances marines ( $R_{rs}$ ) calculées à partir des données radiométriques de la bouée IML-4. En général, les pics ont été enregistrés à la fin de chaque période annuelle, tandis que les valeurs minimales ont été enregistrées dans le mois de juillet sauf pour les longueurs d'onde du rouge qui montrent une tendance opposée (maximum dans le mois de juillet et minimum dans le mois d'août et septembre). Les réflectances marines sont systématiquement plus élevées dans les longueurs d'onde bleu-vert (490 et 510nm) et vert (550nm), ce qui est typique des eaux de Cas-2 riches en phytoplancton ou en matière organique dissoute.

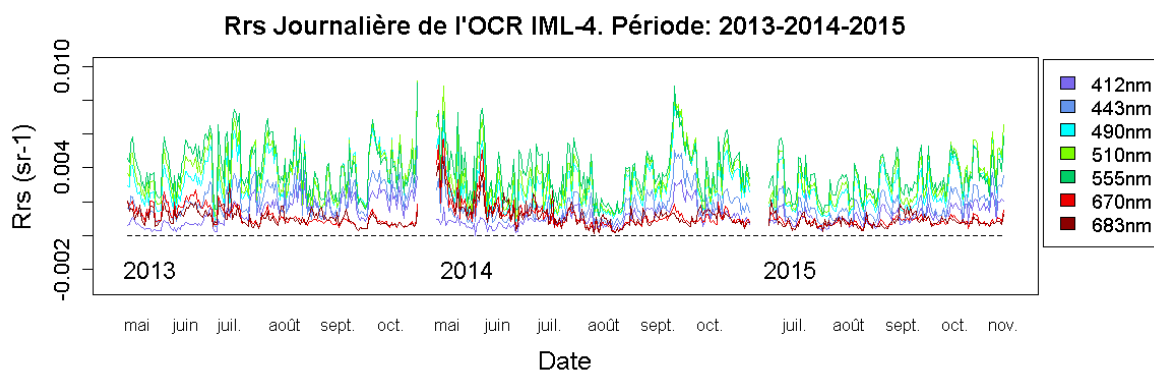


Figure 3-6 : Réflectances marines de l'OCR de la bouée IML-4.

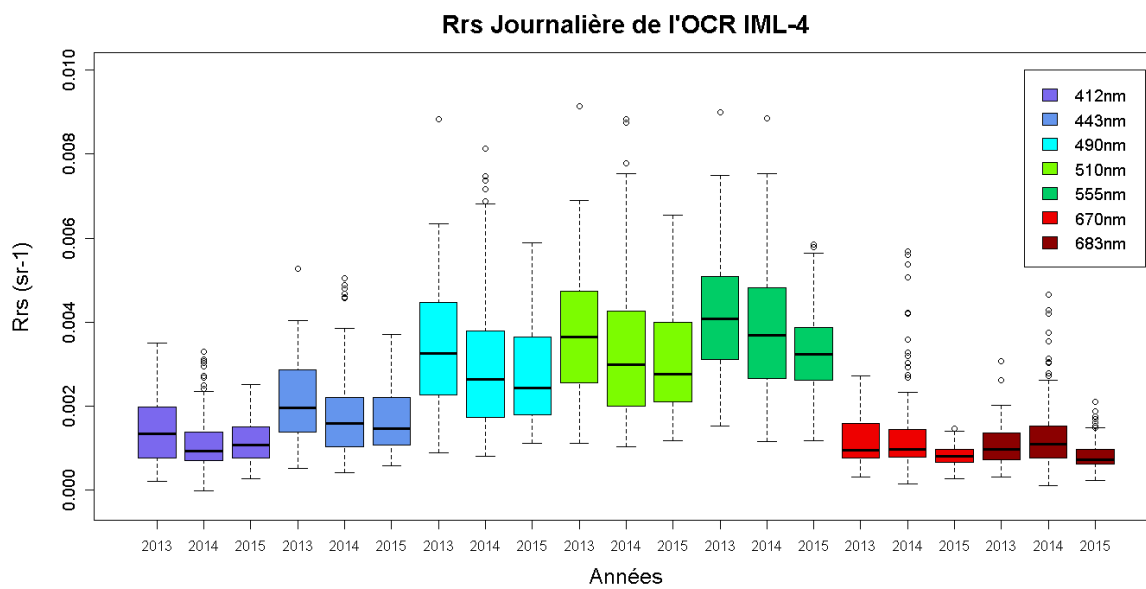


Figure 3-7: Boîtes à moustaches des  $R_{rs}$  de l'OCR de la bouée IML-4 pour 2013, 2014 et 2015.



L'analyse interannuelle (**Figure 3-7**) montre que les médianes ont diminué entre 2013 et 2015 pour toutes les longueurs d'onde (sauf pour 412 nm). Également, la **Figure 3-7** montre des valeurs de dispersion plus élevées dans les longueurs d'onde (490, 510 et 550 nm) qui ont des valeurs de  $R_{rs}$  supérieures pour ces eaux vertes.

Les variations de réflectances peuvent être expliquées en partie par les variations de FCHL ou de FDOM, la température et la salinité. La **Figure 3-8** montre les relations entre les réflectances et les variables ayant les plus fortes valeurs de coefficient de corrélation ( $R$ ) pour les longueurs d'onde étudiées (412, 443, 490, 555, 670 et 683 nm) (**Tableau 3-1**).

Tel qu'attendu, la réflectance à 412 nm est fortement corrélée négativement ( $R = -0,64$ ) à la présence de matière organique fluorescente (**Figure 3-8 a**). Compte tenu de la relation négative entre la FDOM et la salinité, on trouve également une corrélation, moins forte et positive cette fois, entre la  $R_{rs}(412)$  et la salinité ( $R = 0,56$ ). Dans la partie bleue du spectre visible (443 et 490 nm), il existe une corrélation négative significative ( $p < 0,05$ ) avec la température ( $R = -0,58$ ) alors que l'influence de la salinité n'est pas significative. Il est intéressant de noter qu'à 443 nm, la FDOM est plus fortement corrélée que la FCHL à la réflectance ( $-0,35$  vs  $-0,28$ ), alors qu'on note l'inverse à 490 nm ( $-0,27$  vs  $-0,29$ ). Ces résultats montrent que la MODC contribue autant, voire plus, à la variabilité de la réflectance dans les longueurs d'onde utilisées pour estimer la chlorophylle avec les algorithmes empiriques de la NASA (voir section **3.3.3**).

La  $R_{rs}$  (555 nm) montre une relation négative avec la température ( $-0,49$ ), alors que dans le rouge (670 et 683 nm) il existe une corrélation négative significative avec la salinité et positive avec la FDOM et la FCHL. La relation positive relativement forte ( $0,47$ ) entre la FCHL et la  $R_{rs}$  à 683nm est expliquée par la fluorescence naturelle du phytoplancton stimulée par le soleil. Il est important de souligner que les corrélations changent de signe en passant du bleu au rouge, à l'exception de la température où elle est constamment négative.

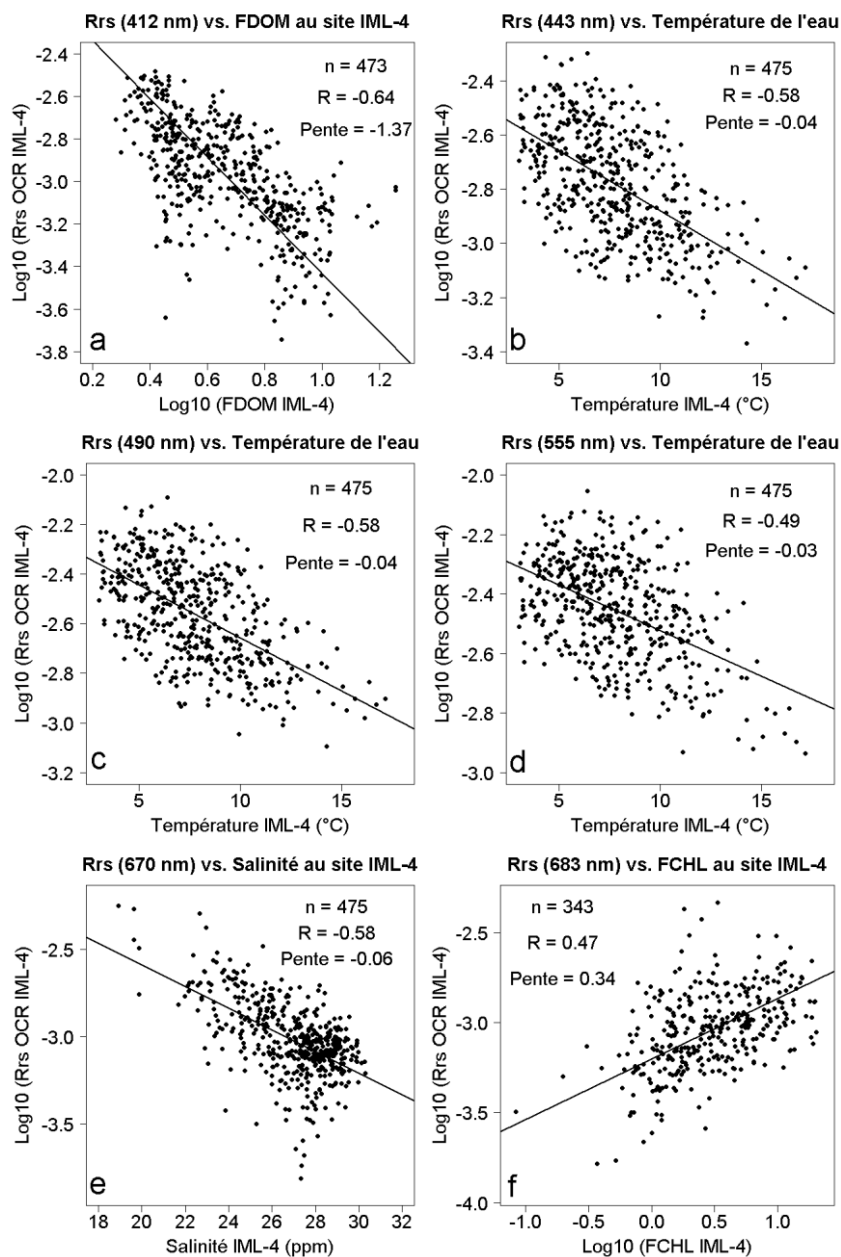


Figure 3-8: Réflectances marines de l'OCR et autres paramètres océanographiques ou optiques mesurés sur la bouée IML-4.

Tableau 3-1: Coefficients de corrélation (R) de Pearson pour les relations entre les  $R_{rs}$  de l'OCR et les autres paramètres océanographiques ou optiques mesurés sur la bouée IML-4 (les corrélations les plus fortes dans chaque longueur d'onde sont indiquées en gras et présentées à la [Figure 3-8](#); N.S. = non significative).

Longuer d'onde	Température (°C)	Salinité (ppm)	Log(FDOM)	Log(FCHL)
<b>Log (<math>R_{rs}</math> 412 nm)</b>	-0,48	0,56	<b>-0,64</b>	-0,14
<b>Log (<math>R_{rs}</math> 443 nm)</b>	<b>-0,58</b>	0,19	-0,35	-0,28
<b>Log (<math>R_{rs}</math> 490 nm)</b>	<b>-0,58</b>	0,11	-0,27	-0,29
<b>Log (<math>R_{rs}</math> 555 nm)</b>	<b>-0,49</b>	-0,12	N.S.	-0,14
<b>Log (<math>R_{rs}</math> 670 nm)</b>	-0,33	<b>-0,58</b>	0,51	0,19
<b>Log (<math>R_{rs}</math> 683 nm)</b>	-0,24	-0,44	0,41	<b>0,47</b>

La [Figure 3-9](#) montre les formes spectrales des  $R_{rs}$  en fonction des paramètres de salinité, FDOM, température et FCHL. Il n'était pas possible de réaliser cette analyse de forme indépendante dans le cas de la salinité et de la FDOM parce qu'il y a une forte corrélation négative entre ces deux variables qui n'a pas permis de séparer l'effet individuel de chacun.

Pour la salinité, la [Figure 3-9 a](#) montre que les  $R_{rs}$  diminuent dans les canaux 412 à 490 nm avec les apports d'eau douce, alors qu'elle augmente dans le vert (555 nm) et le rouge (670 et 683 nm). Il est aussi intéressant de noter que l'augmentation de la FDOM, est liée aux valeurs de  $R_{rs}$  plus élevées dans les longueurs d'onde vert et rouge ([Figure 3-9 b](#)). Cette augmentation de la  $R_{rs}$ , et donc de la rétrodiffusion de la lumière indique que la FDOM n'est pas purement un indicateur de matière organique dissoute colorée mais également de matière particulaire qui augmente la turbidité de l'eau.

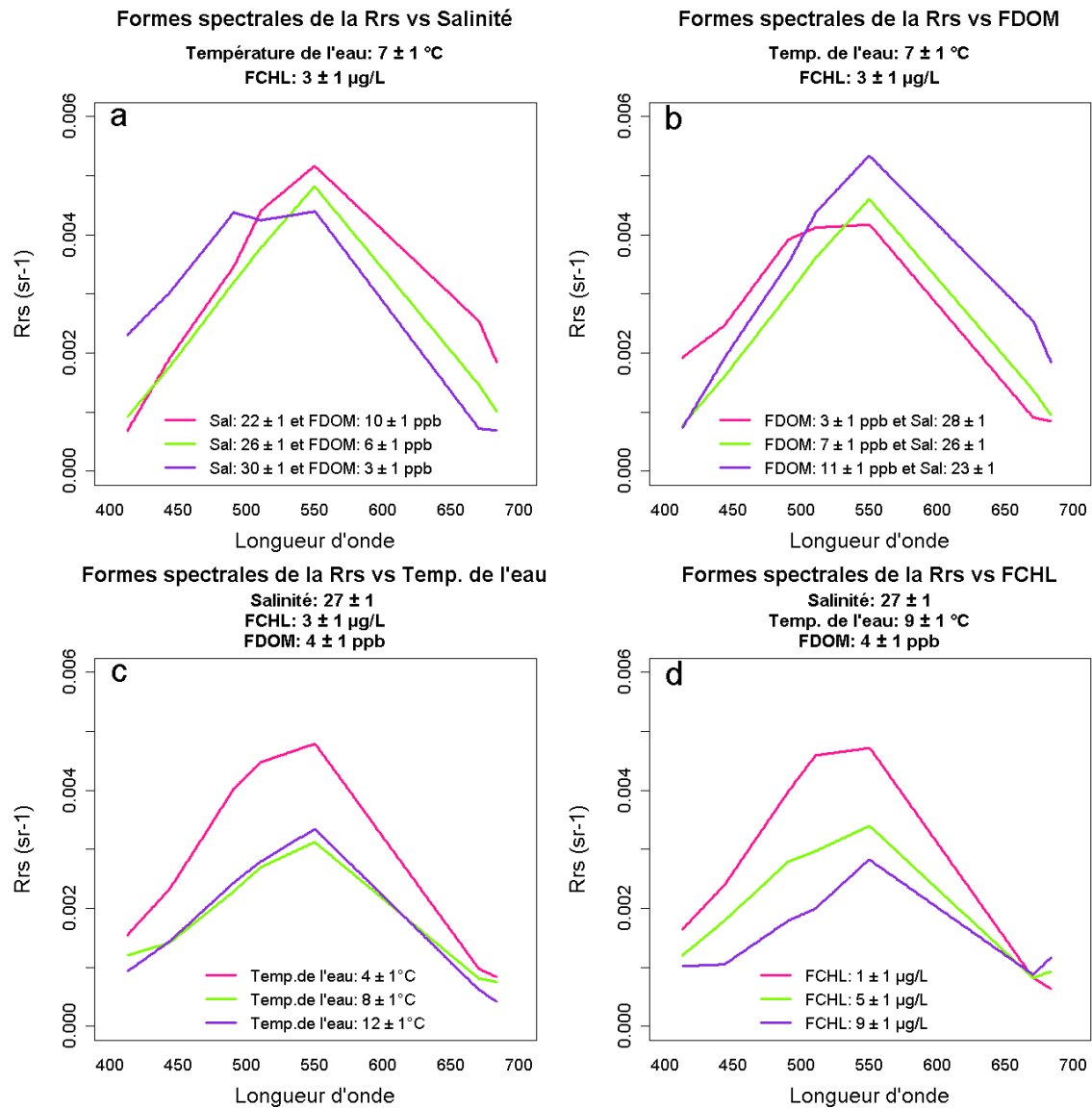


Figure 3-9: Variations spectrales de la  $R_{rs}$  regroupées selon les conditions océanographiques et optiques mesurées à la bouée IML-4. Les données ont été regroupées selon quatre classes : a) de la salinité ( $22 \pm 1$ ;  $26 \pm 1$  et  $30 \pm 1$ ) et de la FDOM ( $10 \pm 1$ ;  $6 \pm 1$  et  $3 \pm 1$  ppb); b) de la FDOM ( $3 \pm 1$ ;  $7 \pm 1$  et  $11 \pm 1$  ppb) et de la salinité ( $28 \pm 1$ ;  $26 \pm 1$  et  $23 \pm 1$ ); c) de la température de l'eau ( $4 \pm 1$ ;  $8 \pm 1$  et  $12 \pm 1$  °C) et d) de la FCHL ( $1 \pm 1$ ;  $5 \pm 1$  et  $9 \pm 1$  µg.L<sup>-1</sup>).

L'augmentation de la température de l'eau de  $4 \pm 1$  à  $8 \pm 1$  °C entraîne une réduction significative de la  $R_{rs}$  dans le visible (**Figure 3-9 c**) et plus particulièrement dans le vert. Cela suggère que les eaux froides du printemps et de l'automne sont moins absorbantes et/ou diffusent plus la lumière. Lorsque la température augmente de  $8 \pm 1$  à  $12 \pm 1$  °C, les valeurs de  $R_{rs}$  n'ont montré aucun changement.

Enfin, l'augmentation de la FCHL montre l'impact attendu de la Chl-*a* (**Figure 3-9 d**), c'est-à-dire une forte diminution de la  $R_{rs}$  dans le spectre visible, en particulier dans la longueur d'onde verte, mais sans aucun effet sur la longueur d'onde à 678 nm. Dans les eaux du Cas-1, on aurait vu une augmentation de la  $R_{rs}$  dans le vert et le rouge. (Voir la fig. 8 de Morel et Maritorena, 2001).

Les corrélations présentées ci-haut ne tiennent pas compte des effets combinés de différents paramètres océanographiques sur les réflectances. Une régression multiple a permis d'analyser l'influence conjointe de quatre variables (température, salinité, FDOM et FCHL) sur les réflectances. Les  $r^2$  ajustés varient entre 0,39 et 0,63 (**Tableau 3-2**), et le F-statistique avec des p-valeurs inférieures à 0,01 pour toutes les équations. Selon la longueur d'onde, on peut avoir jusqu'à quatre paramètres significatifs (p. ex. à 683 nm). Au contraire, seule la température était corrélée à la réflectance pour la longueur d'onde 555 nm (**Tableau 3-2**). L'usage de la régression multiple élimine les effets colinéarité, comme celle entre la salinité et la FDOM ( $R = 0,78$ ). On peut voir, par exemple, que la salinité, qui était positivement corrélée à la  $R_{rs}(412)$  dans le modèle simple, n'explique pas les variations de ce paramètre dans le modèle de régression multiple, où les variations de FDOM et de température expliquent la majeure partie de sa variance. Il est également intéressant de noter que la salinité n'affecte pas significativement les  $R_{rs}$  à 443 à 490 nm. La FDOM est un paramètre significatif pour cinq des six longueurs d'onde étudiées (à l'exception de 555 nm). La FCHL influence significativement la  $R_{rs}$  à 443 et 490 qui

correspondent au pic d'absorption des pigments photosynthétiques, ainsi qu'à 683 nm qui est produit par la fluorescence naturelle qui est stimulée par le rayonnement solaire.

Tableau 3-2: Régressions multiples entre les réflectances et les variables de température, la salinité, la FDOM et la FCHL. (N.S. = non significative ; variable « pas inclut » : quand le R de Pearson du **Tableau 3-1** est moindre à 0,20).

