



HAL
open science

Réponse des groupes fonctionnels de phytoplancton à la dynamique du plateau sénégalais

Khassoum Correa

► **To cite this version:**

Khassoum Correa. Réponse des groupes fonctionnels de phytoplancton à la dynamique du plateau sénégalais. Océanographie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2023. Français. NNT : 2023BRES0104 . tel-04865206

HAL Id: tel-04865206

<https://theses.hal.science/tel-04865206v1>

Submitted on 6 Jan 2025

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

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

THÈSE DE DOCTORAT DE

**UNIVERSITÉ
DE BRETAGNE OCCIDENTALE**

ECOLE DOCTORALE N° 598
Sciences de la Mer et du Littoral
Spécialité : *Océanographie physique et Environnement*

Par

Khassoum CORREA

Réponse des groupes fonctionnels de phytoplancton à la dynamique du plateau Sénégalais

Thèse présentée et soutenue à Brest, le 21-12-2023
Unité de recherche : UMR-6523 LOPS

Rapporteurs avant soutenance :

Cédric JAMET
Bamol Ali SOW

Professeur, LOG-ULCO
Professeur assimilé, LOSEC-UASZ

Composition du Jury :

Président : Amadou Thierno GAYE

Professeur, ESP/UCAD

Rapporteurs : Cédric JAMET
Bamol Ali SOW

Professeur, LOG-ULCO
Professeur assimilé, LOSEC-UASZ

Examineurs : Siny NDOYE
Marine HERRMANN

Maître de conférences, ESTI/UAM
Directrice de Recherche, LEGOS/IRD

Dir. de thèse : Hervé DEMARCQ
Co-dir. de thèse : Saïdou Moustapha SALL
Co-dir. de thèse : Eric MACHU

Chargé de Recherche, MARBEC/UM2
Professeur, ESP/UCAD
Chargé de Recherche, LOPS/UBO

Invité(s)

Abdoul Aziz DIOUF
Daouda DIOUF

Chercheur, CSE
Maître de conférences, LTI/UCAD

ACKNOWLEDGEMENTS

Cette thèse m'a permis d'avoir une culture scientifique plus large, de découvrir diverses environnements et cultures et de rencontrer des gens très sympathiques. Je profite de cette occasion pour remercier les fondateurs du Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan Siméon Fongang (LPAO-SF, DAKAR, Sénégal), du Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale (LOPS, BREST, France) et du laboratoire MARine Biodiversity, Exploitation and Conservation (MARBEC). Ces laboratoires m'ont accueilli et offert un cadre propice à la recherche et aux échanges pluridisciplinaires. J'adresse les remerciements particuliers aux Professeurs Daouda BADIANE, Amadou T. GAYE, Saïdou M. SALL, aux collaborateurs IRD du LPAOSF Juliette MIGNOT, Xavier CAPET, Alban LAZARD, Eric MACHU et tous les partenaires nationaux et internationaux du LPAO-SF qui ont œuvré au maintien d'un cadre de formation et de recherche en sciences de la terre et en sciences marine. J'espère pouvoir œuvrer un jour au maintien de ce cadre pour faire profiter à d'autres générations.

Je remercie également Monsieur Frédéric JEAN, Madame Cécile NASSALANG et tout le personnel de l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM) et du LOPS.

Un grand merci également aux responsables des écoles doctorales Sciences de la Mer et du Littoral (EDSML, BREST) et Eau, Qualité et Usages de l'Eau (EDEQUE, DAKAR). Je pense au Professeur Catherine MEUR-FEREC qui a co-organisé mon audition, à Elisabeth BONDU, Elodie BENON et Aurélie CLAUDE qui m'ont accompagné administrativement depuis Dakar jusqu'à mon arrivé sur BREST. Une équipe vraiment très disponible. Je me souviens de ma première semaine à BREST, avec tout ce qu'il y'avait comme papiers à faire, même en dehors de l'IUEM. Je pense également au Professeur Sérigne FAYE et au Professeur Awa NIANG FALL ont été disponibles et qui m'ont accompagné du côté de l'UCAD.