Longueur d'onde	Indicateur	ordonnée à l'origine	Température (°C)	Salinité (ppm)	Log(FDOM)	Log(FCHL)	$r^2$ ajusté
<i>Log (R<sub>rs</sub> 412)</i>	Paramètre	-2,438	-0,033	0,006	-0,651	pas inclut	0,54
	Significative	1%	1%	N.S.	1%		
<i>Log (R<sub>rs</sub> 443)</i>	Paramètre	-2,150	-0,049	pas inclut	-0,245	-0,144	0,50
	Significative	1%	1%		1%	1%	
<i>Log (R<sub>rs</sub> 490)</i>	Paramètre	-2,018	-0,047	pas inclut	-0,137	-0,148	0,46
	Significative	1%	1%		1%	1%	
<i>Log (R<sub>rs</sub> 555)</i>	Paramètre	-2,217	-0,03	pas inclut	pas inclut	pas inclut	0,24
	Significative	1%	1%				
<i>Log (R<sub>rs</sub> 670)</i>	Paramètre	-1,081	-0,041	-0,064	0,152	pas inclut	0,59
	Significative	1%	1%	1%	1%		
<i>Log (R<sub>rs</sub> 683)</i>	Paramètre	-1,884	-0,033	-0,041	0,159	0,214	0,57
	Significative	1%	1%	1%	1%	1%	

### 3.3 VALIDATION DES DONNÉES SATELLITAIRES DE MODIS-AQUA ET VIIRS

#### 3.3.1 Variabilité de la réflectance marine satellitaire

La **Figure 3-10** montre l'ensemble des médianes journalières disponibles des  $R_{rs}$ , calculées avec les valeurs d'une fenêtre de 3x3 pixels centrée sur la position de la bouée IML-4, pour les capteurs MODIS-Aqua et VIIRS et pour la période 2013-2015. Contrairement aux données de la bouée IML-4, qui commencent en mai ou juin (**Figure 3-6**), les données satellitaires commencent dès le mois de mars quand les eaux deviennent

libres de glace, sauf pour l'année 2014 qui commence seulement au mois de juin. Avant juin, il y avait des images satellitaires mais il n'existait pas de données valides, c'est-à-dire plusieurs pixels ont présenté des sémaphores de qualité douteuse (*flags en anglais*) tels que des problèmes de contamination par des nuages (*CLDICE*), ou par de la glace de mer (*SEAICE*) de rayonnement élevé ou saturé (*HILT*), ou de pixel brillant (*STRAYLIGHT*).

On observe une décroissance de la  $R_{rs}$  jusqu'au milieu de l'été. Cette tendance est plus marquée pour les longueurs d'onde verte et bleue ( $< 555$  nm). Les valeurs augmentent à nouveau vers le mois de novembre.

Une autre particularité à noter est la quantité importante de valeurs de  $R_{rs}$  négatives, notamment pour la longueur d'onde de 412 nm. Dans le cas des images MODIS-Aqua, la médiane et la moyenne de  $R_{rs}(412)$  étaient négatifs pour les années 2014 et 2015. Pour ces années, les longueurs d'onde rouge (645, 667 et 678 nm) ont aussi présenté quelques cas de  $R_{rs}$  négatifs.

Dans le cas de VIIRS, il y a des observations négatives pour les longueurs d'onde de 412 nm, de 443 nm, et de 671 nm en 2014. Cependant, les médianes et les moyennes annuelles ont toujours été positives pour toutes les longueurs d'onde.

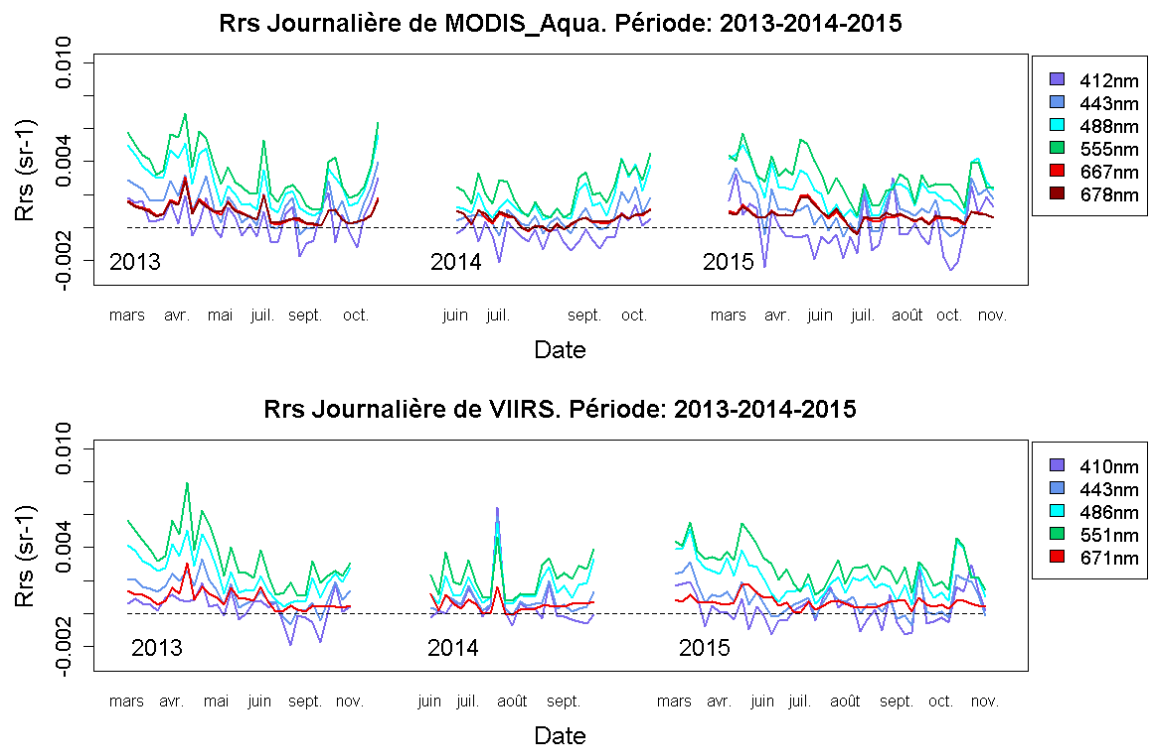


Figure 3-10 : Réflectances marines de MODIS-Aqua et VIIRS

La **Figure 3-11** montre que les valeurs de  $R_{rs}$  de VIIRS se trouvent plus proche de la médiane pour chaque longueur d'onde. Cela indique que les données VIIRS présentent moins de dispersion comparativement à MODIS-Aqua. Il est également intéressant de noter que les variations interannuelles des  $R_{rs}$  des deux capteurs sont similaires.



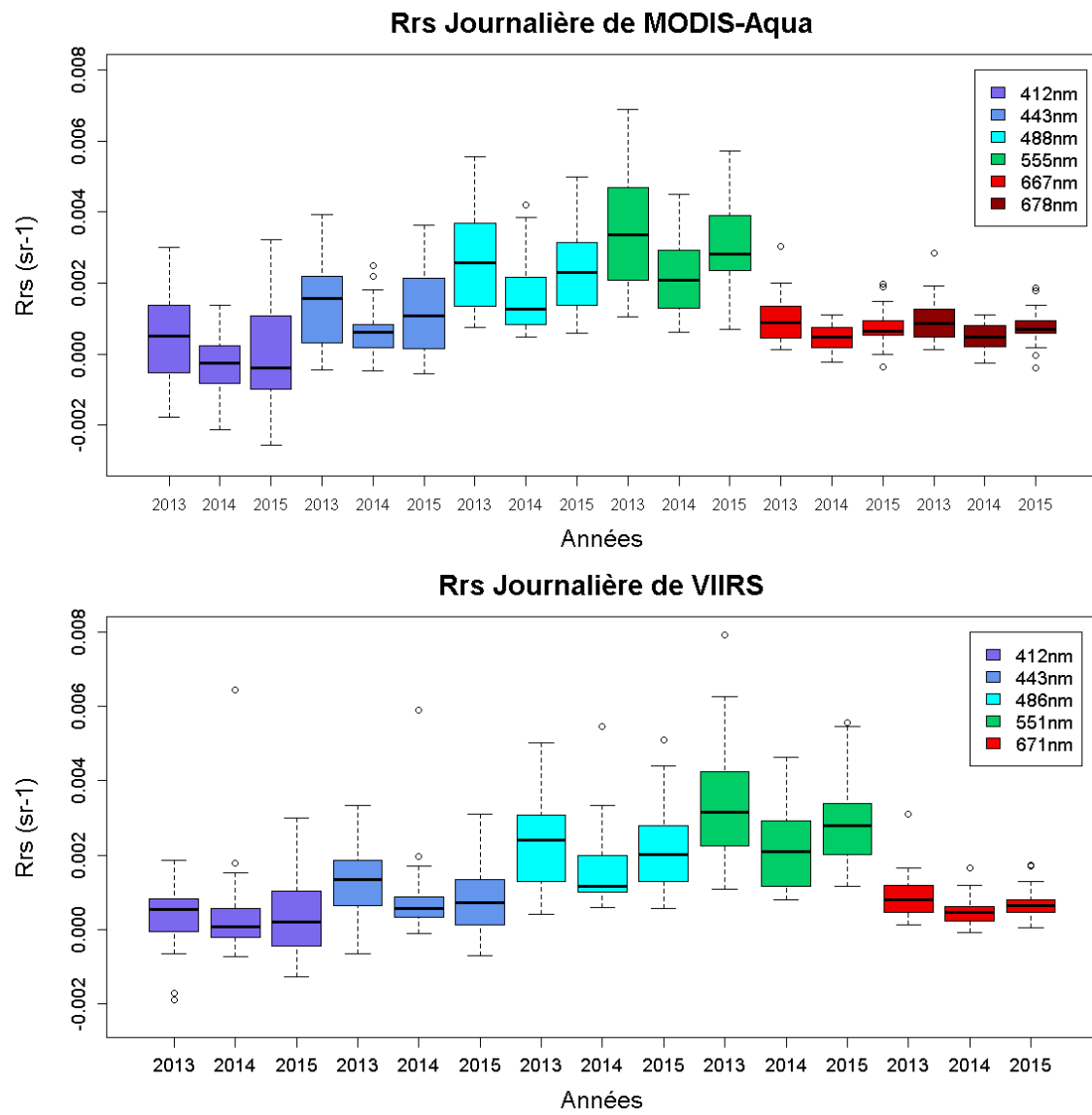


Figure 3-11: Boîtes à moustaches des  $R_{rs}$  de MODIS-Aqua et VIIRS au site de la bouée IML-4.

### 3.3.2 Validation des $R_{rs}$ satellitaires avec les données de la bouée IML-4

Le **Tableau 3-3** montre l'ensemble des images disponibles pour MODIS-Aqua et VIIRS. Les dates et les heures ombragées en rose ont été exclues par l'absence de données *in situ*, tandis que les cellules ombragées en jaune ont été exclues par le critère de variabilité spatiale à l'intérieur de la fenêtre 3x3, c.-à-d. où le CV était supérieur à 20%. La couleur bleue indique les images exclues par le critère additionnel (valeurs atypiques).

La **Figure 3-12** présente les séries temporelles de  $R_{rs}$  pour chaque longueur d'onde pour les jours ayant des points de correspondance entre les données *in situ* et MODIS-Aqua et/ou VIIRS. La ligne pointillée ( $R_{rs} = 0$ ) permet d'accentuer clairement les longueurs d'onde (bleu et rouge) pour lesquelles les données satellitaires présentent des valeurs négatives. Il est à noter que les longueurs d'onde peuvent légèrement varier d'un capteur à l'autre et qu'aucune correction n'a été appliquée, ce qui peut causer quelques erreurs supplémentaires lors de la validation des données satellitaires (Zibordi *et al.*, 2009). C'est le cas notamment de la bande rouge de MODIS-Aqua (667nm), VIIRS (671nm) et de la bouée (669nm).

En général, les  $R_{rs}$  de la bouée sont supérieures à celles des satellites. Pour les années 2013 et 2014, les différences sont plus importantes à la fin de chaque période de mesure (septembre et octobre). La comparaison entre MODIS-Aqua et VIIRS montre que ce dernier a enregistré des valeurs de  $R_{rs}$  inférieures pour l'année 2013, et ce dans toutes les longueurs d'onde.

Tableau 3-3: Dates de  $R_{rs}$  et heure GMT pour les images MODIS-Aqua et VIIRS.

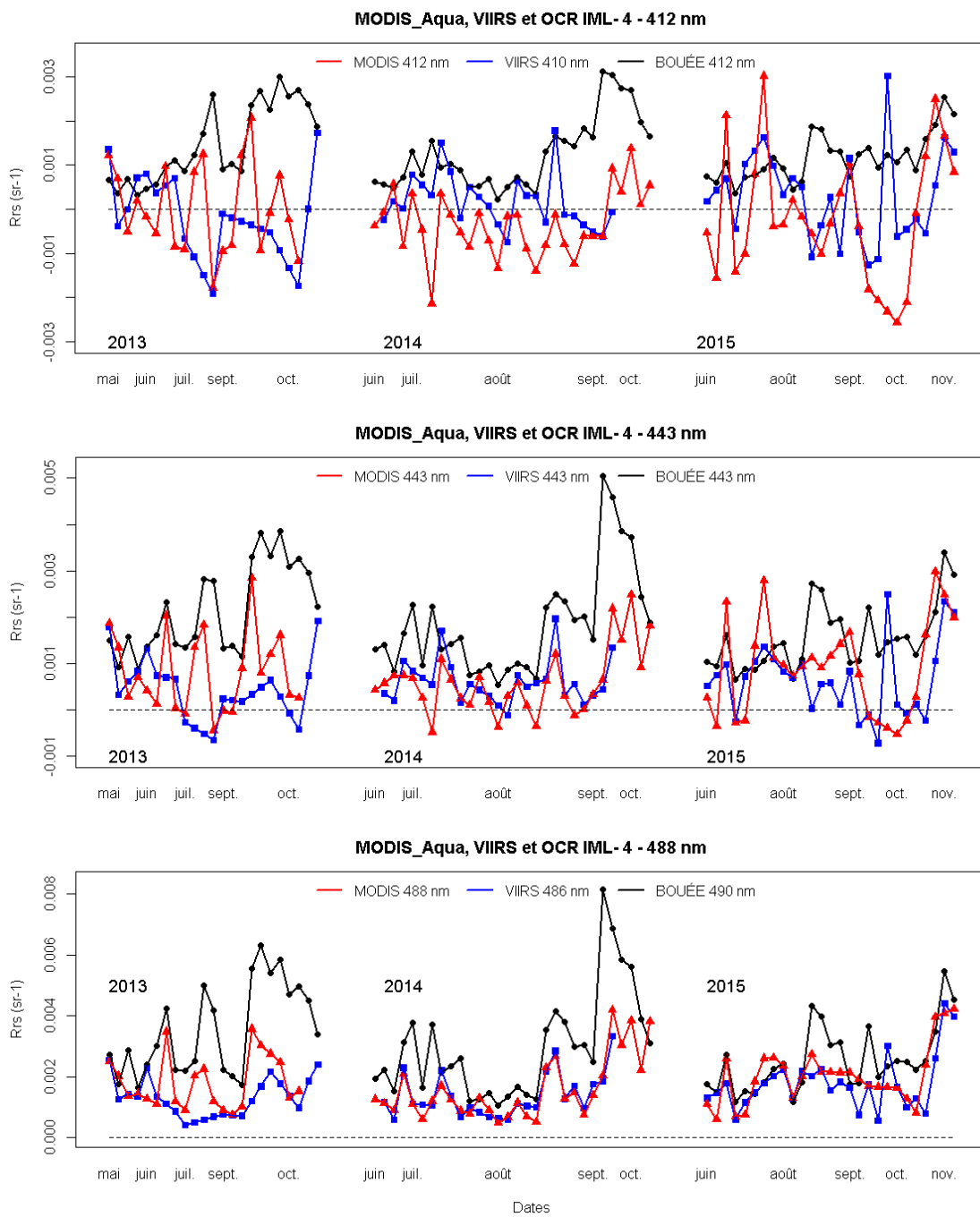
Année 2013			Année 2014			Année 2015		
Date	MODIS_Aqua Temps	VIIRS Temps	Date	MODIS_Aqua Temps	VIIRS Temps	Date	MODIS_Aqua Temps	VIIRS Temps
2013-03-16	17:21:42	17:49:51	2014-06-10	17:52:21	NA	2015-03-13	17:28:03	17:25:22
2013-03-18	17:09:30	17:12:09	2014-06-11	16:57:19	16:42:09	2015-03-24	17:09:41	17:18:53
2013-03-29	16:51:29	17:06:04	2014-06-22	16:38:57	16:36:07	2015-03-25	17:52:31	17:00:04
2013-03-30	17:34:13	16:47:18	2014-06-27	16:57:09	16:42:26	2015-03-27	17:40:18	NA
2013-04-06	17:40:31	17:56:29	2014-07-14	17:39:53	18:04:28	2015-03-28	16:45:24	17:43:56
2013-04-15	17:34:27	16:47:31	2014-07-15	16:44:57	NA	2015-03-29	17:28:04	17:25:03
2013-04-21	16:57:51	16:35:05	2014-07-25	17:21:26	17:58:29*	2015-04-05	17:34:21	NA
2013-04-22	17:40:37	16:16:25	2014-08-01	17:27:37	17:27:06	2015-04-07	17:22:10	17:56:18
2013-04-23	16:45:42	17:37:47	2014-08-03	17:15:25	16:49:28	2015-04-08	NA	17:37:23
2013-04-26	17:16:08	16:41:23	2014-08-06	17:46:01	17:33:12	2015-04-09	NA	17:18:31
2013-04-27	17:59:00	16:22:41	2014-08-11	18:04:25	17:39:33	2015-04-15	18:11:21	NA
2013-04-28	17:03:55	17:44:07	2014-08-12	17:09:18	17:20:44	2015-04-19	17:46:50	17:30:46
2013-05-04	18:05:03	17:31:35	2014-08-19	NA	16:49:40	2015-05-02	17:16:15	16:46:36
2013-05-08	17:40:24	16:16:33	2014-08-20	17:58:12	NA	2015-05-03	17:59:05	18:08:14
2013-05-14	17:03:27	17:44:14	2014-08-21	17:03:08	17:52:27	2015-05-13	NA	16:40:22
2013-05-19	17:21:47	16:10:22	2014-08-22	17:45:55	17:33:36	2015-05-14	17:40:30	NA
2013-06-05	18:04:39	17:31:38	2014-08-23	16:50:56	17:14:49	2015-06-06	17:46:31	17:30:23
2013-06-07	17:52:21	16:54:02	2014-08-24	17:33:38	16:56:04	2015-06-14	16:57:39	18:20:46
2013-06-10	NA	15:57:58	2014-08-29	17:52:00	17:02:29	2015-06-15	17:40:25	16:21:34
2013-06-21	18:04:23	17:31:36	2014-09-09	17:33:40	16:56:33	2015-06-27	18:04:47	17:36:30
2013-07-08	17:09:21	NA	2014-09-10	16:38:48	16:37:51	2015-06-30	16:57:26	16:40:06
2013-07-21	18:16:39	16:28:59	2014-09-12	18:04:19	17:40:29	2015-07-13	18:04:36	17:36:17
2013-07-25	17:52:01	16:54:03	2014-09-17	16:44:47	17:46:49	2015-07-25	16:51:00	17:11:01
2013-08-01	17:58:13	NA	2014-09-19	NA	17:09:10	2015-08-02	17:39:44	18:01:11
2013-08-07	17:21:30	NA	2014-09-24	16:50:58	17:15:27	2015-08-06	17:15:18	16:45:49
2013-09-18	17:58:07	18:04:18	2014-09-27	17:21:27	17:59:28	2015-08-07	17:58:10	NA
2013-09-27	17:52:02	16:55:16	2014-10-01	16:57:02	NA	2015-08-08	17:03:06	17:48:29
2013-09-29	17:39:46	NA	2014-10-06	17:15:14	NA	2015-08-09	17:45:54	NA
2013-09-30	16:44:50	17:39:14	2014-10-12	16:38:42	NA	2015-08-10	16:50:56	17:10:45
2013-10-03	17:15:18	NA	2014-10-13	17:21:22	NA	2015-08-15	17:09:11	17:16:56
2013-10-04	17:58:09	NA				2015-08-22	NA	16:45:32
2013-10-06	NA	17:26:44				2015-09-03	17:39:30	18:00:39
2013-10-08	17:33:35	NA				2015-09-04	16:44:36	17:41:43
2013-10-09	16:38:42	NA				2015-09-06	NA	17:04:01
2013-10-10	17:21:20	17:51:57				2015-09-10	NA	17:29:01
2013-10-12	17:09:05	17:14:15				2015-09-16	17:08:57	17:16:21
2013-10-13	NA	16:55:28				2015-09-21	NA	17:22:29
2013-11-03	16:32:53*	17:01:52				2015-09-24	17:57:54	18:06:31
2013-11-04	17:15:33	16:43:07				2015-09-26	NA	17:28:42
2013-11-20	17:15:54*	NA				2015-09-28	NA	16:51:06
2013-11-25	17:34:12	NA				2015-10-01	18:04:02	17:34:58
						2015-10-03	17:51:46	16:57:18
						2015-10-06	16:44:34	17:41:13
						2015-10-08	NA	17:03:32
						2015-10-23	17:27:19	NA
						2015-11-04	17:51:53	16:56:59
						2015-11-10	17:15:05	16:44:27
						2015-11-21	16:56:39	16:38:10
						2015-11-24	17:27:12	17:21:56
						2015-11-25	NA	17:03:07

1. Exclut par l'absence de données in situ.

2. Exclut par le critère de CV supérieur à 20%

3. Exclut par le critère additionnel:  $R_{rs} > Q_3 + 2 * RI$

\* : Exclut par 2 critères: critères 1 et 2.



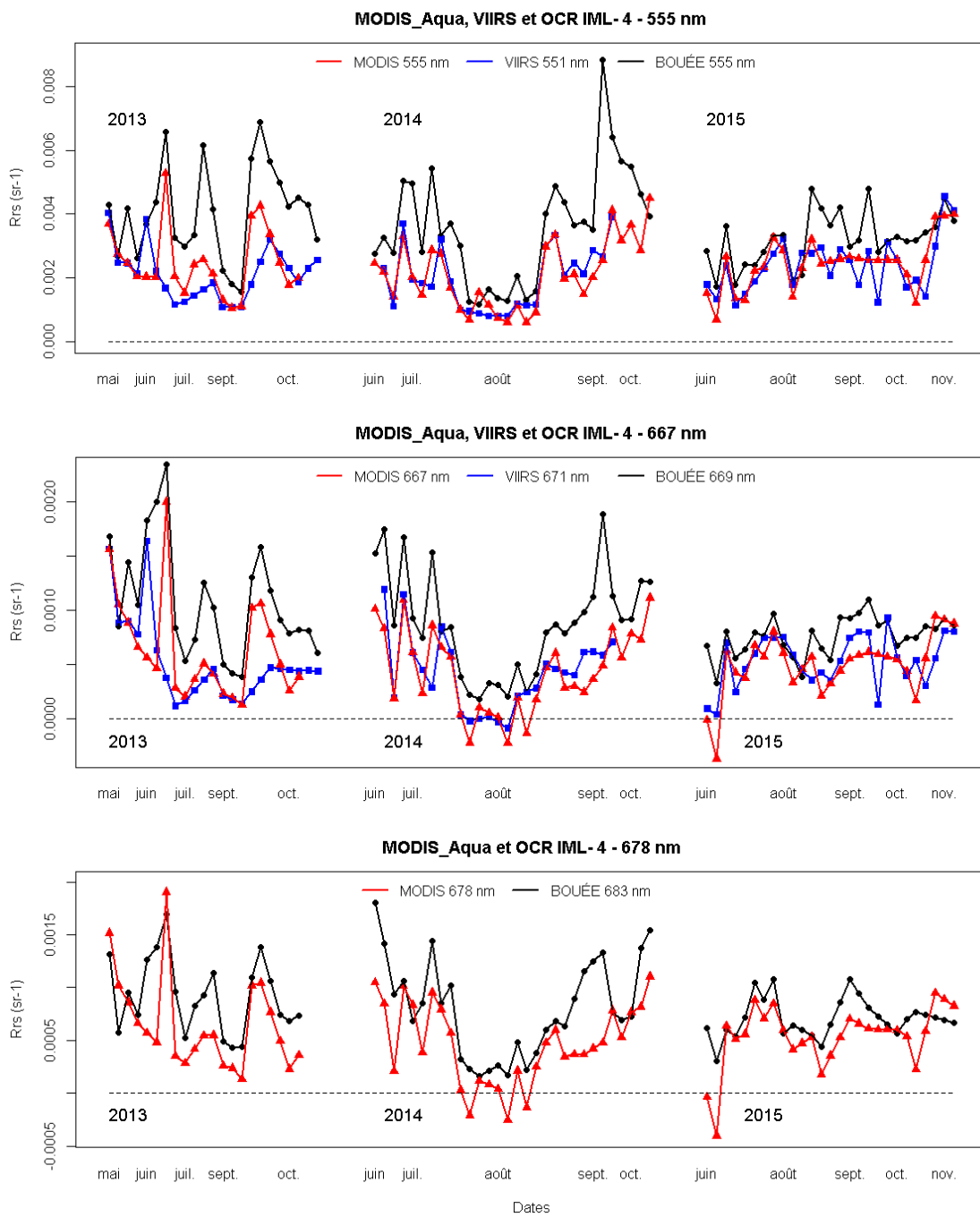


Figure 3-12: Comparaison entre MODIS-Aqua, VIIRS et OCR IML-4

La **Figure 3-13** présente les spectres médians des  $R_{rs}$  estimés par satellite et *in situ*. Les deux capteurs satellitaires montrent une forte similitude à l'exception de la bande 412nm de MODIS-Aqua qui montre des valeurs nettement inférieures à VIIRS. Les  $R_{rs}$  *in situ* présentent des valeurs plus élevées que les  $R_{rs}$  satellitaires, alors que les formes spectrales sont semblables. En comparaison, les eaux de l'estuaire du Saint-Laurent, présentent des  $R_{rs}$  dans le bleu qui sont beaucoup plus faibles que celles prédites par le modèle de réflectance de Morel et Maritorena (2001) établi pour les eaux du cas-1 pour une concentration similaire de chlorophylle  $2,0 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$  qui correspond aux conditions médianes observées dans l'EMSL. Cependant, dans les bandes rouges, les valeurs de  $R_{rs}$  modélisées sont légèrement moins élevées que les mesures *in situ*. La figure de droite montre le critère établi par Morel et Bélanger (2006) pour identifier les eaux turbides. La courbe représente la réflectance limite à 555 nm  $R_{lim}$  (555 nm) en fonction de (Chl-*a*) au-delà de laquelle on peut considérer les eaux comme turbides. En se basant sur ce critère objectif, on constate que les eaux de l'EMSL ne sont pas anormalement turbides par rapport aux concentrations de chlorophylle-*a* observées.

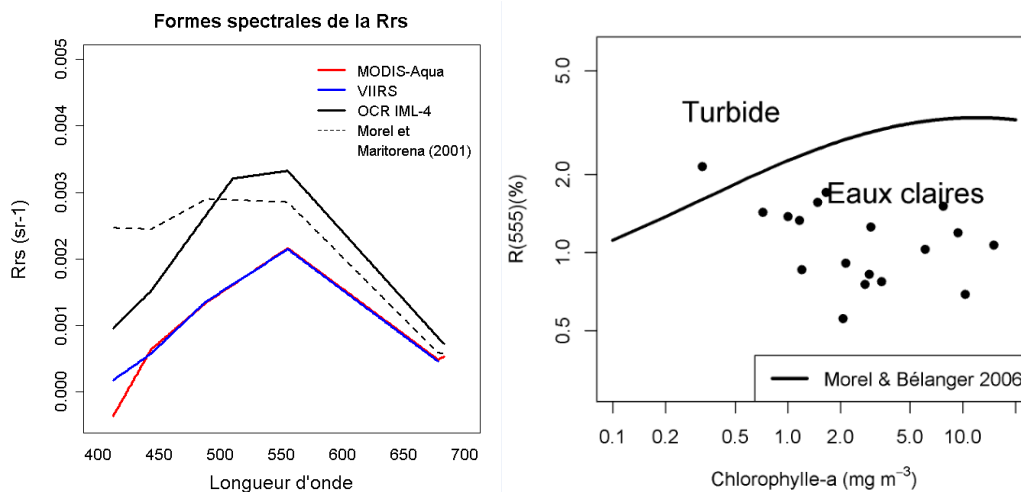


Figure 3-13: À gauche, spectre de  $R_{rs}$  médiane pour MODIS-Aqua, VIIRS et *in situ*. Courbe pointillée : model de Morel et Maritorena (2001). À droite, la courbe pour la

$R_{rs}$  (555 nm) à différentes concentrations de Chl-*a* estimé par le modèle de Morel et Bélanger (2006).

La **Figure 3-14** présente les relations entre les observations in situ de  $R_{rs}$  sur l'axe des abscisses (axe X) et les valeurs estimées par satellite sur l'axe des ordonnées (axe Y) alors que le **Tableau 3-4** présente les résultats des régressions obtenues en comparant les données satellitaires et les données in situ.

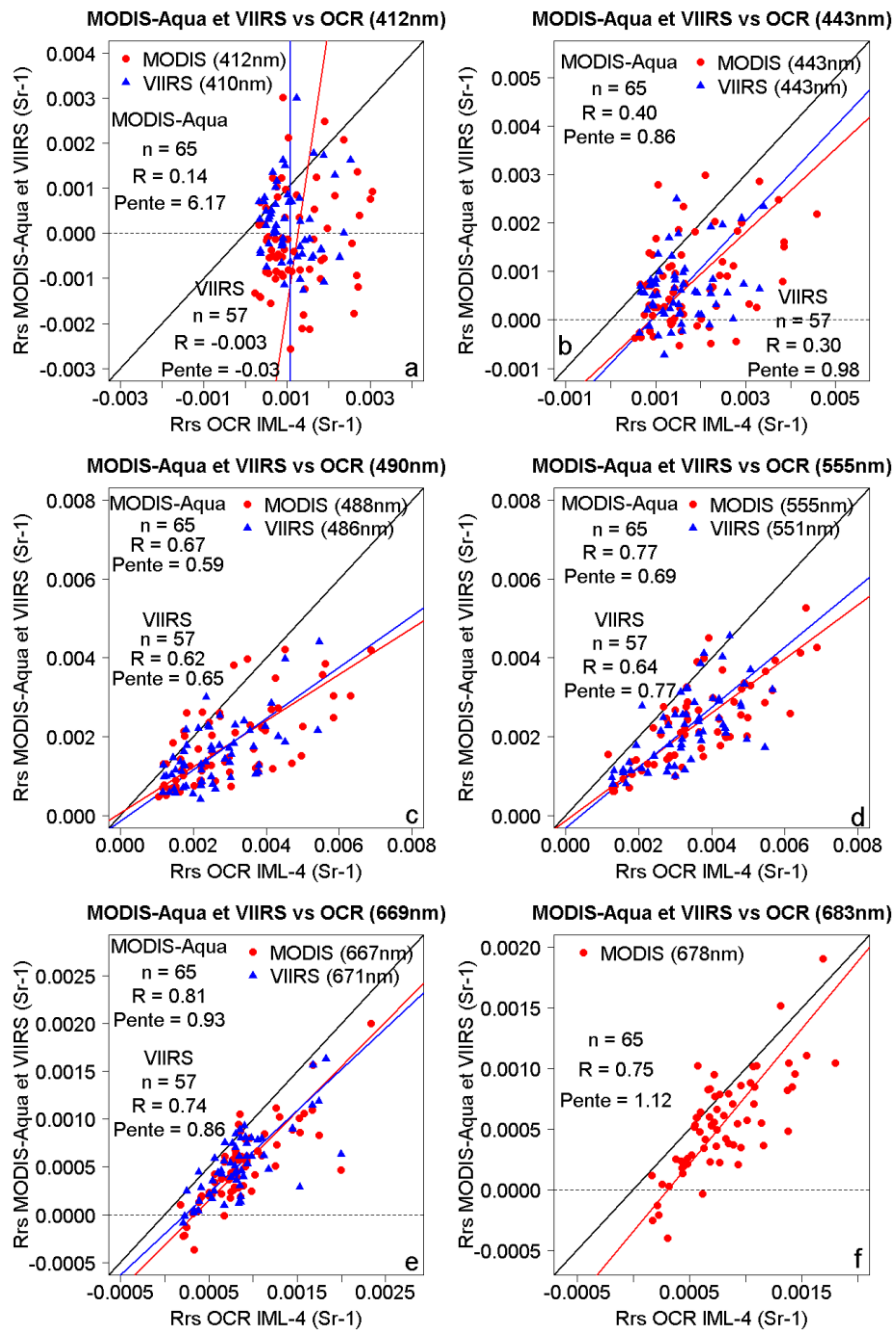


Figure 3-14: Corrélation entre les données  $R_{rs}$  de MODIS-Aqua (cercles) et VIIRS (triangles) vs OCR IML-4.



Les erreurs relatives dépassent toujours le 20% et elles sont plus élevées pour les longueurs d'onde bleue et rouge (**Tableau 3-4** et **Figure 3-14**). MODIS-Aqua présente des valeurs de RE supérieures par rapport à VIIRS. La RMSE montre des valeurs plus élevées pour les longueurs d'onde bleue et moins élevées pour VIIRS comparé à MODIS-Aqua.

Tableau 3-4: Résultats statistiques pour MODIS-Aqua et VIIRS vs *in situ* (les meilleurs indicateurs dans chaque longueur d'onde sont indiqués en gras).

Satellite	$\lambda$ (nm)	# Obs.	R	p-Perm	Ordonné à l'origine	Pente	RE	RMSE	BIAS
MODIS	412	65	<b>0,14</b>	<b>0,19</b>	<b>-0,0078</b>	<b>6,17</b>	152%	0,00186	-132%
VIIRS	410	57	-0,003	0,48	0,3634	-0,03	<b>52%</b>	<b>0,00087</b>	<b>-39%</b>
MODIS	443	65	<b>0,40</b>	<b>0,01</b>	<b>-0,0008</b>	0,86	70%	0,00143	-56%
VIIRS	443	57	0,30	0,02	-0,0009	<b>0,98</b>	<b>34%</b>	<b>0,00088</b>	<b>-32%</b>
MODIS	488	65	<b>0,67</b>	<b>0,01</b>	<b>0,00005</b>	0,59	42%	0,00155	-36%
VIIRS	486	57	0,62	<b>0,01</b>	-0,00014	<b>0,65</b>	<b>26%</b>	<b>0,00112</b>	<b>-25%</b>
MODIS	555	65	<b>0,77</b>	<b>0,01</b>	<b>-0,00013</b>	0,69	36%	0,00153	-34%
VIIRS	551	57	0,64	<b>0,01</b>	-0,00032	<b>0,77</b>	<b>21%</b>	<b>0,00117</b>	<b>-21%</b>
MODIS	667	65	<b>0,81</b>	<b>0,01</b>	-0,00032	<b>0,93</b>	53%	0,00045	-51%
VIIRS	671	57	0,74	<b>0,01</b>	<b>-0,00020</b>	0,86	<b>29%</b>	<b>0,00037</b>	<b>-28%</b>
MODIS	678	65	<b>0,75</b>	<b>0,01</b>	<b>-0,0004</b>	<b>1,12</b>	<b>47%</b>	<b>0,00037</b>	<b>-41%</b>

Comme observé à la **Figure 3-15**, il existe un biais de sous-estimation des données satellitaires par rapport aux valeurs *in situ*, et ce à toutes les longueurs d'onde. La sous-estimation est plus modérée dans le cas de VIIRS par rapport à MODIS-Aqua.

Les trois derniers indicateurs statistiques (RE, RMSE et BIAS) montrent dans l'ensemble un meilleur ajustement pour les longueurs d'onde verte et rouge, mais avec quelques différences entre eux (**Tableau 3-4** et **Figure 3-15**). Par exemple, dans le cas de MODIS-Aqua les valeurs plus basses de RE et de BIAS correspondent à la longueur d'onde de 555 nm, alors que les valeurs minimales de RMSE se trouvent à la longueur d'onde de 678 nm. Parallèlement, pour VIIRS, les valeurs de RE et de BIAS sont faibles à la longueur

d'onde de 551 nm, tandis que la plus faible valeur de RMSE a été trouvée pour la longueur d'onde de 671 nm.

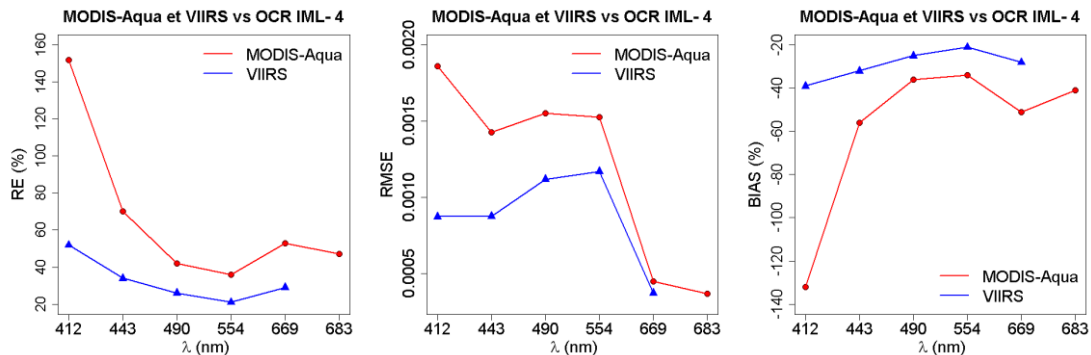


Figure 3-15: RE (%), RMSE anglais ( $\text{sr}^{-1}$ ) et BIAS (%) pour MODIS-Aqua et VIIRS vs OCR IML-4.

Les régressions linéaires entre MODIS-Aqua et la bouée aux longueurs d'onde 488, 555, 667 et 678 nm ont un coefficient R de Pearson relativement élevé avec des valeurs variant entre 0,67 et 0,81 ( $p\text{-value} < 1\%$ ) (**Tableau 3-4**). Cependant, les pentes de la droite de régression entre les données satellitaires et les mesures *in situ* s'approchent de 1 seulement pour les longueurs de 443, 667 et 678 nm (0,86 ; 0,93 et 1,12 respectivement).

Dans le cas de VIIRS, les valeurs de R sont situées dans la plage allant de 0,62 à 0,74 à 486, 551 et 671 nm. Les pentes de la droite de régression présentent des valeurs comprises entre 0,65 et 0,98, à l'exception de 412 nm.

Les longueurs d'onde bleue pour les deux satellites montrent peu de corrélation avec les valeurs *in situ*. À 443 nm pour MODIS-Aqua, par exemple, la pente est proche de 0,86 mais le coefficient R de Pearson est faible (0,40) tandis que VIIRS présente une pente de 0,98 avec un R de Pearson de seulement 0,30.

Afin d'examiner la cohérence entre les deux satellites, le **Tableau 3-5** et la **Figure 3-16**, montrent les résultats des régressions appliquées entre les données MODIS-Aqua et VIIRS. En général les deux capteurs sont en accord pour toutes les longueurs d'onde. Le coefficient R de Pearson allant de 0,58 pour la longueur d'onde 412 nm à 0,94 pour la longueur d'onde verte (555-551 nm). Les indicateurs de RE, de RMSE et le BIAS montrent clairement que les différences entre les séries de données sont importantes seulement pour les longueurs d'onde 412 et 443 nm alors que pour les longueurs d'onde 488-486, 555-551 et 667-671 nm les  $R_{rs}$  mesurées par les deux capteurs sont assez similaires. Les pentes dépassent la valeur de 1,5 pour les longueurs d'onde 412-410 et 443 nm. Pour les autres longueurs d'onde, les pentes sont plus proches de la droite 1:1. La correspondance est particulièrement bonne dans la bande verte où le signal est maximal (à 551 ou 555 nm).

Tableau 3-5: Résultats statistiques pour MODIS-Aqua vs VIIRS.

Satellite	$\lambda$ (nm)	# Obs.	R	p-Perm	Ordonné à l'origine	Pente	RE	RMSE	BIAS
MODIS	412	42	0,58	0,01	-0,00055	1,56	171%	0,00101	-91%
VIIRS	410								
MODIS	443	42	0,65	0,01	-0,00020	1,56	161%	0,00061	-30%
VIIRS	443								
MODIS	488	42	0,89	0,01	-0,0002	1,20	25%	0,00040	2%
VIIRS	486								
MODIS	555	42	0,94	0,01	-0,00018	1,05	17%	0,00031	9%
VIIRS	551								
MODIS	667	42	0,88	0,01	-0,00017	1,19	41%	0,00017	6%
VIIRS	671								

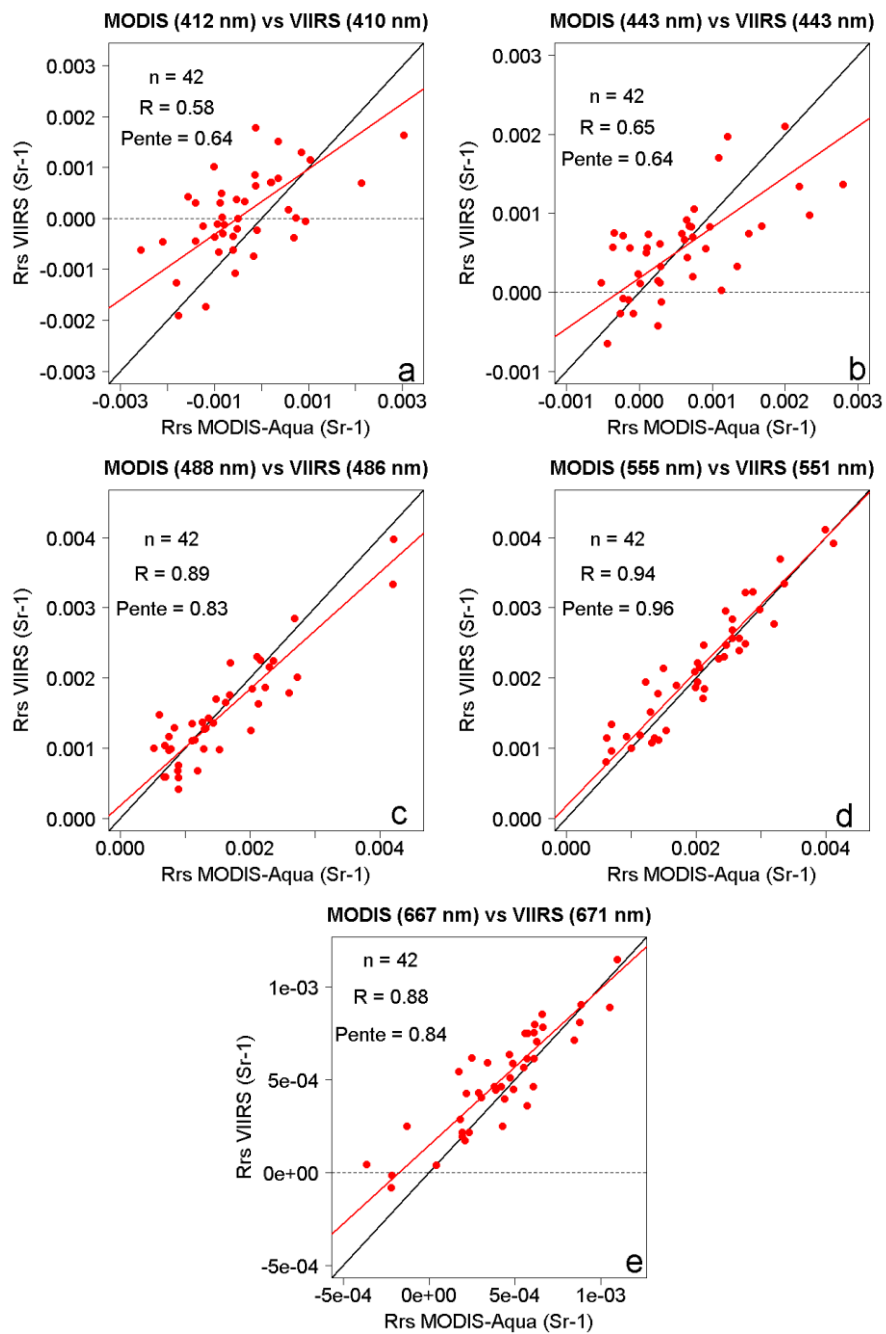


Figure 3-16: Régressions de type II entre MODIS-Aqua et VIIRS.