J'adresse toute ma reconnaissance aux membres du jury ont bien voulu accepter de consacrer une partie de leur temps à l'évaluation de ce travail : Amadou GAYE, Professeur, LPAOSF-UCAD ; Cédric JAMET, Professeur, LOG-ULCO ; Bamol Ali SOW, Professeur Assimilé, LOSEC-UASZ ; Abdoul Aziz DIOUF, Chercheur au CSE ; Siny NDOYE, Enseignant-Chercheur, ESTI-UAM ; Marine HERRMANN, Directrice de Recherche, LEGOS/IRD ;

Je remercie fortement Julien BRAJARD (NERSC, Bergen) qui m'a accompagné dans

ce travail et n'a jamais manqué de répondre favorablement à mes demandes et d'émettre des critiques très constructives dans ce travail.

Je remercie fortement les collègues et aînés au LPAOSF qui étaient nombreux à me soutenir et à partager de bons moments. Je pense à Dahirou WANE (LPAOSF), Ibrahima JACK (CSE), Lamine MBAYE (UASZ), Siny NDOYE (UAM), Moussa DIAKHATE (UAM), Baye Cheikh MBAYE (LPAOSF), Ibrahima CAMARA (LPAOSF), Habib SENGHORE (LPAOSF), Lala KOUNTA (LPAOSF), Aïssatou FAYE, Aïssatou SECK, Mame DIARRA DIOUF, Adama BADIANE, Adama SYLLA, Cheikh Noreyni FALL, Demba Ndao NIANG, Mohamed FALL, Maguatte SOW, Abdou Khadre NGOM, Badara SANE, Sidiki BA, Moustapha TALL, Abdoul Wahab TALL, Semou NDAO, Ibrahima KANTE, Mamadou Baïlo BARRY, Cassien NDIAYE, Gloria JOHNSON, Malick WADE, Mamadou DRAME, et tous membres du LPAOSF.

Je pense également à tous les doctorants, postdoctorant et permanent du LOPS. Je n'ai vu que des gens ouverts et incroyablement sympathiques dans ce labo. Des gens qui sont toujours disponibles à aider, conseiller et partager des bons moments. Ce Labo va me manquer vraiment ! Un grand merci à Monsieur Jérôme PAILLET, actuel directeur du LOPS. Vous avez pensé m'offrir le petit livre de poche de mon compatriote Mohamed Mbougar SARR, lauréat du prix Goncourt, en 2021. Je le garderai toujours pour garder les traces de mon passage au LOPS. Je pense également à Thomas GORGUES qui m'a installé à BREST, m'a orienté et m'a donné les premières ressources nécessaires à la recherche. Je pense également à Pierrick PENVEN, à Pierre Amaël AUGER, Clément VIC, Tristan Le TOULLEC, Elodie MARTINEZ, Ludovic COSME, Aïda BEYE, Odilon J. Houndegnonto, Thierry HUCK, Xavier CARTON, Guillaume ROULLET, Eric MACHU parmi tant d'autres avec qui j'ai beaucoup échangé dans et en dehors du cadre de la recherche. Ces échanges ont d'ailleurs été très utiles pour ma chérie Victoria qui a pu retrouver le chemin de l'université grâce à Thierry HUCK et Ingrid PEUZIAT (Département de géographie, UBO), alors que tout semblait être trop tard.

Merci Guillaume ROULLET pour le vélo. Deux séjours durant, tu m'as laissé un vélo qui m'a facilité la mobilité et qui m'a permis de découvrir les belles ruelles BREST et d'aimer le printemps breton. J'ai encore avec moi ces souvenirs de mes ballades à vélo qui seront précieusement conservés. Merci beaucoup à Tristan Le TOULLEC pour les services rendus. Tu as toujours été disponible et ouvert. Merci Clément VIC pour ta générosité ta disponibilité et pour les clés de ta maison.

A tous les non permanents et doctorants et anciens doctorants. La liste est longue des choses que nous avons partagées ensemble. Les pauses repas, les visites de ma petite famille, les concerts, les soirées ... Je pense à Houda BEGHOURA, Théo PICARD, Emma BENT, Angelina CASSIANIDES, Joana ROUSSILLON, Ashwita CHOUKSEY, Coline

POPPECHI, Soumaia TAJOURI, Giulia ZERBINI, Josue Martinez MORENO, Noemie SCHIFANO, Helene, Julie CHEYNEL, Pierre LEBRAS, Raquel FLUGEL, Cyprien LEMARECHAL, Nasreen BURGHER, Armand VIC, Aïda BEYE et Odilon J. HOUNDEGNONTO.