Les ratios bleu-sur-vert utilisés dans les calculs de Chl-*a* avec les algorithmes standards ont également été comparés. La **Figure 3-17** montre les corrélations entre les ratios bleu/vert pour MODIS-Aqua et VIIRS vs ceux de la bouée. Pour MODIS-Aqua, comme pour VIIRS, on observe que les corrélations ne sont pas significatives (coefficients  $R$  inférieurs à 0,15) pour les ratios de bande 412 nm (410 nm pour VIIRS) et 443 nm. Cependant, pour le ratio de 488 nm (486 nm pour VIIRS), la disposition des points indique une tendance plus proche de la valeur souhaitée (ce qui se rapproche d'une ligne droite avec une pente égale à 1). La pente de la droite de régression estimée pour ce ratio de réflectance se rapproche de la valeur de 1 (0,97 pour MODIS\_Aqua et 1,13 pour VIIRS), mais la dispersion des points est relativement grande et le coefficient de corrélation  $R$  n'est pas élevé (0,50 et 0,54 pour MODIS-Aqua et VIIRS respectivement). Il est important de noter que le ratio maximum de  $R_{rs}$ , tel qu'employé par les algorithmes standard de la NASA (OC3v4), est toujours obtenu avec la bande 488 ou 486 nm (à l'exception d'une observation).

Le ratio maximal de VIIRS a tendance à être sous-estimé par rapport aux mesures in situ, en présentant un BIAS de -10,2% et un RMSE de 0,19. Un comportement similaire mais moins important a été observé pour le ratio maximal de MODIS-Aqua, avec un BIAS de -4,8% et avec un RMSE de 0,18.

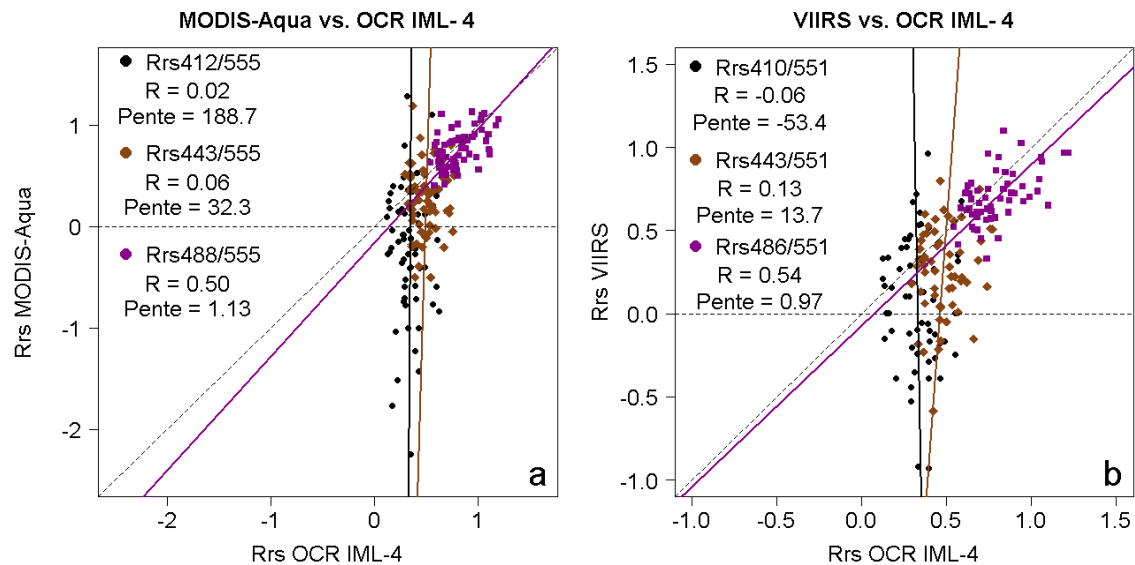


Figure 3-17 : Régressions entre les ratios de  $R_{rs}$  de MODIS-Aqua (a) et de VIIRS (b) vs ceux de l'OCR IML-4.

### 3.3.3 Chlorophylle-*a* (Chl-*a*)

La validation des estimations de Chl-*a* satellitaires ([Figure 3-18](#)) à partir des données *in situ* déterminées à partir des échantillons d'eau (mesure Chl-*a in vitro*) a été réalisée en considérant les critères présentés à la section [2.6.2](#). Seulement 15 dates de correspondance pour MODIS-Aqua et 13 dates de correspondance pour VIIRS vs la mesure *in situ* (sur trois étés d'échantillonnage) ont passé tous les critères de sélection pour lesquelles des données de Chl-*a* mesurées en laboratoire sur les échantillons d'eau étaient disponibles ([Tableau 3-6](#)). Seuls les échantillons provenant de la couche de surface (< 2,5 mètres) ont été considérés. Dans les cas où il y avait plus d'une observation journalière à différentes profondeurs, la mesure la plus superficielle a été sélectionnée.

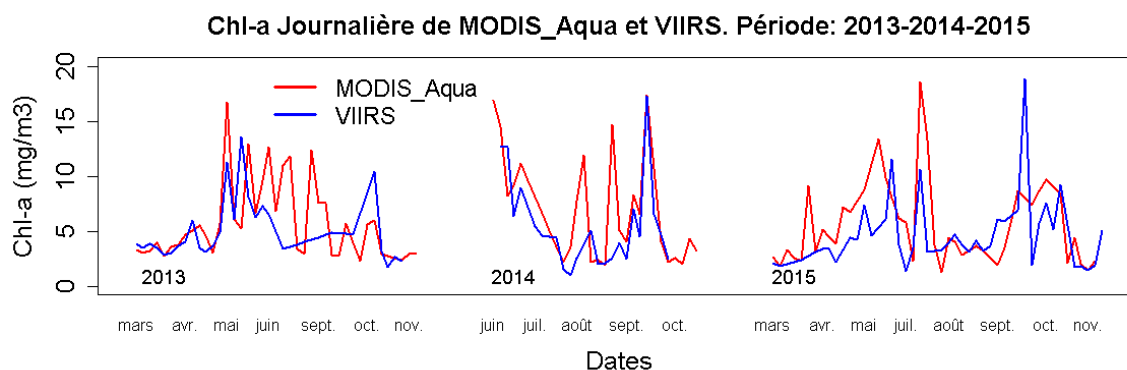


Figure 3-18: Chl-*a* satellitaire (MODIS-Aqua et VIIRS).

Tableau 3-6: Points de correspondance entre la Chl-*a* satellitaire (MODIS-Aqua, VIIRS) et la Chl-*a* *in situ* au site de la bouée IML-4.

Date	Chl- <i>a</i> MODIS-Aqua (mg.m <sup>-3</sup> )	Chl- <i>a</i> VIIRS (mg.m <sup>-3</sup> )	Chl- <i>a</i> <i>in situ</i> (mg.m <sup>-3</sup> )
2013-04-22	4,66	4,01	0,77
2013-06-07	6,61	6,32	2,17
2013-07-25	11,82	3,59	3,19
2013-08-07	2,96	4,03	1,13
2014-06-10	16,96	-	16,75
2014-08-06	3,64	4,41	1,04
2014-08-12	3,64	0,97	0,57
2014-08-19	7,78	2,57	1,33
2014-09-10	8,33	7,01	1,94
2014-09-24	4,01	4,68	1,25
2014-10-01	2,55	-	1,50
2015-06-30	6,17	3,80	7,77
2015-09-16	3,54	5,94	6,73
2015-10-06	9,06	5,14	2,92
2015-11-04	4,43	1,77	0,36

La **Figure 3-19 b** montre que les algorithmes standard sur-estiment très largement les valeurs de chlorophyll-*a*. Les droites de régression présentent des pentes largement

inférieures à 1, tandis que les coefficients R de Pearson sont inférieurs à la valeur de 0,6. Ainsi, la surestimation est particulièrement sévère lorsque les concentrations de Chl-*a* sont faibles.

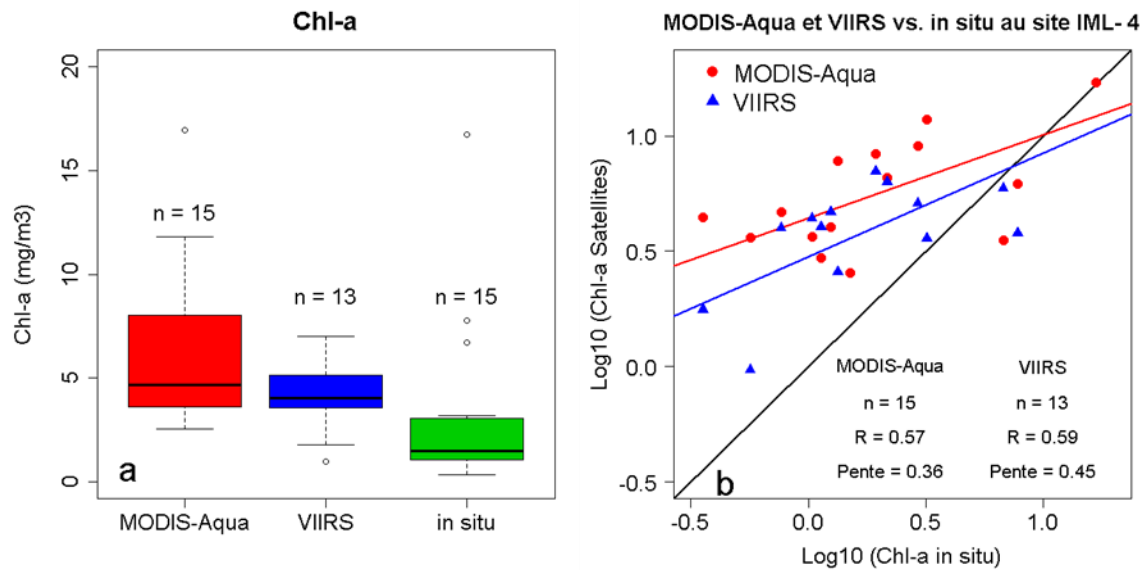


Figure 3-19: Boîte à moustaches (a) et régressions (b) pour les paires de points de correspondance entre MODIS-Aqua, VIIRS et la Chl-*a*<sub>in situ</sub>.

Le nombre d'observations de points de correspondance entre les données estimées par satellite et les données de Chl-*a* *in situ* est faible (15 points valides sur 45 observations *in situ*) au site IML-4. Pour cette raison, nous avons exploité les mesures de fluorescence *in vivo* du capteur FCHL de la bouée IML-4, malgré le fait que la mesure *in vivo* soit sensible à la photoacclimatation des algues et par conséquent à la quantité de lumière, ainsi qu'aux espèces de phytoplancton et à leur taille (Cullen, 1982). Ainsi, les mesures *in vivo* de FCHL ont été étalonnées avec les mesures de chlorophylle-*a* en laboratoire (*in vitro*). On a estimé des régressions linéaires simples et multiples, avec la Chl-*a* comme une variable indépendante et la FCHL et le RPA comme variables indépendantes. Le RPA n'était pas



significatif statistiquement ( $p > 0.05$ ) dans tous les cas analysés et ainsi exclus des analyses subséquentes.

Dans la **Figure 3-20** on peut voir les pentes de régression estimées année par année et pour toute la période ensemble. Les années 2013 et 2014 ont montré une forte corrélation (0,61 et 0,93 respectivement), tandis que pour l'année 2015, la corrélation était plus faible (0,39).

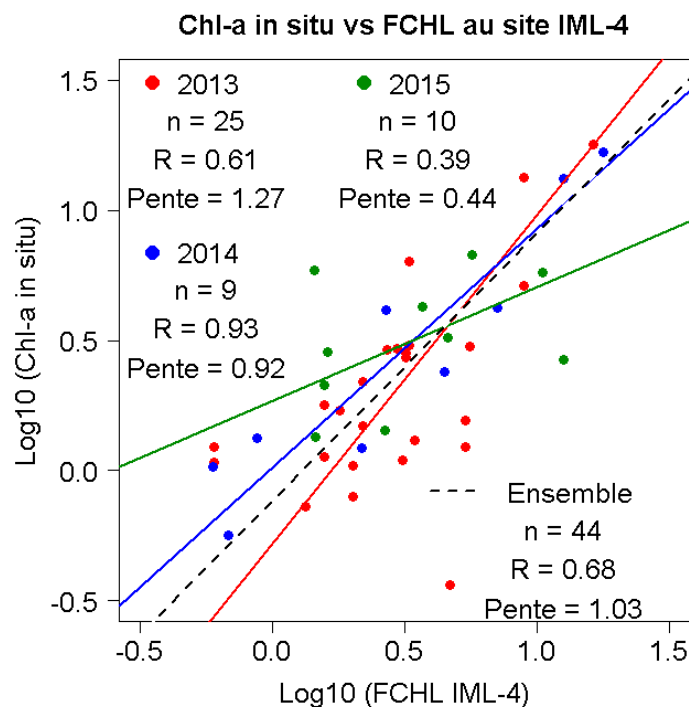


Figure 3-20: Régression entre la Chl-a *in situ* et la FCHL IML-4, période: 2013 à 2015.

La **Figure 3-20** montre que la pente de régression estimée avec l'ensemble des 44 observations de la période complète est proche de 1 et que les deux coefficients sont significatifs. En outre, le coefficient R de Pearson est de 0,68, ce qui indique un bon ajustement.

$$\text{Log}_{10}(\text{Chl} - a_{in\_situ}) = -0.113 + 1.029 * \text{Log}_{10}(\text{FCHL}_{IML-4}) \quad \text{Équation 3-1}$$

La série temporelle de la Chl-*a in situ* pour les dates de MODIS-Aqua et VIIRS a donc pu être complétée avec les valeurs de la Chl-*a* estimées à partir de l'Équation 3-1 en utilisant les valeurs de la FCHL du fluorimètre de la bouée IML-4 disponibles pour les jours de passage des satellites (médiane pendant l'intervalle de temps de 15h à 19h UTC, c'est-à-dire 11h et 15h heure locale). Cette stratégie a permis d'augmenter le nombre de points de correspondance à plus de 70. La **Figure 3-21** montre que les résultats vont dans le même sens que ceux se limitant aux données de Chl-*a in situ* : les pentes sont très inférieures à 1, la surestimation est sévère aux faibles valeurs de Chl-*a* et la dispersion est élevée ( $R = 0,28$  et  $0,16$  pour MODIS-Aqua et VIIRS) indiquant une faible corrélation entre les variables.

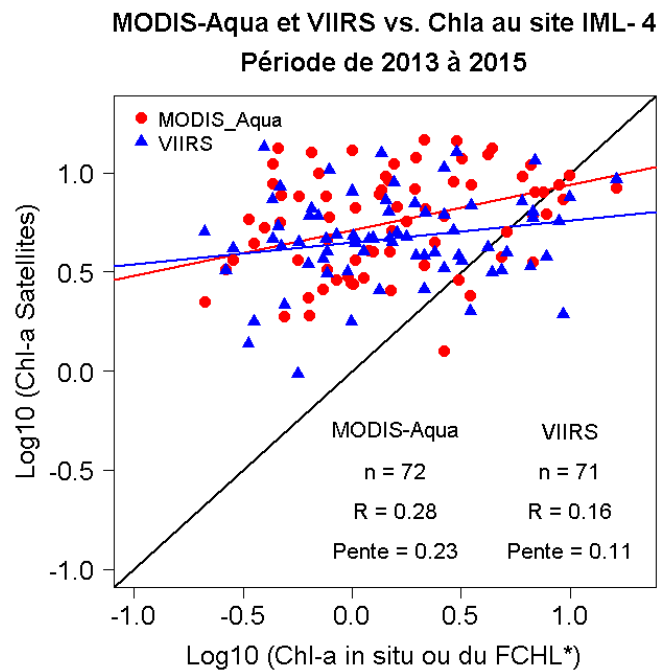


Figure 3-21 : Régression entre les Chl-*a* satellites et la Chl-*a in situ* ou dérivée de la FCHL du fluorimètre de la bouée IML-4.

### 3.3.3.1 Chl-*a* calculée avec OC3 (M et V) à partir de la $R_{rs}$ *in situ* de la bouée

Il a été montré précédemment que les satellites sous-estiment les  $R_{rs}$  par rapport aux valeurs observées *in situ*. Si cela n'avait pas été le cas, c'est-à-dire si les satellites avaient présenté des résultats d'erreurs presque nuls en terme de ratio de bande, les valeurs des  $R_{rs}$  auraient été les mêmes que celles obtenues par l'OCR IML-4. La Chl-*a* a donc été calculée à partir des  $R_{rs}$  de la bouée et des algorithmes bio-optiques standards afin d'éliminer l'erreur qui provient de la correction atmosphérique ou de l'étalonnage absolu des capteurs.

En général, les variations temporelles de Chl-*a* calculées à partir de la  $R_{rs}$  *in situ* avec OC3v4 de MODIS (OC3M) suivent celles de la FCHL, sauf pour l'année 2013 où un pic que FCHL apparaît en fin d'été (**Figure 3-22**). Cependant, il semble évident qu'au printemps les concentrations de Chl-*a* calculées avec la réflectance sont généralement plus fortes que les valeurs dérivées du capteur de la FCHL. Le pic de la FCHL observé en août 2015 est probablement causé par un problème de biofouling parce que les données pour le reste de la saison étaient irréalistes. Mis à part ce pic anormal, les variations temporelles de la Chl-*a* OC3M en 2015, contrairement à 2013, ressemblent beaucoup à celles de la FCHL.

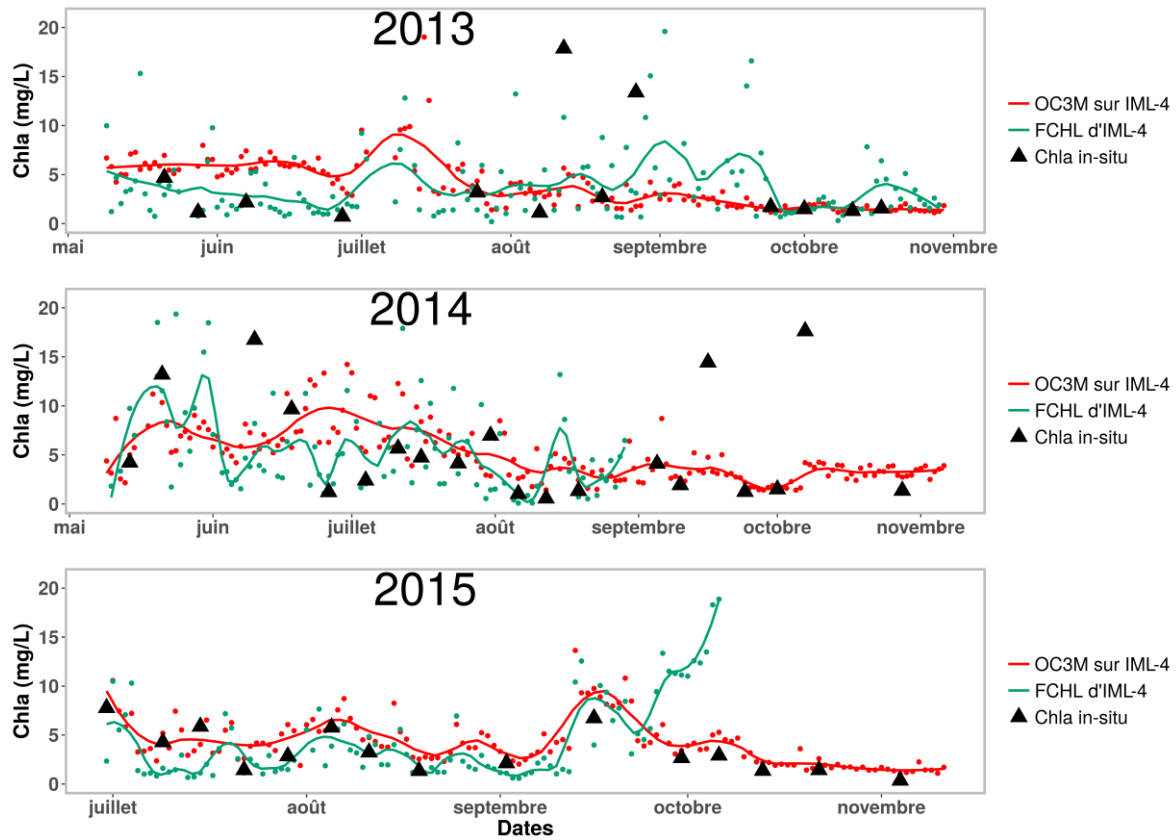


Figure 3-22: OC3M calculée à partir des  $R_{rs}$  d'IML-4, FCHL d'IML-4 et Chl-*a in situ* au site IML-4.

La **Figure 3-23 a** montre que l'OC3M produit des valeurs de la Chl-*a* plus élevées par rapport à celles obtenues avec l'OC3 de VIIRS (OC3V). La **Figure 3-23 b** présente la relation entre la Chl-*a* calculée (OC3M et OC3V) à partir de la  $R_{rs}$  *in situ* de la bouée et la Chl-*a* mesurée à partir d'échantillons d'eau (*in situ*). Les pentes sont largement inférieures à 1, comme pour la validation précédente (**Figure 3-21**). Cependant, en moyenne les valeurs calculées sont plus proches des valeurs *in situ* avec une légère surestimation des faibles valeurs de chlorophylle-*a* et une sous-estimation des fortes valeurs. Les coefficients R de Pearson indiquent que la Chl-*a* n'explique qu'environ 37% des variations de la Chl-*a* simulée. Cela montre que dans le cas où les satellites mesurent avec exactitude la  $R_{rs}$ ,

l'application de l'algorithme bio-optique OC3 de la NASA échoue à estimer les valeurs de la Chl-*a* dans les eaux côtières complexes de l'EMSL. Les valeurs moyennes seraient toutefois plus proches de la réalité.

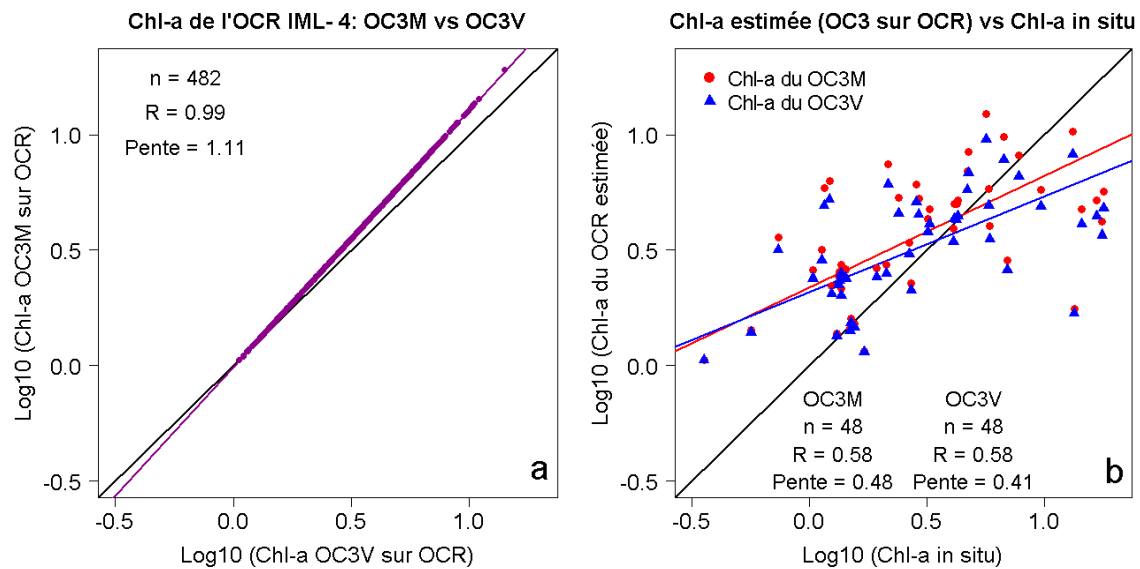


Figure 3-23: Régression entre OC3M et OC3V (Figure a) et régression entre la Chl-*a* OCR estimée et la Chl-*a in situ*, période de 2013 à 2015.

### 3.3.3.2 Évaluation des algorithmes empiriques régionaux pour la Chl-*a*

Dans cette section sont évalués les différents algorithmes empiriques régionaux ajustés spécifiquement pour les eaux côtières du Saint-Laurent proposés par Jacques (2000) et Yayla (2009). Le [Tableau 3-7](#) montre les algorithmes évalués conjointement avec notre ensemble de données *in situ*.

Tableau 3-7: Algorithmes empiriques développés pour les eaux de l'ESL.

Algorithme	Équation	Auteur
A	$\text{Ln Chl-a} = -1,5 - 4,2 \text{ Ln R}$ $R = \text{Ln} (R_{rs} 510 / R_{rs} 555)$	Jaques (2000)
B	$\text{Ln Chl-a} = 1 - 4,2 \text{ Ln R}_1 - 1,2 \text{ Ln R}_2$ $R_1 = \text{Ln} (R_{rs} 510 / R_{rs} 555)$ et $R_2 = \text{Ln} (R_{rs} 510 / R_{rs} 665)$	
C	$\text{Ln Chl-a} = -0,01 - 5,5 \text{ Ln R}_1 + 0,18 \text{ Ln R}_2$ $= \text{Ln} (R_{rs} 510 / R_{rs} 555)$ et $R_2 = \text{Ln} (R_{rs} 510 / R_{rs} 665)$	$R_1$
D	$\text{Ln Chl-a} = 1,7 - 3,8 \text{ Ln R}_1 - 1,01 \text{ Ln R}_2$ $= \text{Ln} (R_{rs} 510 / R_{rs} 555)$ et $R_2 = \text{Ln} (R_{rs} 510 / R_{rs} 665)$	$R_1$
E	$\text{Ln Chl-a} = -10,6 R^4 + 6,56 R^3 + 4,6 R^2 - 5,93 R + 0,148$ $R = \text{Ln} (R_{rs} 510 / R_{rs} 555)$	
F	$\text{Ln Chl-a} = 1,124 - 8,19 \text{ Ln R}_1 + 2,07 \text{ Ln R}_2$ $= \text{Ln} (R_{rs} 510 / R_{rs} 555)$ et $R_2 = \text{Ln} (R_{rs} 443 / R_{rs} 555)$	$R_1$
G	$\text{Ln Chl-a} = 0,343 - 0,55 \text{ Ln R}_1 + 1,45 \text{ Ln R}_2 - 9,19 \text{ Ln R}_3$ $R_1 = \text{Ln} (R_{rs} 412 / R_{rs} 665)$ ; $R_2 = \text{Ln} (R_{rs} 443 / R_{rs} 555)$ et $R_3 = \text{Ln} (R_{rs} 510 / R_{rs} 555)$	Yayla (2009)
H	$\text{Ln Chl-a} = 0,354 + 10,1 \text{ Ln R}_1 - 7,93 \text{ Ln R}_2 - 0,53 \text{ Ln R}_3$ $R_1 = \text{Ln} (R_{rs} 443 / R_{rs} 510)$ ; $R_2 = \text{Ln} (R_{rs} 443 / R_{rs} 555)$ et $R_3 = \text{Ln} (R_{rs} 490 / R_{rs} 665)$	
I	$\text{Ln Chl-a} = 0,54 - 5,93 \text{ Ln R} + 23912 \text{ BS}$ $R = \text{Ln} (R_{rs} 510 / R_{rs} 555)$ et $\text{BS} = (R_{rs} 555 - R_{rs} 443)/(555-443)$	
J	$\text{Ln Chl-a} = 1,26 + 9,44 \text{ Ln R}_1 - 7,34 \text{ Ln R}_2 - 15387 \text{ BS}$ $R_1 = \text{Ln} (R_{rs} 443 / R_{rs} 510)$ ; $R_2 = \text{Ln} (R_{rs} 443 / R_{rs} 555)$ et $\text{BS} = (R_{rs} 555 - R_{rs} 490)/(555-490)$	
K	$\text{Ln Chl-a} = 0,527 - 5,92 \text{ Ln R}_1 - 11149 \text{ BS}_1 - 10112 \text{ BS}_2$ $R_1 = \text{Ln} (R_{rs} 510 / R_{rs} 555)$ ; $\text{BS}_1 = (R_{rs} 510 - R_{rs} 443)/(510-443)$ et $\text{BS}_2 = (R_{rs} 555 - R_{rs} 490)/(555-490)$	

Le **Tableau 3-8** présente les résultats statistiques des algorithmes évalués pour les  $R_{rs}$  OCR IML-4 et les  $R_{rs}$  satellites. Des interpolations linéaires pour obtenir les canaux respectifs manquants (490, 510, 665 nm) afin d'obtenir les valeurs de  $R_{rs}$  pour chaque longueur d'onde exigée par les algorithmes ont été calculées. Le **Tableau 3-8** montre également l'ensemble des indicateurs statistiques fait par la comparaison entre la Chl-*a* obtenue avec l'algorithme OC3 (coefficients de MODIS-Aqua : OC3M et VIIRS : OC3V respectivement) sur les données de  $R_{rs}$  OCR IML-4 et la Chl-*a* *in situ* (**Figure 3-23**).

Tableau 3-8: Résultats statistiques pour les algorithmes de Chl-*a* empiriques globaux et régionaux évalués avec notre ensemble de données *in situ*.

Alg.	OCR IML-4 vs. Chl- <i>a</i> <i>in situ</i>						OC3M sur OCR IML-4 vs. Chl- <i>a</i> <i>in situ</i>					
	# Obs.	R	Pente	RE	BIAS	RMSE	# Obs.	R	Pente	RE	BIAS	RMSE
A	48	0,62	0,50	358%	-334%	216%						
<b>B</b>	<b>48</b>	<b>0,64</b>	<b>0,93</b>	<b>117%</b>	<b>-14%</b>	<b>86%</b>	48	0,58	0,48	190%	142%	33%
C	48	0,62	0,68	131%	34%	80%						
D	48	0,64	0,77	206%	157%	86%						
E	48	0,63	0,87	147%	54%	79%						
F	48	0,50	0,53	443%	383%	151%						
G	48	0,62	1,38	154%	-28%	102%						
H	48	0,68	1,28	252%	-229%	157%						
I	48	0,60	0,91	256%	206%	101%						
J	48	0,67	1,08	153%	64%	78%						
K	48	0,63	0,81	147%	55%	78%						
							OC3V sur OCR IML-4 vs. Chl- <i>a</i> <i>in situ</i>					
							# Obs.	R	Pente	RE	BIAS (%)	RMSE (%)
							48	0,58	0,41	170%	120%	31%

La plupart des algorithmes régionaux ont montré des valeurs de corrélation R de Pearson supérieures comparé aux algorithmes globaux. De surcroît, les pentes de la droite de régression et les autres indicateurs montrent des améliorations importantes par rapport aux algorithmes de la NASA. L'algorithme B, qui emploie deux ratios de réflectance (510/555 et 510/665), se démarque avec les meilleurs résultats statistiques (R de 0,64, la pente de 0,93 et le BIAS -14% respectivement), bien que les indicateurs RE et RMSE restent élevés (117% et 86% respectivement). L'avantage de cet algorithme est qu'il évite l'usage des bandes bleues qui sont sujettes à de larges erreurs dans les images satellitaires.

Il est intéressant de noter que les algorithmes G et J avaient été identifiés par Yayla (2009) comme étant les meilleurs. Les statistiques de l'algorithme J sont d'ailleurs relativement bonnes considérant qu'il a été développé sur un ensemble de données incluant aussi le golfe du Saint-Laurent.



## CHAPITRE 4

### DISCUSSION

Ce chapitre discute d'abord de la variabilité des données bio-optiques mesurées sous la bouée IML-4 (radiomètre OCR) dans les eaux estuariennes du Saint-Laurent. Par la suite, l'exercice de comparaison des mesures satellitaires et *in situ* sera discuté. Dans un dernier temps, nous discuterons les facteurs qui affectent les  $R_{rs}$  et donc compliquent l'estimation de la Chl-*a* dans cet environnement.

#### 4.1 VARIABILITÉ BIO-OPTIQUE À LA BOUÉE IML-4 DANS L'EMSL

Les données mesurées par le radiomètre (OCR) de la bouée IML-4 contiennent l'information de  $R_{rs}$  à différentes longueurs d'onde. La structure de la bouée provoque un effet d'ombre qui produit une sous-estimation des mesures de  $R_{rs}$  *in situ* (**Figure 2-9**). Les données utilisées dans ce projet de maîtrise ont été corrigées par la méthode empirique développée par Bélanger *et al.*, (2017). À cet égard, la méthode permet d'obtenir des valeurs de  $R_{rs}(\lambda)$  ayant des erreurs relatives dans une plage de 12 à 18%. Cette précision est considérée comme suffisante pour procéder à la validation des produits optiques satellitaires, en considérant comme vraies les valeurs de  $R_{rs}$  *in situ* fournies par l'OCR IML-4.

On a constaté qu'il y a une importante variabilité saisonnière des  $R_{rs}$  dans les eaux estuariennes du Saint-Laurent. Les fortes valeurs dans le vert sont généralement observées pendant la période de mai à août, ce qui correspond à l'activité biologique typique de la

période printemps-été. En outre, les formes spectrales représentent le cas typique des eaux de Cas-2 montrant l'impact de la rétrodiffusion dans la bande rouge causé par la forte présence de sédiments. Toutefois, le critère de Morel et Bélanger (2006) (**Figure 3-13 b**), qui utilise la réflectance dans le vert pour une concentration donnée de Chl-*a*, les eaux de l'EMSL ne peuvent pas être considérées comme étant très turbides. Les faibles réflectances dans le bleu et le violet sont le résultat d'une forte absorption par la MODC et la Chl-*a*. La réflectance dans le bleu est plus faible que la valeur prédite pour les eaux de Cas-1 avec le modèle bio-optique de Morel et Maritorena (2001) (**Figure 3-13 a**), alors qu'elle est légèrement plus forte dans le vert et le rouge (>500 nm). Ce qui indique une forte concentration de substances absorbantes. En conséquence, les eaux de l'EMSL appartiennent à des eaux de Cas-2 qui sont probablement à mi-chemin entre des eaux dominées par des sédiments (Cas-2S) et des eaux dominées par des substances jaunes (Cas-2Y).

Bien que l'OCR ne mesure pas directement la MODC, notre étude a démontré qu'il existe une corrélation négative significative entre la  $R_{rs}$  à 412 nm et la FDOM (**Tableau 3-1**). La présence de MODC dans l'estuaire est connue depuis longtemps (Babin *et al.*, 1993; Nieke *et al.*, 1997; Xie *et al.*, 2011). Les eaux riches en MODC paraissent plus foncées que les eaux de Cas-1 ayant la même concentration de chlorophylle-*a*, parce que la réflectance est diminuée dans les courtes longueurs d'onde due à cette absorption supplémentaire qui peut devenir dominante. Cependant, le fait que les valeurs de  $R_{rs}$  dans la partie rouge du spectre (670 et 683nm) soient positivement corrélées à la FDOM indique que ce dernier contient de l'information sur la présence de particules contribuant à la rétrodiffusion de la lumière. En effet, les  $R_{rs}$  dans ce domaine spectral sont généralement corrélées positivement avec la présence de particules qui rétrodiffusent suffisamment de photons et où l'absorption des constituants est toujours faible (p. ex., Nechad *et al.*, 2010; Larouche et Boyer-Villemare, 2010).

Par ailleurs, la FDOM n'a pas montré d'impact significatif sur la  $R_{rs}$  à 555 nm probablement parce que l'augmentation de la rétrodiffusion de la lumière par les particules est compensée par l'augmentation de l'absorption par la MODC et/ou les particules non algales. Cette situation est connue dans les eaux de Cas-2 riches en MODC et en MPS (Xie *et al.*, 2011 ; Nieke *et al.*, 1997; Beltrán-Abaunza *et al.*, 2014). Ces résultats montrent que la FDOM est un bon indicateur des apports terrigènes, non seulement dissous, mais également particulaires.

En général, la MODC et la salinité sont fortement corrélées dans l'EMSL (Xie *et al.*, 2011). L'entrée d'eau douce dans l'EMSL est maximale au printemps ou au début de l'été en raison de la fonte de la glace et de la neige dans les bassins versants, ce qui apporte une grande quantité de MODC et de particules en suspension d'origine terrigène (**Figure 3-1**) (Fuentes-Yaco *et al.*, 1997a ; Le Fouest *et al.*, 2006). Tel qu'attendu, nous avons trouvé une forte corrélation négative entre la salinité et la FDOM (**Figure 3-9 a et b**). Les pentes des relations FDOM versus salinité semblent varier d'une année à l'autre. Ce résultat pourrait être expliqué par l'absence d'étalonnage du fluorimètre ou par la variabilité interannuelle des concentrations de MODC et de particules dans les eaux douces qui entrent dans l'EMSL.

Il est intéressant de noter qu'une corrélation significative entre la fluorescence de la chlorophylle *in situ* (FCHL) et les  $R_{rs}$  mesurées à la longueur d'onde 683 nm a été trouvée. L'utilité de cette longueur d'onde pour la détection de la chlorophylle-*a* dans les eaux côtières a souvent été indiquée dans la littérature (voir Babin *et al.*, 1996 et références citées). Donc, c'est dans cette longueur d'onde que l'activité biologique, indiquée par la Chl-*a*, présente une dominance sur la  $R_{rs}$  par rapport à d'autres constituants présents dans l'eau.

Finalement, la FDOM et la FCHL ne sont pas fortement corrélées, ce qui suggère que la biomasse algale se développe relativement indépendamment des apports terrigènes.

Considérant l'importance de la FDOM sur la variabilité de la réflectance dans le bleu, ce résultat montre une fois de plus la difficulté d'estimer la chlorophylle-*a* avec cette portion du spectre de réflectance.

## 4.2 QUALITÉ DE MATCH-UP MODIS-AQUA ET VIIRS

Quelques études ont examiné la qualité des réflectances retrouvées par MODIS-Aqua dans les eaux côtières (Zibordi *et al.*, 2009; Zibordi *et al.*, 2006; Goyens *et al.*, 2013; Hialing *et al.*, 2013; Jamet *et al.*, 2011; Mélin *et al.*, 2007; Franz *et al.*, 2005; Moore *et al.*, 2015 et Darecki and Stramski 2004). Le **Tableau 4-1** fait la synthèse des indicateurs statistiques obtenus par ces auteurs ainsi que les indicateurs obtenus dans le présent travail de recherche. L'indicateur RMSE de la  $L_{wn}$  a été obtenu en multipliant les  $R_{rs}$  par l'éclairement extraterrestre  $FO$  ([https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/docs/rsr/rsr\\_tables/](https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/docs/rsr/rsr_tables/)). La valeur de la concentration médiane de Chl-*a* de l'EMSL est similaire à la valeur de la moyenne de la Mer Baltique (1,94 et 2,06 mg.m<sup>-3</sup> respectivement). De même, nous avons trouvé une coïncidence dans les résultats pour l'indicateur RMSE, avec des différences dans les longueurs d'onde 488 et 555 nm. En ce qui concerne le RE et le BIAS des  $R_{rs}$ , nos valeurs étaient significativement plus élevées par rapport à celles des eaux du golfe de Finlande où la Chl-*a* était une valeur plus élevée.

Tableau 4-1: Compilation des études de validation des réflectance MODIS-Aqua dans les eaux côtières trouvées dans la littérature.