Mention spéciale à ma petite famille de BREST : Clement VIC et sa famille (merci pour les clés), Babacar SANE, Youssouph COLY, Odilon HOUNDEGNONTO (le chéri de ma fille Rosa), Aida BEYE (ma frangine et marraine Rosa), mon frère Ludovic COSME (par ailleurs parrain de Rosa). Vous avez été d'une générosité incroyable !

Le cursus scolaire et universitaire était long pour en arriver là à ce jour. Le soutien des parents, amis, proche, était déterminant. Je veux remercier la famille Thianghou de Goudomp qui m'a hébergée pendant mes trois années de Lycée. Merci à la famille GOMIS de Grand Yoff qui m'a accueilli et hébergé ma première année à Dakar. Une pensée pieuse à mon oncle Louis GOMIS et mon grand Omar MANE qui ont été bien plus que des papas pour moi. Merci également à la famille TAVARES de Fass Delorme (Dakar) où j'ai résidé et passé de bons moments avec tout le monde, que ce soit autour des repas de fête, autour de la télé pour suivre les sports, ou encore dans les terrains pour jouer au foot. Des moments inoubliables qui ont fini par nous constituer en une seule famille, alors qu'on venait d'origines différentes.

Je pense à notre "première dame" Guylaine Magui KAMBE (Centrafricaine) et médecin de toute la famille. Une dame au grand cœur !

Je pense à mon compagnon de tous les jours, Abdoul Aziz CORREA. L'université nous a réunis et nous sommes devenus inséparable. Merci mon frère zizou, comme j'aime t'appeler. Le petit tableau, on s'en souviendra toujours ! Merci beaucoup à Jean FICOU, Sana DIOCO, Salif GOMIS, Kéba MARENA, Ousmane GNIROU, Ousmane BALDE, Amadou GASSAMA, Ibrahima KEBE, Moussa TENA et tous ceux que j'ai croisés dans cette maison. Que de bons souvenirs ! Un grand merci à Massamba LÔ, notre aîné, notre conseiller, un Homme d'une solidarité exceptionnelle, un frère qui nous a tout donné, vraiment tout !

Je rends grâce à mes encadrants Hervé DEMARCQ, Daouda DIOUF, Saïdou SALL et Eric MACHU. Je me souviens de mon séjour à Sète sous la direction de Hervé qui m'a fait découvrir une petite ville magnifique et des outils scientifiques de qualité pour ma formation. Je me souviens également du temps de travail avec Daouda pendant le mois de ramadan, et des conseils de monsieur SALL à chaque fois que j'allais dans son bureau. Je dois cette thèse en grande partie à Eric MACHU, qui, depuis le Master, m'a fixé les idées, m'a formé, m'a orienté, et a tapé sur toutes les portes pour décrocher un financement qui a permis de démarrer ce travail. La suite a été un suivi scientifique rigoureux et compréhensif sur tous les plans : calcul scientifique, rédaction de rapport, analyse de ré-

sultats. Socialement, j'ai toujours compté sur lui et il a toujours répondu favorablement. Au-delà du cadre du travail, j'ai fini par apprendre de lui beaucoup de valeur dans sa façon de voir les choses.

Je rends grâce à ma grande famille, mes oncles et tantes, mes sœurs et frères mes cousins et cousines qui ont tous contribué moralement et financièrement tout au long de mon cursus, toute la famille du moins âgée au plus âgé. Mention spéciale aux oncles Gérôme, André, Joackim, Djbril, à mes frères Abdoulaye, Mamady, Dominique, Ibrahima, Malang, Pape yambrousse, Sylla Badji, Baboucar, à mes sœurs Kady, Sophie, Mari, Maria et mon frangin spécial Ludovic COSME.