Région	Statistiques	Longueur d'onde de MODIS-Aqua					Auteur
		412 nm	443 nm	488 nm	551 nm	667 nm	
EMSL Chl-a: 1.94 mg.m <sup>-3</sup>	RE (%) (des $R_{rs}$ )	152	70	42	36	53	Cette étude
	BIAS (%) (des $R_{rs}$ )	-132	-56	-36	-34	-51	
	RMSE (de $R_{rs}$ )	0,0019	0,0014	0,0016	0,0015	0,005	
	RMSE (de $L_{wn}$ )	0,32	0,27	0,31	0,28	0,07	
Mer Adriatique Chl-a: 0.76 mg.m <sup>-3</sup>	( $L_{wn}$ )						Zibordi <i>et al.</i> , (2006)
	RE (%)	30	18	11	11	49	
	BIAS (%)	-25	-9	-1	-4	-35	
	RMS	0,30	0,22	0,17	0,15	0,06	
Mer Adriatique Chl-a: 1.05 mg.m <sup>-3</sup>	( $L_{wn}$ )						Zibordi <i>et al.</i> , (2009)
	RE (%)	35	18	11	10	50	
	BIAS (%)	-25	-7	-2	-4	-38	
	RMSE	0,31	0,21	0,17	0,15	0,05	
Mer Baltique Chl-a: 2.06 mg.m <sup>-3</sup>	( $L_{wn}$ )						Zibordi <i>et al.</i> , (2009)
	RE (%)	181	56	20	10	28	
	BIAS (%)	27	18	7	-1	-25	
	RMSE	0,20	0,13	0,10	0,08	0,04	
Golfe de Finlande Chl-a: 4.90 mg.m <sup>-3</sup>	( $L_{wn}$ )						Darecki & Stramski (2004)
	RE (%)	386	67	28	11	19	
	BIAS (%)	-153	25	11	-3	-17	
	RMSE	0,17	0,12	0,08	0,06	0,03	
Mer Baltique Chl-a: 0.3 à 100 mg.m <sup>-3</sup>	( $L_{wn}$ )						Darecki & Stramski (2004)
	BIAS (%)	178	28	-11	-13	-59	
	RMS (%)	69	105	50	33	18	
	( $L_{wn}$ )				(547 nm)		
Mer Adriatique et Côte atlantique d'USA (COVE et MVCO)	RE (%)	24	15	10	10	32	Goyens <i>et al.</i> , (2013)
	BIAS (%)	-8	-1	0	-3	-28	
	RMSE	0,29	0,27	0,28	0,27	0,12	
	( $L_{wn}$ )	(413 nm)	(442 nm)	(491 nm)	(551 nm)	(668 nm)	
Long Island Sound Coastal Observatory (LISCO)	RE (%)	61	26	27	13	29	Hlaing <i>et al.</i> , (2013)
	BIAS (%)	-31	-18	-22	-10	-21	
	RE (%)	53	38	13	11	18	
	BIAS (%)	48	35	4	4	4	
WaveCIS dans le Golfe de Mexique	( $L_{wn}$ )				(490 nm)	(555 nm)	Jamet <i>et al.</i> , (2011)*
	RE (%)	30	25	21	18	32	
	RMS	0,30	0,32	0,41	0,38	0,12	
	( $L_{wn}$ )						
MVCO et COVE (plate-forme du phare de Chesapeake)	RE (%)	30	25	21	18	32	* : on a pris les résultats de l'algorithme K09
	RMS	0,30	0,32	0,41	0,38	0,12	
	( $L_{wn}$ )						
	RE (%)	32	19	14	14	28	
Mer Adriatique Chl-a: 1.37 mg.m <sup>-3</sup>	BIAS (%)	-21	9	-7	-7	27	Mélin <i>et al.</i> , (2007)
	RMSD	0,26	0,21	0,22	0,18	0,04	
	( $L_{wn}$ )						
	RE (%)	2	5	2	2	40	
MOBY Chl-a: 0.2 mg.m <sup>-3</sup>	BIAS (%)	-3,3	-7,20	-2,00	-0,16	-1,61	Franz <i>et al.</i> , (2005)
	( $R_{rs}$ )				(547 nm)		
	RE (%)	60	33	21	18	40	
	BIAS (%)	-0,0005	-0,0003	-0,0005	-0,0005	-0,0001	
OWT- 5	RMSD	0,00103	0,00081	0,00074	0,00077	0,00027	Moore <i>et al.</i> , (2015) ont fait une pondération différente dans le BIAS

Goyens *et al.*, (2013) s'étaient limités aux eaux turbides, donc ils ont évalué que, pour l'algorithme standard de correction atmosphérique de la NASA, le RE de  $L_w$  se situe dans la plage de 10 à 32% pour les bandes de la région visible (**Tableau 4-1**) avec des BIAS dans la plage de 0 à -28% pour les eaux de la mer Adriatique et les côtes de l'Atlantique des États-Unis. Dans les deux cas, la plus grande erreur était pour la longueur d'onde 667nm. Notre travail a montré des BIAS négatifs à toutes les longueurs d'onde. Des résultats similaires ont aussi été observés par Goyens *et al.*, (2013), Zibordi *et al.*, (2009) pour la mer Adriatique et Moore *et al.*, (2015) aussi pour les régions côtières.

Mélin *et al.*, (2007) ont également présenté des résultats de validation pour MODIS-Aqua dans la mer Adriatique de la  $L_{wn}$ . Le RE est similaire dans les longueurs d'onde 488 et 551 nm, pendant que la RMSD diminue de 0,26 à 0,18 dans les longueurs d'onde de 412 à 551 nm. Ces valeurs sont moins élevées que celles de l'EMSL. Le BIAS plus prononcé à 412 nm (-21%) montre une sous-estimation importante souvent observée dans les régions côtières. Cette sous-estimation est en partie liée au capteur MODIS-Aqua qui souffre d'une sensibilité de polarisation significative, nécessitant une correction allant jusqu'à 3% dans la luminance à 412 nm (Meister *et al.*, 2005) ce qui correspond à une erreur de 30% dans la  $L_{wn}$  à cette longueur d'onde (Franz *et al.*, 2005).

Moore *et al.*, (2015) ont utilisé un jeu de données *in situ* global pour valider les  $R_{rs}$  estimées avec le capteur MODIS-Aqua. Les analyses statistiques ont été faites par classe optique d'eau. La classe 5 (OWT-5), qui occupe les plus petites zones océaniques et les régions côtières, a été associée à des conditions hautement absorbantes, ce qui représente les eaux traditionnelles du Cas-2 considérées comme optiquement complexes. En termes d'erreur relative, cette classe d'eau (OWT- 5) présente des valeurs extrêmement élevées dans les bandes bleues. Cet impact est également observé dans la bande rouge. Le RMSD diminue généralement à des longueurs d'onde du bleu au rouge. Finalement, le BIAS ne montre pas de parton particulier en fonction des longueurs d'onde.

Nos résultats montrent que l'algorithme standard de la NASA sous-estime la réflectance marine dans les courtes longueurs d'onde. Notre hypothèse était que la CA menait à cette sous-estimation. Rappelons que la méthode de CA standard de la NASA utilise un schéma de modélisation dans le PIR qui comprend un modèle bio-optique itératif afin de calculer la  $R_{rs}$  (PIR) (Bailey *et al.*, 2010).

Les données du C-OPS obtenues au cours de l'été 2015 ont montré la présence de  $R_{rs}$  supérieures à zéro dans la longueur d'onde 780 nm (PIR), avec des valeurs allant de 0,0002  $\text{sr}^{-1}$  à 0,0012  $\text{sr}^{-1}$  et une médiane de 0,0006  $\text{sr}^{-1}$ . Bien que les  $R_{rs}$  dans la longueur d'onde 780 nm soient inférieures par rapport à toutes les  $R_{rs}$  dans le visible, elles n'ont pas une valeur nulle. Donc, l'hypothèse de "pixel noir" (Gordon et Wang, 1994) n'est pas valide dans l'EMSL. Les BIAS négatifs observés dans le visible suggèrent que les  $R_{rs}$  (PIR) estimées par la CA sont sous-estimées ce qui mène à une surestimation de la contribution des aérosols.

La **Figure 4-1** montre les valeurs de  $R_{rs}$  prédites dans deux bandes du PIR (710 et 780 nm) par le modèle de Bailey *et al.*, (2010) appliqué aux mesures *in situ* du C-OPS. Ce modèle est utilisé afin d'améliorer la correction atmosphérique pour les eaux turbides. La chlorophylle-*a* utilisée dans le modèle a été soit spécifiée avec les mesures *in situ* de Chl-*a* (points noirs) ou calculée à partir du spectre de réflectance avec l'algorithme OC3M comme dans l'implémentation de l'algorithme standard (points gris). On observe que le modèle de Bailey *et al.*, (2010) s'ajuste parfaitement dans la longueur d'onde 710 nm et tend, contrairement aux attentes, à surestimer la  $R_{rs}$  à 780 nm. Ces résultats indiquent que le modèle de Bailey *et al.*, (2010) n'a pas tendance à sous-estimer la  $R_{rs}$ (PIR) comme nous l'avions supposé. Malheureusement, nous ne possédons pas suffisamment de mesures *in situ* dans le PIR pour valider le modèle de Bailey *et al.*, (2010) lorsqu'il est appliqué aux données satellitaires. Il est possible que le problème ne soit pas le modèle en soit, mais le

processus itératif qui s'arrête avant d'atteindre des valeurs suffisamment élevées de  $R_{rs}$  (PIR). Une comparaison entre les  $R_{rs}$  (PIR) *in situ* et satellitaire serait nécessaire pour clarifier la question.

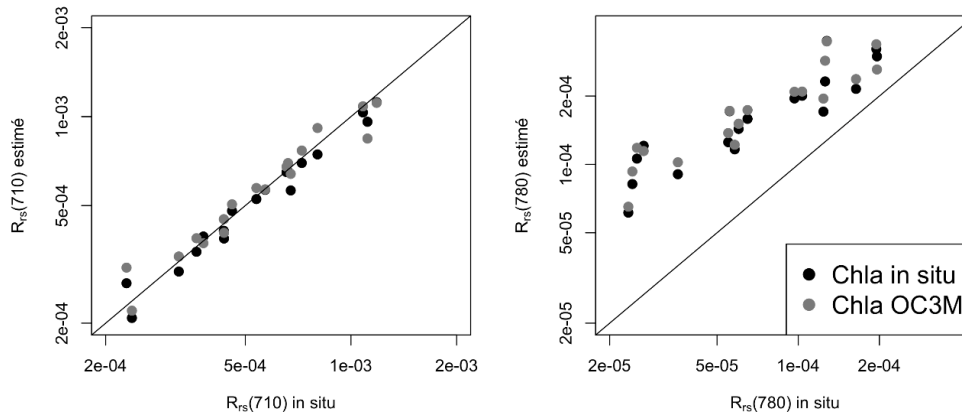


Figure 4-1:  $R_{rs}$  du C-OPS *in situ* vs le modèle de Bailey *et al.* (2010).

Outre la CA, des erreurs d'étalonnage pourraient aussi expliquer en partie les résultats obtenus. Il semble possible que la bande 412 nm de MODIS-Aqua présente un problème d'étalonnage comme l'indique la comparaison entre MODIS-Aqua et VIIRS vs *in situ*. Les ajustements vicaires (*vicarious calibration* en anglais) pourraient ne pas être valides au-dessus de l'EMSL. Cela est dû au fait que les aérosols atmosphériques diffèrent probablement de ceux retrouvés dans l'océan ouvert où les coefficients d'ajustement vicaires sont dérivés. Ces coefficients ont été mis en place dans les eaux claires du Pacifique (Hawaï) où les aérosols sont différents (Brown *et al.*, 2007).

Dans le cas des aérosols absorbants, ce sont de méthodes itératives qui nécessitent une modélisation des propriétés optiques océaniques en fonction de la concentration en chlorophylle qui devraient être utilisées afin de récupérer simultanément les paramètres



océaniques et atmosphériques à plusieurs longueurs d'onde. De même, la forte présence d'aérosols absorbants surestime la contribution d'aérosols dans la partie bleue et la  $R_{rs}$  dans le visible expérimente grands changements avec les divers constituants de l'eau (surtout lorsqu'on compare avec les observations *in situ*), qui sont inconnus lorsque la CA est expérimentée (Nobileau et Antoine, (2005)).

### 4.3 FACTEURS COMPLIQUANT L'ESTIMATION DE LA CHL-*a*

Dans cette étude, nous avons comparé les valeurs de la Chl-*a* estimées par des algorithmes empiriques utilisés par la NASA avec des valeurs de la Chl-*a* mesurées sur des échantillons d'eau (*in situ*) et complété par des mesures de FCHL *in situ*. Les corrélations obtenues (**Figure 3-21**) entre les données estimées par le satellite et les données observées (*in situ*) ont montré des valeurs faibles (0,28 et 0,16 pour MODIS-Aqua et VIIRS respectivement). En général, on observe une très forte surestimation de la Chl-*a* dans les images satellitaires au-dessus de l'EMSL. Deux principaux facteurs expliquent cette surestimation : 1) l'utilisation d'algorithmes bio-optiques empiriques ; 2) les erreurs d'estimation de la  $R_{rs}$  liées aux problèmes présentés à la section 4.2.

#### 4.3.1 Algorithmes bio-optiques empiriques

Les algorithmes opérationnels, comme ceux utilisés par la NASA (O'Reilly *et al.*, 2000), sont empiriques, c'est-à-dire qu'ils sont basés uniquement sur des observations entre la concentration de Chl-*a* et la réflectance mesurée *in situ*. C'est ainsi qu'à des concentrations plus élevées de la Chl-*a*, une  $R_{rs}$  inférieure a été trouvée dans le bleu et supérieure dans le vert. En outre, les algorithmes bio-optiques sont basés sur des modèles de régression polynomiale utilisant des rapports de bandes spectrales (Mueller *et al.*, 2003). Donc, les algorithmes bio-optiques sélectionnent la valeur la plus élevée de  $R_{rs}$  dans le bleu

entre les longueurs d'onde disponibles (Max (443, 488) pour MODIS-Aqua et Max (443, 486) pour VIIRS) parce que les  $R_{rs}$  dans la longueur d'onde bleue sont très faibles aux concentrations élevées de la Chl-*a*. L'utilisation d'un ratio de bandes suggère qu'il est possible de réduire l'influence d'autres éléments présents dans l'eau qui peuvent affecter les valeurs des  $R_{rs}$ . Dans notre ensemble de données, la valeur maximum dans le bleu a été invariablement 488 nm pour MODIS-Aqua et 486 nm pour VIIRS.

Les algorithmes bio-optiques sont habituellement développés pour les eaux de Cas-1 et ne s'appliquent pas de façon acceptable aux eaux côtières puisqu'ils sont basés sur l'hypothèse qu'il existe une relation de covariation entre la concentration en phytoplancton et ses produits de dégradation associés. Les matières dissoutes colorées (Gelbstoff) liées aux apports terrigènes ou encore les particules non-algales ne sont pas prises en compte dans ces algorithmes. Nous avons montré (**Tableau 3-1**) cependant que la FDOM et la FCHL présentent des corrélations similaires avec la  $R_{rs}$  (490) ce qui rend le choix de cette longueur d'onde ambiguë pour estimer la Chl-*a* et explique pourquoi les algorithmes globaux ne présentent pas de bons résultats dans les régions côtières tel que l'EMSL.

Dans cette étude, nous avons aussi évalué l'algorithme empirique OC3 en utilisant les données du radiomètre OCR de la bouée IML-4 afin de s'affranchir des problèmes de correction atmosphérique. Lorsque la concentration de la Chl-*a* *in situ* se trouve inférieure à  $6 \text{ mg.m}^{-3}$ , l'algorithme OC3 surestime la Chl-*a*, tandis qu'il la sous-estime à des concentrations *in situ* supérieures ou égales. La surestimation à faibles concentrations de Chl-*a* dans les eaux de Cas-2 en utilisant des algorithmes empiriques avec un seul rapport de ratio de bandes de bleu et vert a été largement rapportée dans la littérature (Aiken et Moore, 2000 ; Cota *et al.*, 2003; Darecki et Stramski, 2004; Komick *et al.*, 2009). De plus, de nombreux auteurs ont indiqué la faiblesse des algorithmes empiriques en fonction du rapport de ratio de bandes des  $R_{rs}$  bleu/vert dans les eaux côtières (Tassan, 1994 ; Jacques *et al.*, 1998; Ruddick *et al.*, 2001; Morel et Prieur, 1977; Morel et Bélanger, 2006).

Le principal problème dans les eaux côtières de Cas-2 est la présence de nombreux constituants dans l'eau, lesquels présentent une forte influence sur les propriétés optiques apparentes ainsi différentes combinaisons de concentrations de Chl-*a*, de MODC et d'autres apports de particules peuvent conduire à la même valeur du ratio de bandes bleu / vert (Defoin-Platel et Chami, 2007). En outre, la même concentration de Chl-*a* (sous différentes combinaisons de concentration de MODC et de particules) peut présenter différentes valeurs du ratio de bandes. Par conséquent, il est impossible de déterminer avec précision la Chl-*a* à partir d'un algorithme empirique construit avec un seul ratio de bandes.

Jacques (2000) et Yayla (2009) ont démontré empiriquement que les algorithmes obtenus à partir de l'utilisation de multiples ratios de bandes améliorent la précision de l'estimation de la Chl-*a* au niveau spatio-temporel dans la région du Saint-Laurent. Dans le chapitre 3, nous avons testé quelques algorithmes développés par ces auteurs. Lorsque les  $R_{rs}$  OCR IML-4 sont utilisés, les niveaux de corrélation (**Tableau 3-8**) sont similaires à ceux rapportés par Yayla (2009) (coefficients R de Pearson dans la plage de 0,62 à 0,68). Cependant les BIAS et les RE présentent des valeurs très élevées. L'algorithme de Jacques (2000) employant les ratios de réflectance 510/555 et 510/665 a donné des résultats relativement bons. Ces longueurs d'onde sont moins sensibles à l'absorption de la MODC mais demeurent néanmoins affectées par la présence de matière en suspension.

Dans les eaux de l'EMSL, où les concentrations des constituants de l'eau varient saisonnièrement pour estimer la concentration de Chl-*a*, il serait approprié d'utiliser un ensemble de modèles empiriques et/ou semi-analytiques appliqués séparément aux différents niveaux de Chl-*a*, en conservant le modèle qui présente les meilleures performances dans la région de la plage de valeurs pour la concentration des différents constituants de l'eau.

### 4.3.2 Incertitude sur la réflectance estimée par satellite

Les algorithmes bio-optiques standard utilisent des ratios de réflectances entre les bandes bleues et vertes. En raison des problèmes présentés à la section 4.2, les ratios de bandes ont tendance à être sous-estimés et par conséquent à surestimer la Chl-*a* dans l'EMSL. Dans notre étude nous avons trouvé un biais de près de 10% dans l'estimation du ratio  $R_{rs}(488)/R_{rs}(555)$  en raison de la correction atmosphérique. Cette erreur s'ajoute à celle introduite par les algorithmes bio-optiques. L'algorithme de Jacques (2000), qui évite les bandes les plus courtes devrait en principe être moins sensible aux erreurs de correction atmosphérique. Il serait intéressant d'appliquer cet algorithme aux images satellites pour voir comment il se comporte spatialement.

Les estimations de la biomasse du phytoplancton à l'aide d'algorithmes semi-analytiques ne montrent pas toujours des statistiques améliorées par rapport aux algorithmes empiriques en ce qui a trait à l'estimation de la chlorophylle-*a* (par exemple Siegel *et al.*, 2005). Les modèles QAA (*quasi analytical algorithm*; Lee *et al.*, 2002) et GSM (Garver-Siegel-Maritorena; Garver et Siegel, 1997, Maritorena *et al.*, 2002) ont démontré que les algorithmes semi-analytiques conçus pour les eaux océaniques nécessitent néanmoins des modifications régionales (p. ex., Zheng *et al.*, 2014). Par exemple, de meilleurs résultats ont été obtenus dans la mer Jaune et la mer de Chine orientale (Huang *et al.*, 2013), dans la mer de Beaufort (Ben Mustapha *et al.*, 2012), pour les côtes de l'Espagne (Smyth *et al.*, 2002), et même dans le golfe du Saint-Laurent (Montes-Hugo et Xie, 2015) après un ajustement régional. Ces résultats suggèrent que, si nous pouvons obtenir des paramètres de forme spectrale précise d'une zone d'étude spécifique, les algorithmes semi-analytiques peuvent donner des résultats plus satisfaisants que les algorithmes purement empiriques. Cependant, il faudrait accorder plus d'attention à la modélisation des IOPs régionales à l'avenir afin d'obtenir une meilleure estimation des principaux constituants optiques (Huang *et al.*, 2013).

Outre les problèmes mentionnés ci-dessus, les incertitudes liées aux mesures sur le terrain peuvent également introduire de nouvelles erreurs : étalonnage, signal sombre, traitement des données et les états de la mer et du ciel peuvent tous apporter des incertitudes dans les mesures radiométriques (Hooker et Maritorena, 2000).

L'usage d'algorithmes semi-analytiques pour les eaux de Cas-2 est souvent préconisé dans la littérature (IOCCG, 2000, 2006). Toutefois les algorithmes semi-analytiques sont plus sensibles aux incertitudes sur les valeurs absolues de  $R_{rs}$ . De plus, ils requièrent souvent toutes les bandes spectrales, incluant les bandes 412 et 443 nm qui sont sujettes à de larges erreurs, comme il a été démontré dans cette étude. À la lumière de nos résultats, il apparaît que l'usage des algorithmes semi-analytiques restera risqué tant et aussi longtemps que des biais importants demeurent dans les estimations de  $R_{rs}$  pour l'EMSL.