Je rends grâce à ma chérie Victoria GOMIS CORREA, qui a dû supporter mes nombreuses nuits blanches, sans jamais lâcher, ni se décourager, tout en faisant le nécessaire pour s'occuper à la fois de la maison et de Rosa. Tu as tout supporté ma belle ! Pas besoin d'un grand discours, sache que je n'en serais pas là aujourd'hui sans ton soutien absolu. Je t'aime ! Je rends grâce à ma petite fille Rosa ! Elle n'a pas toujours été sage les nuits, mais ses premiers mots de "papaaaaa" et son sourire me relaxent énormément.

Je rends grâce à ma maman et mon papa qui ont mis en moi des valeurs humaines et sociales qui m'ont permis de m'adapter à tout environnement tout au long de mon cursus.

Je dédie cette thèse à tous mes parents qui m'ont soutenu et qui n'ont pas eu la chance de me voir arriver à ce niveau. Je pense particulièrement à mon père ma tante Mariétou et mon frère Karim, mon oncle Malamine et ses deux femmes Elisabeth et Amina, mon oncle Boubacar et son papa.

TABLE DES MATIÈRES

Préambule	19
1 INTRODUCTION GÉNÉRALE	21
1.1 Le maillon phytoplancton	21
1.1.1 Définition et place dans l'écosystème marin	21
1.1.2 Diversité du phytoplancton	22
1.1.3 Enjeux sociétaux	26
1.1.3.1 Enjeux climatiques	27
1.1.3.2 Enjeux écologiques	28
1.1.3.3 Enjeux économiques	30
1.2 Présentation de la zone d'étude	32
1.2.1 La partie Sud du Système d'upwelling des Canaries	32
1.2.1.1 Circulation de surface	32
1.2.1.2 Saisonnalité et conséquences sur cette circulation	34
1.2.1.3 Réponse du phytoplancton	34
1.2.2 L'upwelling sénégalais	36
1.2.2.1 Dynamique du plateau et saisonnalité	36
1.2.2.2 Réponse du phytoplancton	38
1.3 Objectifs et plan du manuscrit	40
2 Télédétection de la couleur de l'eau	43
2.1 Introduction	43
2.2 Historique des capteurs de couleur de l'eau	44
2.2.1 Premier capteur de couleur de l'eau	44
2.2.2 L'ère de la nouvelle génération	45
2.3 Effets du complexe océan-atmosphère sur le trajet lumineux	48
2.3.1 Absorption par l'atmosphère	49
2.3.2 Absorption par l'océan	50
2.3.3 Diffusion par les constituants du système océan-atmosphère	53
2.4 Correction atmosphérique en couleur de l'eau	53
2.4.1 Principe de la correction atmosphérique	54
2.4.2 Pratique de la correction atmosphérique	56
2.4.2.1 La Réflectance	59
2.4.2.2 La luminance normalisée	60

2.4.2.3	L'épaisseur optique	61
2.4.2.4	La transmittance diffuse et directe	62
2.5	Principaux algorithmes en couleur de l'eau	63
2.5.1	Principe d'un modèle de transfert radiatif	63
2.5.2	Apport des données auxiliaires pour la correction atmosphérique	64
2.5.3	Méthode historique appliquée à SeaWiFS et MODIS	66
2.5.4	Algorithme standard appliqué à MERIS	67
2.5.5	Algorithme standard appliqué à OCTS	69
2.5.6	Algorithme standard actuel appliqué à SeaWiFS et MODIS	71
3	Correction atmosphérique des aérosols absorbants pour une meilleure estimation de la biomasse de phytoplancton des eaux de surface du système d'upwelling des Canaries	75
3.1	Préambule	75
3.2	Algorithme régional de correction atmosphérique appliqué à SeaWiFS	77
3.2.1	Principe de la carte auto-organisatrice SOM	77
3.3	Application de la carte SOM aux données de couleur de l'eau	77
3.3.1	Inversion NeuroVaria	79
3.3.2	Algorithme SOM-NV	81
3.4	Adaptation de SOM-NV aux données MODIS	83
3.5	SOM-NV appliqué aux données SeaWiFS	85
3.6	Résultats complémentaires associés à MODIS	88
4	Application de PHYSAT à l'étude des groupes dominants de phytoplancton du système Sud des Canaries : Zoom sur le plateau sénégalais	115
4.1	Introduction	115
4.2	PHYSAT : approche détaillée	117
4.2.1	Définition des groupes à partir des pigments secondaires	118
4.2.2	Détermination de l'anomalie spectrale	118
4.2.3	Caractérisation des spectres Ra selon PHYSAT standard	119
4.3	Les évolutions de PHYSAT	121
4.4	Application de PHYSAT au système des Canaries	123
4.4.1	Principaux jeux de données	123
4.4.1.1	Les données de réflectance marine (Rrs)	123
4.4.1.2	Données de la sonde fluorimétrique FP	125
4.4.2	Définition de la LUT	127
4.4.3	Approche PHYSAT adoptée (approche empirique)	129
4.4.3.1	Analyse des tendances moyennes de classes de Ra du domaine sud des Canaries	129
4.4.3.2	Notion de dominance à partir de la donnée FP	132