## CONCLUSION

Ce mémoire de recherche a permis d'approfondir la compréhension des variations temporelles (2013 à 2015) de la réflectance marine satellitaire dans l'EMSL. Celle-ci est attribuée à la variabilité saisonnière et interannuelle des différences de régimes physiques et biologiques tel qu'on l'observe au site de la bouée IML-4.

En nous basant sur les travaux de Bailey *et al.*, (2006) et de Goyens *et al.*, (2013) nous avons montré que les algorithmes opérationnels de la couleur de l'océan sont inadéquats pour estimer la réflectance marine et par conséquent la chlorophylle *in situ* dans l'écosystème marin du Saint-Laurent. Les résultats obtenus permettent de confirmer notre hypothèse selon laquelle la méthode de correction atmosphérique standard de la NASA a une tendance à sous-estimer les réflectances marines dans les courtes longueurs d'onde. À cet égard, les valeurs de biais négatives étaient trouvées entre -132% et -25% pour les longueurs d'onde de 412 nm à 488 nm. En outre, il a également été trouvé qu'entre les longueurs d'onde 550 nm et 678 nm, les  $R_{rs}$  estimées par satellite et les mesures *in situ* étaient sous-estimées, avec des biais allant de -51 à -21%.

Les différences entre les données de  $R_{rs}$  *in situ* et les données de  $R_{rs}$  estimées par satellite ont conduit à identifier la source de ces différences, soit la méthode de correction atmosphérique standard de la NASA qui utilise un schéma de modélisation qui tente d'estimer les  $R_{rs}$  dans le PIR (Bailey *et al.*, 2010). Il semblerait que cet algorithme utilise un processus itératif qui semble ne pas converger vers une solution adéquate pour estimer la  $R_{rs}$  (PIR). Le fait que la  $R_{rs}$  ne soit pas nulle dans le PIR conduit à la sélection d'un modèle incorrect d'aérosols et donc à des corrections atmosphériques inexactes. Celles-ci mènent donc à l'obtention de valeurs incorrectes dans la région visible du spectre, particulièrement

dans les longueurs d'onde plus courtes. De très faibles valeurs de  $R_{rs}$  et même négatives sont ainsi obtenues. Finalement, une autre cause possible d'erreur dans la CA est la présence de types d'aérosols non considérés par les modèles prédéfinis qui absorbent le rayonnement au-dessus de l'EMSL.

La simulation supposant que les deux satellites pourraient mesurer les  $R_{rs}$  avec des valeurs coïncidant à celles de l'OCR IML-4 a montré que l'algorithme OC3 (caractère global) n'est pas capable de fournir des résultats appropriés de Chl-*a* dans les eaux de Cas-2. Nos résultats ont montré que l'OC3 surestime la Chl-*a* à valeurs inférieures à  $6 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$  et qu'il sous-estime la Chl-*a* aux valeurs plus élevées. Cela est dû aux coefficients de l'OC3 qui ont été ajustés aux eaux de Cas-1. Contrairement aux eaux de Cas-1, les eaux de Cas-2 présentent des  $R_{rs}$  inférieures dans la longueur d'onde bleue, et sensiblement plus élevées dans le vert que celles utilisées pour ajuster les coefficients du polynôme de degré quatre utilisé par l'OC3. Les modèles bio-optiques utilisés pour estimer la Chl-*a* ne sont donc pas bien adaptés aux eaux optiquement complexes du Saint-Laurent.

Les propriétés optiques des eaux côtières du Saint-Laurent sont fortement influencées par les entrées d'eau douce de nombreux cours d'eau. Dans les données d'IML-4, nous avons donc pu observer que le rapport de bandes des algorithmes bio-optiques opérationnels est sous-estimé, ce qui conduit à surestimer la Chl-*a*, utilisée comme variable indicatrice de la biomasse phytoplanctonique. Cela implique la présence de matière organique dissoute colorée (MODC) et de matière particulaire en suspension (MPS) qui affectent la signature spectrale des eaux côtières. Nos résultats ont montré des corrélations significatives entre la FDOM, la salinité et la température de l'eau avec les  $R_{rs}$ . Une avenue de recherche prometteuse serait d'utiliser ces corrélations afin de corriger les  $R_{rs}$ , par exemple en utilisant la salinité, qui est mesurée par la bouée pour estimer la contribution de la MODC à la forme spectrale de  $R_{rs}$ .



Malgré les limitations illustrées par cette étude, il est important de souligner la capacité et l'utilité de la télédétection de la couleur de l'océan pour étudier la dynamique spatio-temporelle de la MPS et la MODC, deux variables qui n'ont pas été estimées à partir de  $R_{rs}$  dans l'EMSL. Il faudra toutefois améliorer les algorithmes de CA ou corriger a posteriori la réflectance de l'eau pour l'estimation des paramètres bio-optiques dans le système du Saint-Laurent.

Notre travail de recherche a contribué à la publication de l'article de Bélanger *et al.*, (2017) qui propose une méthode de correction de l'effet de l'ombre de la bouée IML-4. Compte tenu des résultats obtenus montrant un fort effet d'ombre de la bouée IML-4, un pas a récemment été fait avec le développement d'une bouée « secondaire » installée (le 28 août 2016) à 5 mètres pour régler ce problème de l'OCR IML-4. Cette stratégie devrait permettre de réduire les erreurs de mesures *in situ* causées principalement par l'ombre créée dans la colonne d'eau par la structure de la bouée. Par ailleurs, à long terme, cette thèse contribuera à produire des cartes de propriétés optiques et biogéochimiques qui aideront à mieux comprendre l'évolution spatio-temporelle de l'écosystème du Saint-Laurent et sa réponse à la variabilité climatique.



## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AAS, E. et KORSBO B. 1997. « Self-shading effect by radiance meters on upward radiance observed in coastal waters ». *Limnology and Oceanography*, Vol. 42, p. 968-974.

AHMAD, Z., FRANZ, B.A., McCLAIN, C.R., KWIATOWSKA, E.J., WERDELL, P.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* vol. 49, p. 5545-5560.

AIKEN, J. et MOORE, G. 2000. ATBD 2.8: Case 2 anomalous scattering gelbstoff waters flags. ESA DOC. No. PONTMELGS0005.

ANTOINE, D. 2008. « Apports de la télédétection spatiale de la couleur de l'océan à l'océanographie ». *Océanis*, vol. 24, no. 2, p. 81-150.

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)». *J. Geophys. Res.*, vol. 113, no. C07013, doi: 10.1029/2007JC004472.

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*, vol. 20, p. 1875-1916.

BABIN, M., STRAMSKI, D., FERRARI, G. M., CLAUSTRE, H., BRICAUD, A., OBOLENSKY, G. et HOEPFFNER, N. 2003. « Variations in the light absorption coefficients of phytoplankton, nonalgal particles, and dissolved organic matter in coastal waters around Europe ». *J. Geophys. Res.*, 108(C7), 3211, doi : 10.1029/2001JC000882, 2003.

BABIN, M., MOREL, A. et GENTILI, B. 1996. « Remote sensing of sea surface Sun-induced chlorophyll fluorescence: consequences of natural variations in optical characteristics of phytoplankton and the quantum yield of chlorophyll-a fluorescence ». *International Journal of Remote Sensing*, vol. 17, no. 12, p. 2417–2448.

BABIN, M., THERRIALUT, J. C., LEGENDRE, L. et CONDAL, A. 1993. « Variations in the specific absorption coefficient for natural phytoplankton assemblages: Impact on estimates of primary production ». *Limnology and Oceanography*, vol. 38, no. 1, p. 154-177.

BAILEY, S. W., FRANZ, B. A. et WERDELL, P. J. 2010. « Estimations of near-infrared water-leaving reflectance for satellite ocean color data processing ». *Optics Express*, vol. 18, no.7, p. 7521-7527.

BAILEY, S. W., HOOKER, S. B., ANTOINE, D., FRANZ, B.A., et WERDELL, P. J. 2008. « Sources and assumptions for the vicarious calibration of ocean color satellite observations ». *Applied Optics*, vol. 47, Issue 12, p. 2035-2045 doi.org/10.1364/AO.47.002035.

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*, vol. 102, p. 12-23.

BÉLANGER, S., CARRASCAL-LEAL, C., JAEGLER, T., LAROUCHE, P., et GALBRAITH, P. 2017. « Assessment of radiometric data from a buoy in the St Lawrence Estuary ». *J. Atmos. Oceanic Technol.* doi:10.1175/JTECH-D-16-0176.1

BELTRÀN-ABAUNZA, J.M., KRATZER, S. et BROCKMANN, C. 2014. « Evaluation of MERIS products from Baltic Sea coastal waters rich in CDOM ». *Ocean Sci.*, vol. 10, p. 377–396. doi: 10.5194/os-10-377-2014.

BEN MUSTAPHA, S., BÉLANGER, S. et LAROUCHE, P. 2012. « Evaluation of ocean color algorithms in the southeastern Beaufort Sea, Canadian Arctic: New parameterization using SeaWiFS, MODIS, and MERIS spectral bands ». *Journal canadien de télédétection*, vol. 38, no. 5, p. 535-556, <https://doi.org/10.5589/m12-045>.

BERNHARD, G., BOOTH, C.R., MORROW, J.H. et HOOKER, S.B. 2010. « Biospherical Shadowband Accessory for Diffuse Irradiance (BioSHADE): A Marine Shadowband and GPS Accessory ». In: J.H. Morrow, S.B. Hooker, C.R. Booth, G. Bernhard, R.N. Lind, and J.W. Brown, *Advances in Measuring the Apparent Optical Properties (AOPs) of Optically Complex Waters*, NASA Tech. Memo. 2010-215856, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, p. 51-59.

BOUÉE océanographiques, [en ligne] URL: <http://ogsl.ca/fr/obs/bouees/mpo/sommaire.html>

BROWN, S.W., FLORA, S.J., FEINHOLZB, M.E., YARBROUGH, M.A., HOULIHAN, T., PETERS, D., KIM, Y.S., MUELLER, J., JOHNSON, B. C., et KLARK, D. 2007. « The Marine Optical BuoY (MOBY) Radiometric Calibration and Uncertainty Budget for Ocean Color Satellite Sensor Vicarious Calibration ». *Proc. of SPIE*, vol. 6744 – 67441 M-1. doi: 10.1117/12.737400.

BUGDEN, G.L. 1991. « Changes in the temperature and salinity characteristics of the deeper water of the Gulf of St. Lawrence over the past several decades ». In: J.-C. Therriault (ed.). *The Gulf of St. Lawrence: Small Ocean or Big Estuary?* Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences, no. 113. p. 139-147.

CAGNAT, E. 2003. « Étude sédimentologique de la série holocène de l'estuaire maritime du Saint-Laurent : apport de la tomodynamométrie ». Mémoire. Québec, Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique, Maîtrise en sciences de la terre, p. 260.

COTA, G. F., HARRISON, W. G., PLATT, T., SATHYENDRANATH, S., et STUART, V. 2003. « Bio-optical properties of the Labrador Sea ». *J. of Geophys. Res.*, vol. 108, no. C7, 3228, Doi: 10.1029/2000JC000597.

CULLEN, J. J. 1982. « The Deep Chlorophyll Maximum : Comparing Vertical Profiles of Chlorophyll-*a* ». Canada. J. Fisheries and Aquatic Sciences, vol. 39, p. 791–803.

ÇIZMELI, S.A. 2008. « Propriétés optiques intrinsèques et apparentes des eaux du golfe et de l'estuaire du Saint-Laurent : concordance optique, paramétrisation et variabilité spatio-temporelle = Parameterization, regionalization and radiative transfer coherence of optical measurements acquired in the St-Lawrence ecosystem ». PhD thesis, Dépt. De Géomatique Appliquée. Université de Sherbrooke, Sherbrooke, Québec, Canada, p. 161.

CYR, F., BOURGAULT, D. et GALBRAITH, P.S. 2011. « Interior versus boundary mixing of a cold intermediate layer ». J. Geophys. Res. (Oceans), vol. 116 no. (C12) : C12029. Doi : 10.1029/2011JC007359.

DARECKI, M., et STRAMSKI, D. 2004. « An evaluation of MODIS and SeaWiFS bio-optical algorithms in the Baltic Sea ». Remote Sensing of Environment, vol, 89, p. 326-350.

DEFOIN-PLATEL, M., et CHAMI, M. 2007. « How ambiguous is the inverse problem of ocean color in coastal waters? ». J. Geophys. Res. Oceans, vol. 112, C03004, p. 16. doi: 10.1029/2006JC003847

DOXARAN, D., LEYMARIE, E., NECHAD, B., DOGLIOTTI, A., RUDDICK, K., GERNEZ, P., et KNAEPS, E. 2016. « Improved correction methods for field measurements of particulate light backscattering in turbid waters ». Optic Express vol. 24 no. 4 p. 3615-3637. Doi: [10.1364/OE.24.003615](https://doi.org/10.1364/OE.24.003615)

DUFOUR, R., BENOÎT, H., CASTONGUAY, M., CHASSÉ, J., DEVINE, L., GALBRAITH, P., HARVEY, M., LAROUCHE, P., LESSARD, S., PETRIE, B., SAVARD, L., SAVENKOFF, C., St-AMAND, L. et STARR, M. 2010. Rapport sur l'état et les tendances des écosystèmes : écozone de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent. Ministère Pêches et Océans Canada - Secrétariat canadien de consultation scientifique. Document de recherche 030, p. 193.

EL-SABH M. 1979. «The lower St. Lawrence Estuary as a physical oceanographic system ». Nat. Can. vol. 106(1) p. 55-73.

- EL-SABH M., LÉVESQUE, L. et MURTY, T.S. 1979. « Mouvement des eaux induits par la marée et le vent dans l'Estuaire du Saint-Laurent ». Nat. Can., vol. 106, p. 89-104.
- FRANZ, B. A., WERDELL, P. J., MEISTER, G., BAILEY, S. W., EPLEE, R. E., FELDMAN, G. E., KWIATKOWSKA, E., McCLAIN, C.R., PATT, F.S. et THOMAS, D. 2005. « The continuity of ocean color measurements from SeaWiFS to MODIS ». SPIE proceedings, p. 5882-34, San Diego, U.S., July 31 – August 2, 2005.
- 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 ». J. Geophys. Res., vol. 101, p. 14361-14371.
- FUENTES-YACO, C., VÉZINA, A.F., LAROUCHE, P., VIGNEAU, C., GOSSELIN, M. et LEVASSEUR, M. 1997. « Phytoplankton pigment in the Gulf of St. Lawrence, Canada, as determined by the Coastal Zone Color Scanner- Part 1: Spatio-temporal variability ». Cont. Shelf Res., vol. 17, no. 12, p. 1421-1439.
- GAGNÉ, J.A., OUELLET, P., SAVENKOFF, C., GALBRAITH, P. S., BUI, A. O. V. et BOURASSA, M. N. 2013. « Rapport intégré de l'initiative de recherche écosystémique (IRÉ) de la région du Québec pour le projet: les espèces fourragères responsables de la présence des rorquals dans l'estuaire maritime du Saint-Laurent ». Ministère Pêches et Océans Canada - Secrétariat canadien de consultation scientifique. Document de recherche 086, p. 186.
- GALBRAITH, P.S., CHASSÉ, J., CAVERHILL, C., NICOT, P., GILBERT, D., PETTIGREW, B., LEFAIVRE, D., BRICKMAN, D., DEVINE, L. et LAFLEUR, C. 2016. « Physical Oceanographic Conditions in the Gulf of St. Lawrence in 2015 ». DFO Can. Sci. Advis. Sec. Res. Doc. 2016/056: v + 90 pages. Disponible à [http://www.dfo-mpo.gc.ca/csas-sccs/Publications/ResDocs-DocRech/2016/2016\\_056-eng.pdf](http://www.dfo-mpo.gc.ca/csas-sccs/Publications/ResDocs-DocRech/2016/2016_056-eng.pdf).
- GALBRAITH, P.S., CHASSÉ, J., GILBERT, D., LAROUCHE, P., BRICKMAN, D., PETTIGREW, B., LEFAIVRE, D., BRICKMAN, D., DEVINE, L. et LAFLEUR, C. 2012. Physical Oceanographic Conditions in the Gulf of St. Lawrence in 2011. DFO Can. Sci. Advis. Sec. Res. Doc. 2012/023: iii + 85 pages. Disponible à [http://www.dfo-mpo.gc.ca/Csas-sccs/publications/resdocs-docrech/2012/2012\\_023-eng.pdf](http://www.dfo-mpo.gc.ca/Csas-sccs/publications/resdocs-docrech/2012/2012_023-eng.pdf).

GALBRAITH, P.S., LAROUCHE, P., CHASSÉ, J. et PETRIE, B. 2012. « Sea-surface temperature in relation to air temperature in the Gulf of St. Lawrence: Interdecadal variability and long term trends ». *Deep-Sea Research*, vol. II, p. 10–20. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.04.001>.

GALBRAITH, P.S., CHASSÉ, J., GILBERT, D., LAROUCHE, P., BRICKMAN, D., PETTIGREW, B., DEVINE, L., GOSSELIN, A., PETTIPAS, R.G. et LAFLEUR, C. 2011. « Physical Oceanographic Conditions in the Gulf of St. Lawrence in 2010 ». *DFO Can. Sci. Advis. Sec. Res. Doc.* 2011/045, p. 86. ISSN 1919-5044 (En ligne).

GALBRAITH, P. S. 2006. « Winter masses in the Gulf of St. Lawrence ». *J. Geophys. Res.*, vol. 111, p. 1–23. doi : 10.1029/2005JC003159.

GALBRAITH, P.S., SAUCIER, F.J., MICHAUD, N., LEFAIVRE, D., CORRIVEAU, R., ROY, F., PIGEON, R. et CANTIN, S. 2002. « Shipborne monitoring of near-surface temperature and salinity in the Estuary and Gulf of St. Lawrence », in *Atlantic Zone Monitoring Program Bulletin*, vol. 2, edited by J.-C. Therriault and L. Devine, Fish. and Oceans Can., Ottawa, Ont., p. 26– 30.

GARVER, S. A. et SIEGEL, D. A. 1997. « Inherent optical property inversion of ocean color spectra and its biogeochemical interpretation, 1. Time series from the Sargasso Sea ». *J. Geophys. Res.*, vol. 102, no. C8, p. 607 – 625

GILBERT, D., SUNDBY, B., GOBELI, C., MUCCI, A. et TREMBLAY, G-H. 2005. « A seventy-two-year record of diminishing deep-water oxygen in the St. Lawrence estuary: The northwest Atlantic connection ». *Limnol. Oceanogr.*, vol. 50 no. (5), p. 1654-1666.

GILBERT, D. et PETTIGREW, B. 1997. « Interannual variability (1948-1994) of the CIL core temperature in the Gulf of St. Lawrence ». *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, vol. 54 no. (S1), p. 57–67. doi: 10.1139/f96-160.

GORDON, H.R., BROWN, J.W. et EVANS, R.H. 1988. « Exact Rayleigh scattering calculations for use with the Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner », *Appl. Opt.*, no. 27, p. 862-871.

GORDON, H. R. et DING, K. 1992. « Self-shading of in-water optical instruments ». *Limnol. and Oceanogr.*, vol. 37, p. 491-500.



GORDON, H.R. et WANG, M. 1994. « Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm ». *Applied Optics*, vol. 33, no. 3, p. 443-452.

GORDON, H. R. 1989. « Can the Lambert-Beer law be applied to the attenuation coefficient of ocean water? ». *Limnol. and Oceanogr.*, vol. 34, no. 8, p. 1389-1409.

GOYENS, C., JAMET, C. et SCHROEDER, T. 2013. « Evaluation of four atmospheric correction algorithms for MODIS-Aqua images over contrasted coasted waters ». *Remote sensing of environment*, vol. 131, p. 63-75. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2012.12.006>.

HAMEL, J-F. et MERCIER, A. 1996. « L'estuaire du Saint-Laurent et ses jardins secrets ». Éditions du Trecarré Saint-Laurent (Québec) Canada. ISBN 2-89249-660-8. p. 173.

HOFFMAN, P. F. 1989. « Precambrian geology and tectonic history of North America ». In: *The geology of North America: an overview*. Editors Balby, A. W. et Palmer, A. R., Boulder, Colorado. Geological Society of America; *The geology of North America*, vol. A, p. 447 - 512.

HOOKE, M., et MARITORENA, S. 2000. « An evaluation of oceanographic radiometers and deployment methodologies ». *J. Atmos. Ocean. Technol.*, vol. 17, p. 811-830.

HOOKE, S. B., MORROW, J. H., et MATSUOKA, A. 2013: « Apparent optical properties of the Canadian Beaufort Sea Part 2: The 1% and 1 cm perspective in deriving and validating AOP data products ». *Biogeosciences*, vol. 10 no. (7), p. 4511–4527, doi : 10.5194/bg-10-4511-2013.

HUANG, J., CHEN, L., CHEN, X., et SONG, Q. 2013. « Validation of semi-analytical inversion models for inherent optical properties from ocean color in coastal Yellow Sea and East China Sea ». *J. Oceanogr*, vol. 69, p. 713-725. doi : 10.1007/s10872-013-0202-8.