4.4.4	Analyse des Ra par groupe dominant	134
4.4.5	Analyse des images journalières	142
4.4.5.1	En préambule	142
4.4.5.2	Automne	143
4.4.5.3	Hiver	145
4.4.5.4	Printemps	147
4.5	Discussion	149
5	Conclusions générales et perspectives	155
	Conclusion	155
5.1	Conclusions	155
5.2	Perspectives	158
	Bibliographie	161

LISTE DES TABLEAUX

2.1	Différents sites de données de couleur de l'eau. Ce tableau est adapté de Hickman et al. (2020)	45
2.2	Nomenclature des variables utilisées.	56
2.3	Données auxiliaires et variables à déterminer lors de la procédure de correction atmosphérique	65
4.1	Pigments biomarqueurs des groupes de phytoplancton selon Alvain et al. (2008) : SLC pour <i>Synechococcus-Like-Cyanobacteria</i> , Zeax, pour Zéaxanthine, 19'HF pour 19'-Hexanoyloxy-Fucoxanthine, Diva pour Divinyl chlorophylle-a, Perid pour Peridinine et Fucox pour Fucoxanthine. Les valeurs en gras correspondent aux biomarqueurs de chaque groupe. Tableau adapté de Alvain et al. (2005)	118
4.2	Seuils de Ra utilisés par Alvain et al. (2008) pour définir la signature spectrale des 4 groupes de phytoplancton au niveau mondial	120
4.3	Critères de détection des groupes dominants.	142

TABLE DES FIGURES

1.1	Schéma conceptuel montrant la relation entre les processus physiques et biologiques dans un écosystème d'upwelling de l'hémisphère nord (Ryckaczewski and Checkley, 2008). Un vent vers l'équateur (flèches noires) soufflant le long de la côte (symbolisée en marron) entraîne une remontée d'eau côtière (flèche rouge). Entre la côte et le maximum de stress éolien, la courbure cyclonique du stress éolien entraîne une remontée d'eau (flèches jaunes) et favorise le développement du phytoplancton (symboles en vert) qui nourrit le zooplancton qui à son tour alimente les poissons (symboles de poisson). La largeur des flèches noires représente la magnitude du vent.)	22
1.2	Image illustrative de la diversité du phytoplancton, en fonction des types fonctionnels considérés. Les classes de tailles sont données en petits rectangles coloriés. La diversité par groupe type est donnée selon le critère morpho-structurel, la niche écologique, la diversité physiologie, la lignée ancestrale, ou encore la fonction écologique. Image de Pierre Ramond adapté de (Ramond et al., 2019).	24
1.3	Quelques exemples de groupes de phytoplancton marin, leurs principaux pigments biomarqueurs et leurs milieux préférés. Les images de sont tirées de https://earthobservatory.nasa.gov/features/Phytoplankton	26
1.4	Schéma conceptuel de Van der Lingen et al. (2006) qui montre la façon dont le forçage physique peut conduire à des chaînes alimentaires différentes	29
1.5	Présentation de la partie sud de l'écosystème des Canaries. En superposition se trouve une représentation schématique des principales caractéristiques de la circulation de surface de la région (flèches noires) et le front du Cape Vert (CVF, ligne blanche). Le petit rectangle en pointillés blancs matérialise le plateau sénégalais (PS). Ce schéma est adapté de Capet et al. (2017)	32
1.6	Position moyenne mensuelle/bimensuelle des minima zonaux de SST en fonction de la latitude selon Ndoye et al. (2014). Les mois consécutifs avec des minima de SST trop proches pour être distingués sont présentés comme un seul (février-mars et avril-mai). La bathymétrie est également représentée par des lignes pointillées (isobathes 10, 20, 50, 100 et 200 m)	38
1.7	Bloom de diatomée photographié par Machu, E. le 16/08/2017 plage de Yoff, Dakar Sénégal	40

2.1	Historique des capteurs de couleur de l'eau et applications associées. Cette liste n'est pas exhaustive. Une bande de couleur qui se dégrade vers la droite signifie que le capteur est en cours d'opération. A noter que OLI et MSI sont des instruments développés pour les observations terrestres qui ont fait leurs preuves dans certaines applications côtières. Cette image est tirée de Hickman et al. (2020))	46
2.2	Fonctions de réponse des bandes du capteur MODIS-Aqua utilisées pour la télédétection de la couleur de l'eau (SRF, pour sensor response functions); chaque fonction de réponse est normalisée à 1 à son maximum. L'axe des ordonnées est logarithmique pour montrer la réponse hors bande prise en compte lors de la procédure de correction atmosphérique. La courbe noire représente un rayonnement TOA proportionnel à λ^{-4} . Image tirée de Mobley et al. (2022).	50
2.3	Spectres d'absorption des eaux claires de l'océan ouvert en A, et des eaux côtières eutrophes où les matières organiques particulières et dissoutes dominent les parties bleues et vertes du spectre en B. L'absorption totale est donnée en noir, l'absorption par le phytoplancton en vert, l'absorption de l'eau en bleu, l'absorption par le CDOM en orange, et l'absorption par les NAP en cyan. Source : (Mobley et al., 2022)	51
2.4	Coefficients d'absorption spécifiques (a_i^*), en fonction de la longueur d'onde des principaux pigments présents dans les diatomées marines et mesurés in vivo : les pigments chlorophylle-a et -c (chl _a et chl _c), β -carotène (β - <i>caro</i>), diadinoxanthine (DD), diatoxanthine (DT) et fucoxanthine (Fuco). Les coefficients d'absorption spécifiques de DD et DT étaient similaires, et c'est la moyenne des deux qui est donnée ici. Figure tirée de Fujiki and Taguchi (2001).	52
2.5	Schématisation des principaux angles utiles en télédétection spatiale. La définition de ces angles est donnée au tableau 2.2. Ce schéma est adapté de Franz et al. (2007).	54

2.6	Illustration de différents trajets lumineux dans l'atmosphère : a) le trajet lumineux du rayonnement sortant de l'eau ; b) l'atténuation du rayonnement sortant de l'eau ; c) la diffusion du rayonnement sortant de l'eau hors du champ de vision du capteur ; d) le reflet du soleil (réflexion de la surface de l'eau) ; e) le reflet du ciel (lumière diffusée réfléchie par la surface) ; f) la diffusion de la lumière réfléchie hors de vision du capteur ; g) la lumière réfléchie est également atténuée vers le capteur ; h) la lumière diffusée du soleil qui est dirigée vers le capteur ; i) la lumière qui a déjà été diffusée par l'atmosphère qui est ensuite diffusée vers le capteur ; j) le rayonnement sortant de l'eau hors du champ de vision du capteur, mais diffusé vers le capteur ; k) réflexion de surface hors du champ de vision du capteur, qui est ensuite diffusé vers le capteur. L_w : rayonnement total sortant de l'eau, vu par le capteur. L_s Radiance au-dessus de la surface de la mer due à tous les effets de réflexion de surface dans le champ de vision du capteur. L_{atm} contribution de l'atmosphère dans le champ de vision du capteur. Cette figure est adaptée de Loisel et al. (2013).	57
2.7	Carte globale d'application probable de l'hypothèse "black pixel". Cette carte est créée à partir de la climatologie cumulative de la mission SeaWiFS. Le noir indique la terre ; la couleur grise indique les pixels où l'hypothèse est systématiquement appliquée ($Chl \leq 0,3 \text{ mg.m}^{-3}$) ; le blanc ($Chl > 0,3 \text{ mg.m}^{-3}$) indique les zones où l'hypothèse "black pixel" est susceptible d'être fautive.	58
2.8	Variation relative de ρ_{atm} à 865 et 775 nm en fonction de τ_a pour quatre modèles d'aérosols M70, M80, M90, et M99. La géométrie est $\theta_s = 40^\circ$, $\theta_v = 30^\circ$ et $\nabla\phi = \pi/2$. Les flèches symbolisent une manière possible d'identifier quelques modèles d'aérosol renfermant l'aérosol réel. Les nombres encadrés identifient les étapes successives de ce schéma (Antoine and Morel, 1998)	68
3.1	Architecture d'une carte topologique en 2-D. Les éléments d'entrée sont présentés en jaune et les neurones gagnants en bleu. La particularité de chaque neurone est matérialisée par les chiffres noirs sur chaque point. Ce schéma est adapté de Diouf (2012) et de Kohonen (1982)	78
3.2	Architecture du calcul de ρ_{cor} par la méthode NeuroVaria. MLP-A, MLP-t et MLP-O sont respectivement Multi-Layer Perceptron -Aérosol, -transmittance et -Océan. Les paramètres encadrés sont les paramètres de contrôle. Schéma tiré de Brajard et al. (2006)	80
3.3	Principe de l'algorithme variationnel : x est le paramètre de contrôle qu'il s'agit d'ajuster, y_{obs} est la quantité à inverser, y_{cal} est la sortie du modèle direct (M) de la figure 3.2 et J est la fonction coût.	81