HUOT, Y., FRANZ, B.A., et FRADETTE, M. 2013. « Estimating variability in the quantum yield of sun-induced chlorophyll fluorescence: a global analysis of oceanic waters ». *Remote sensing of environment*, vol. 132, p. 238-253, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2013.01.003>.

INGRAM, R.G. et EI-SABH, M. 1990. « Fronts and mesoscale features 111 the St. Lawrence Estuary ». In: EI-Sabh MI, Silverberg N (eds) *Oceanography of a Large-Scale Estuarine System, The St. Lawrence*. Springer-Verlag, New York, NY. *Coast Estuary Studies*, vol. 39, p. 71-93.

IOCCG. 2000. « Remote sensing of ocean colour in coastal and other optically-complex waters ». In Sathyendranath, S., editor, *Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group*, No. 5, IOCCG, p. 140, Dartmouth, Canada.

IOCCG. 2010. « Atmospheric correction for remotely-sensed ocean-colour products ». In Wang, M., editors, *Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group*, No. 10, IOCCG, p. 83, Dartmouth, Canada.

JACQUES, A. 2000. « La télédétection passive de la chlorophylle dans l'Estuaire maritime du Saint-Laurent: optimisation spectrale des algorithmes de télédétection et application au SeaWiFS ». PhD thesis, Département de Géomatique, FLSH, Université de Sherbrooke, Québec, Canada.

JACQUES, A., O'NEILL, N.T., et THERRIAULT, J.-C. 1998. « Chlorophyll Remote Sensing Potential in Pigment-Poor Moderately Turbid Case II Waters: Lower St. Lawrence Estuary ». *CJRS*, vol. 24, no. 2, p. 194-199.

JERLOV, N.G. 1968. « *Optical Oceanography* ». American Elsevier Publ. Co. Inc, New York. p. 194.

JOHNSON, M. T., LISS, P. S., BELL, T. G., LESWORTH, T. J., BAKER, A. R., HIND, A. J., JICKELLS T. D., BISWAS, K. F., MALCOM, E., WOODWARD, S., et GIBB, S. W. 2008. « Field observations of the ocean-atmosphere exchange of ammonia: Fundamental importance of temperature as revealed by a comparison of high and low latitudes ». *Global Biogeochem. Cycles*, vol. 22, GB1019, doi: 10.1029/2007GB003039.

KIRK, J.T.O. 2011. « *Light and Photosynthesis in Aquatic Ecosystems* ». Cambridge University Press, Cambridge.

KISHINO, M., TAKAHASHI, M., OKAMI, N. et ICHIMURA, S. 1985. « Estimation of the spectral absorption coefficients of phytoplankton in the sea ». *Bull. Mar. Sci.*, vol. 37, no.2, p. 634-642.

KOUTITONSKY, V. G. 1979. « Transport de masses d'eau à l'embouchure de l'estuaire du Saint-Laurent ». *Le Nat. Can.*, vol. 106, no. 1, p. 75-88.

KOUTITONSKY, V. G. et G.L. BUGDEN. 1991. « The physical oceanography of the Gulf of St. Lawrence: a review with emphasis on the synoptic variability of the motion ». In: J.-C. Therriault (cd.). *The Gulf of St. Lawrence: Small Ocean or Big Estuary?*. Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences, no. 113. p. 57-90.

KOMICK, N.M., COSTA, M.P.F., et GOWER, J. 2009. « Bio-optical algorithm evaluation for MODIS for western Canada coastal waters: an exploratory approach using in situ reflectance ». *Remote Sensing of Environment*, vol. 113, p. 794-804.

LAROUCHE, P. et GALBRAITH, P. 2016. « Canadian Coastal Seas and Great Lakes Sea Surface Temperature Climatology and Recent Trends ». *Canadian Journal of Remote Sensing*, p. 243-258, doi: 10.1080/07038992.2016.1166041.

LAROUCHE, P., et BOYER-VILLEMAIRE, U. 2010. « Suspended particulate matter in the St. Lawrence estuary and Gulf surface layer and development of a remote sensing algorithm ». *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 90, no. 4, p. 241–249. <http://doi.org/10.1016/j.ecss.2010.09.005>.

LAUZIER, L.M. et TRITES, R.W. 1958. « The deep waters in the Laurentian Channel ». *J. Fish. Res. Board Can.*, vol. 15(6), p. 1247–1257. doi: 10.1139/f58-068.

LEATHERS, R. A., DOWNES, T. V. et MOBLEY, C. D. 2001. « Self-shading correction for upwelling sea-surface radiance measurements made with buoyed instruments ». *Opt. Express*, vol. 8, p. 561-570.

LEATHERS, R. A., DOWNES, T. V. et C. D. MOBLEY. 2004. « Self-shading correction for oceanographic upwelling radiometers ». *Optics express*, vol. 12, no. 20, p. 1872–1878.

LEE, Z., LUBAC, B., WERDELL, J., et ARNONE, R. 2009. « An update of the Quasi-Analytical Algorithm, QAA v.5 ». [http://www.ioccg.org/groups/Software\\_OCA/QAA\\_v5.pdf](http://www.ioccg.org/groups/Software_OCA/QAA_v5.pdf)

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 ». *Appl. Opt.*, vol. 41, issue 27, p. 5755-5772. <https://doi.org/10.1364/AO.41.005755>.

LE FOUEST, V., ZAKARDJIAN, B., SAUCIER, F.J., et ÇIZMELI, S.A. 2006. «Application of SeaWiFS and AVHRR derived data for mesoscale and regional validation of a 3D high-resolution physical–biological model of the Gulf of St. Lawrence (Canada) ». *Journal of Marine Systems*, vol, 60, p. 3050.

LEGENDRE, P. et LEGENDRE L. 1998. « Numerical ecology » Second English. Ed. Elsevier Science BV. Amsterdam, p. 853.

LEVASSEUR, C. 2009. « Biologie Marine : Applications aux eaux du Saint-Laurent ». 2ième edition. ISBN 978-2-89470-248-2, p. 247.

MAFFIONE, R. et D. DANA. 1997. « Instruments and methods for measuring the backward-scattering coefficient of ocean waters ». *Applied optics*, vol. 36 (24), p. 6057–6067.

MARITORENA, S., SIEGEL, D.A., et PETERSON, A.R. 2002. « Optimization of a semianalytical ocean color model for global-scale applications ». *Appl. Opt.*, vol. 41, p. 2706– 2714.

MCLELLAN, H.J. 1957. « On the distinctness and origin of the slope water off the Scotian Shelf and its easterly flow south of the Grand Banks ». *J. Fish. Res. Board Can.*, vol. 14, no. 2, p. 213–239. doi: 10.1139/f57-011.

MEISTER, G., KWIATKOWSKA, E. J., FRANZ, B. A., PATT, F. S., FELDMAN, G. C., et McCLAIN, C. R. 2005. « Moderate-resolution imaging spectroradiometer ocean color polarization correction ». *Applied Optics*, vol. 44, no. 26, p. 5524–5535. <http://doi.org/10.1364/AO.44.005524>.

MÉLIN, F. 2011. « Comparison of SeaWiFS and MODIS time series of inherent optical properties for the Adriatic Sea ». *Ocean Sci.*, 7, p. 351–361. [www.ocean-sci.net/7/351/2011/](http://www.ocean-sci.net/7/351/2011/). doi:10.5194/os-7-351-2011.

MÉLIN, F., VANTREPOTTE, V., CLERICI, M., D'ALIMONTE, D., ZIBORDI, G., BERTHON, J. F. et CANUTI, E. 2011. « Multi-sensor satellite time series of optical properties and chlorophyll-a concentration in the Adriatic Sea ». *Progress in Oceanography*, vol. 91, p. 229–244.

MÉLIN, F., ZIBORDI, G., et BERTHON, F. 2007. « Assessment of satellite ocean color products at a coastal site ». *Remote Sensing of Environment*, vol. 110, p.192–215.

MINISTÈRE DES PÊCHES ET DES OCÉANS (MPO). 1996. « Marine Environmental Assessment of the Gulf of St. Lawrence and Estuary ». *Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci.*

MOBLEY, C.D. 1994. « Light and water - Radiative transfer in natural waters ». Academic Press, San Diego, Californie, p. 592.

MONTES-HUGO, M., et HUXIANG, X. 2015. « An inversion model based on salinity and remote sensing reflectance for estimating the phytoplankton absorption coefficient in the Saint Lawrence Estuary ». *J. Geophys. Res. Oceans*, vol. 120, p. 6958–6970, doi : 10.1002/2015JC011079.

MOORE, T., CAMPBELL, J. et FENG, H. 2015. « Characterizing the uncertainties in spectral remote sensing reflectance for SeaWiFS and MODIS-Aqua based on global *in situ* matchup data sets ». *Remote Sensing of Environment*, vol. 159, p. 14–27.

MOORE, G. F., AIKEN, J. et LAVENDER, S. J. 1999. « The atmospheric correction of water color and the quantitative retrieval of suspended particulate matter in case II waters: application to MERIS ». *Int. J. Remote Sensing*, vol. 20, p. 1713-1733.

MOREL, A. et BÉLANGER, S. 2006. « Improved Detection of turbid waters from Ocean Color information ». *Remote Sensing of Environment*, vol. 102, p. 237-249.

MOREL, A., et MARITORENA, S. 2001. « Bio-optical properties of oceanic waters: A reappraisal ». *Journal of Geophysical Research-Oceans* 106, p. 7163-7180. Doi: 10.1029/2000jc000319.

MOREL, A. 1988. « Optical Modeling of the Upper Ocean in Relation to its Biogenous Matter Content (Case 1 Waters) ». *J. Geophys. Res.*, vol. 93, no. C9, p. 10749-10768.

MOREL, A. et PRIEUR, L. 1977. « Analysis of variations in ocean color ». *Limnology and Oceanography*, vol. 22, p. 709-722.

MORROW, J.H., BOOTH, C.R., LIND, R.N. et HOOKER, S.B. 2010: « The Compact Optical Profiling System (C-OPS) ». In: J.H. Morrow, S.B. Hooker, C.R. Booth, G. Bernhard, R.N. Lind, and J.W. Brown, *Advances in Measuring the Apparent Optical Properties (AOPs) of Optically Complex Waters*. NASA Tech. Memo. 2010–215856, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, p. 42–50.

MUELLER, J.L., MOREL, A., FROUIN, R., DAVIS, C., ARNONE, R.A., CARDER, K.L., LEE, Z.-P., STEWART, R.G., HOOKER, S.B., HOLBEN, B., MOBLEY, C.D., McLEAN, S., MILLER, M., PIETRAS, C., FARGION, G.S., KNOBELSPIESSE, K.D., et VOSS, K. 2003. « Radiometric measurements and data analysis protocols ». In *ocean optics protocols for satellite ocean color sensor validation, Revision 4, Volume III*. National Aeronautics and Space Administration, Goddard Space Flight Center, Greenbelt. Edited by J. L. Mueller, G. S. Fargion, et C. R. McClain, p. 1- 78.

MUELLER, J. L. et AUSTIN, R. W. 1995. Volume 25 of *Ocean Optics Protocols for SeaWiFS validation, Revision 1*. In Hooker, S. B., Firestone, E., and Acker, J. G., editors, NASA/TM-1995-104566, Greenbelt, Maryland, NASA Goddard Space Flight Center.

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*, vol. 114, no. 4, p. 854–866. <http://doi.org/10.1016/j.rse.2009.11.022>.

NIEKE, B., REUTER, R., HEUERMANN, R., WANG, H., BABIN, M., THERRIAULT, J.C. « Light absorption and fluorescence properties of chromophoric dissolved organic matter (CDOM) in the St. Lawrence Estuary (Case 2 waters) ». 1997. *Cont. Shelf Res.*, vol. 17, p. 235–252.

O'REILLY, J.E., MARITORENA, S., SIEGEL, D., BRIEN, M.O., TOOLE, D., GREG, MITCHELL, B. GREG, KAHRU, M., CHAVEZ, F., STRUTTON, P., COTA, G., HOOKER, S., Mc CLAIN, C., CARDER, K.L., MUELLER-KARGER, F., HARDING, L., MAGNUSON, A., PHINNEY, D., MOORE, G., AIKEN, J., ARRIGO, K., LETELIER, R., et CULVER, M. 2000. « Ocean color chlorophyll a algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4: Version 4 ». In: O'Reilly, J.E., et 24 Coauthors, 2000: SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses, Part 3. NASA Tech. Memo. 2000-206892, vol. 11, Chapter 2, p. 9-23, NASA GSFC, Greenbelt, Maryland, 2000.

O'REILLY, J.E., MARITORENA, S., MITCHELL, B.G., SIEGEL, D., CARDER, K.L., GARVER, S.A., KAHRU, M., et McCLAIN, C. 1998. « Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS ». J. Geophys. Res., vol. 103, p. 937-953.

OTTERSEN, G., ALHEIT, L., DRINKWATER, K.F., FRIENDLAND, K., HAGEN, E. et STENSETH, N.E. 2004. « The responses of fish populations to ocean climate fluctuations », in: Stenseth, N.E., Hurrell, J.W., Belgrano, A. (Eds.), Marine ecosystems and climate variation. The North Atlantic: a comparative perspective. Oxford University Press, Oxford. Chapter 6, p. 73-94.

PAHLEVAN, N., SARKAR, S., et FRANZ, B. 2016. «Uncertainties in coastal ocean color products: Impacts of spatial sampling ». Remote Sensing of Environment, vol. 181, p. 14–26.

PARSONS, T. R., MAITA, Y., et LALLI, C. M. 1984. « A manual of chemical and biological methods for seawater analysis ». Pergamon ed., New York, p. 19.  
 PATT, F.S., BARNES, R.A., EPLEE, R.E., FRANZ, B.A. Jr., ROBINSON, W.D., FELDMAN, G.C., BAILEY, S.W., GALES, P.J., WERDELL, M., WANG, R., FROUIN, R.P., STUMPF, R.A., ARNONE, R.W., GOULD, Jr., MARTINOLICH, P.M., RANSIBRAHMANAKUL, V., O'REILLY, J.E., et YODER, J.A. 2003. « Algorithm Updates for the Fourth SeaWiFS Data Reprocessing ». NASA Technology Memorandum 2003-206892. Vol. 22. S.B. Hooker and E.R. Firestone, eds. NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, p. 74.

PÊCHES et OCÉANS CANADA - région du Québec Système de gestion des données océanographiques (SGDO) Adresse: l'Institut Maurice-Lamontagne, Mont-Joli (Québec) Canada <<http://www.ogsl.gc.ca/sgdo>> (consulté le 09 mai 2016).

- PISKOZUB, J., WEEKS, A.R., SCHWARS, J.N. et ROBINSON, I.S. 2000. « Self-shading of upwelling irradiance for an instrument with sensors on a sidearm », *Appl Opt.*, vol. 39, p. 1872-1878.
- PREISENDORFER, R. W. 1961. « Application of radiative transfer theory to light measurements in the sea ». *IUUG*. Monography, Paris, vol. 10, p. 11-30.
- ROBINSON, W.D., FRANZ, B.A., PATT, F.S., BAILEY, S.W. and WERDELL, P.J. 2003. « Masks and flags updates ». In: Patt, F.S., Barnes, R.A., Eplee, R.E., Jr., Franz, B.A., Robinson, W.D., Feldman, G.C., Bailey, S.W., Gales, J., Werdell, P.J., Wang, M., Frouin, R., Stumpf, R.P., Arnone, R.A., Gould, R.W., Jr., Martinolich, P.M., Rasibrahmanakul, V., O'Reilly, J.E. and Yoder, J.A. 2003: Algorithm Updates for the fourth seaWiFS Data Reprocessing, NASA Tech. Memo. 2003-206892, vol. 22, Hooker, S.B. and Firestone, E.R., Eds., NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, p. 34-40.
- ROSSIGNOL, A. 1998. « L'estuaire maritime et le golfe du Saint-Laurent : carnet d'océanographie ». INRS, p. 64. ISBN 2-9805922-0-X.
- RÖTTGERS, R. et GEHNKE, S. 2012. « Measurement of light absorption by aquatic particles: improvement of the quantitative filter technique by use of an integrating sphere approach ». *App. Opt.*, vol. 51, no. 9 p. 1336–1351.
- RÖTTGERS, R., MCKEE, D. et UTSCHIG, C. 2014. « Temperature and salinity correction coefficients for light absorption by water in the visible to infrared spectral region ». *Optics Express*, vol. 22, no. 21, 25093, doi:10.1364/OE.22.025093.
- RUDDICK, K.G., GONS, H.J., RIJKEBOER, M., and TILSTONE, G. 2001. « Optical Remote Sensing of Chlorophyll a in Case 2 Waters by Use of an Adaptive Two-Band Algorithm with Optimal Error Properties ». *Appl. Opt.*, vol. 40, p. 3575-3585.
- RUDDICK, K.G., OVIDIO, F. et RIJKEBOER, M. 2000. « Atmospheric correction of SeaWiFS imagery for turbid coastal and inland waters ». *Applied Optics*, vol. 39, no. 6, p. 897-895.



SAUCIER, F., ROY, F., GILBERT, D., 2003. « Modelling the formation and circulation processes of water masses and sea ice in the Gulf of St. Lawrence ». Canada. Journal of Geophysical Research, vol. 108. doi : 10.1029/2000JC000686.

SIEGEL, D.A., MARITORENA, S., NELSON, N.B., BEHRENFELD, M. J., et McCLAIN, C.R. 2005. « Colored dissolved organic matter and its influence on the satellite-based characterization of the ocean biosphere ». Geophys. Res Letters, vol. 32, L20605, p. 4. doi : 10.1029/2005GL024310

SIEGEL, D.A., WANG, M., MARITORENA, S. et ROBINSON, W. 2000. « Atmospheric correction of satellite ocean color imagery: The black pixel assumption ». Applied Optics, vol. 39, no. 21, p. 3582-3591.

SMYTH, T.J., GROOM, S.B., CUMMINGS, D.G., et LLEWELLYN, C.A. 2002. « Comparison of SeaWiFS bio-optical chlorophyll-*a* algorithms within the OMEX II programme ». International Journal of Remote Sensing, vol. 23, no. 11, p. 2321-2326.

STRAMSKI, D., REYNOLDS, R.A., KACZMAREK, S., UITZ, J., et ZHENG, G. 2015. « Correction of pathlength amplification in the filter-pad technique for measurements of particulate absorption coefficient in the visible spectral region». Applied Optics, vol. 54, no. 22, p. 6763-6782. doi: 10.1364/AO.54.006763.

TASSAN, S. 1994. « Local algorithms using SeaWIFS data for the retrieval of phytoplankton, pigments, suspended sediment, and yellow substances in coastal waters ». Appl. Opt., vol. 33, p. 2369– 2378.

WANG, M., et SHI, W. 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, vol. 32, L13606, doi: 10.1029/2005GL022917.

WELSCHMEYER, N. 1994. « Fluorometric analysis of chlorophyll-*a* in the presence of chlorophyll-*b* and pheopigments ». Limnol. and Oceanogr., vol. 39, no. 8, p. 1985 – 1992.

XIE, H., AUBRY, C., BÉLANGER, S. et SONG, G. 2011. « The dynamics of absorption coefficients of CDOM and particles in the St. Lawrence estuarine system: Biogeochemical et physical implications ». Mar.Chem.doi:10.1016/j.marchem.2011.10.001.

YANG, H., et GORDON, H. R. 1997. « Remote sensing of ocean color: assessment of water-leaving radiance bidirectional effects on atmospheric diffuse transmittance ». Appl. Opt., vol. 36, p. 7887-7897.

YAYLA, K. M. 2009. « Approche empirique pour la télédétection de la chlorophylle dans les eaux optiquement complexes de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent ». PhD thesis, Département de Géomatique Appliquée, FLSH, Université de Sherbrooke, Québec, Canada.

ZHANG, X., HU, L. et HE, M-X. 2009. "Scattering by pure seawater: Effect of salinity," Opt. Express, vol. 17, p. 5698-5710.

ZHENG, G., STRAMSKI, D. et REYNOLDS, R. A. 2014. « Evaluation of the Quasi-Analytical Algorithm for estimating the inherent optical properties of seawater from ocean color: Comparison of Arctic and lower-latitude waters ». Remote Sensing of Environment, vol. 155, p. 194–209, doi:10.1016/j.rse.2014.08.020. [online] Available from: <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2014.08.020>.

ZIBORDI, G. et FERRARI, G. M. 1995. « Instrument Self-Shading in underwater optical measurements - Experimental-data ». Applied Optics, vol. 34, no. 15, p. 2750–2754.

ZIBORDI, G., BERTHON, J., MELIN, F., D'ALIMONTE, D. et KAITALA, S. 2009. « Validation of satellite ocean color primary products at optically complex coastal sites: Northern Adriatic Sea, Northern Baltic Proper and Gulf of Finland». Remote Sensing of Environment, p.18.doi: 10.1016/j.rse.2009.07.013.