3.4	Organigramme montrant les différentes bases de données utilisées dans le calibrage de SOM-NV. <i>Learn^{obs}</i> est incluse dans <i>Data_{obs}</i> . SOM-A-S est d’abord calibré avec les observations puis étiqueté avec les données expertes. Les MLPs modélisant le modèle direct dans NeuroVaria sont calibrés avec Data expert. Les caractères gras désignent les bases de données et les caractères clairs, les vecteurs correspondant à la base de données. Les Sorties de SOM-NV sont principalement la réflectance spectrale (qui permet ensuite de calculer la Chla), l’épaisseur optique et le type d’aérosols	83
3.5	Schématisation des étapes du traitement SeaDAS. tg est la transmittance gazeuse. La liste des produits contenus dans le fichier de niveau 2 n’est pas exhaustive.	84
3.6	Schématisation des différentes étapes suivies pour générer un fichier SOM-NV à partir des données satellitaires de niveau 1.	85
3.7	Couverture (en haut) et concentration de la chlorophylle-a de surface (en bas) des données SeaWiFS de 1998 à 2009 sur le plateau sénégalais. Les données standard sont en bleu et celles de SOM-NV en rouge. Le cercle vert représente la moyenne des mesures <i>in situ</i> (par HPLC) de Chla collectées en mars des années 2012, 2013 et 2014 sur le plateau sénégalais.	86
3.8	Distribution spatiale de la Chla moyenne des mois d’octobre (M10), de janvier (M1) et d’avril (M4) pour STD (en haut) et SOM-NV (en bas) de SeaWiFS. La ligne grise marque l’hisobathe 100 m qui correspond à la limite du plateau au sud de DAKAR.	87
3.9	Distribution de la moyenne mensuelle de Chla de surface sur le PS en fonction de la latitude. La ligne noire marque la latitude de DAKAR. Le blanc représente un manque de donnée. Chaque mois de janvier est marqué par l’année à laquelle il correspond.	88
3.10	Variabilité de la Chla SOM-NV sur le plateau sénégalais. En bleu pour le produit issu des mesures SeaWiFS; en rouge pour le produit issu des mesures MODIS	89
3.11	Réflectance spectrale, pour chaque gamme de Chla. Les gammes sont montrées entre crochets au-dessus de chaque image. Les bandes de couleur orange représentent la déviation standard calculée à chaque longueur d’onde. Les trois premières colonnes représentent les réflectances de SOM-NV, et les trois dernières celles de STD. Ces images sont les valeurs moyennes pour toute l’année 2017 sur le domaine sud du système des Canaries. Pour des raisons de visibilité des formes de réflectance, nous avons fixé pour l’axe des ordonnées une limite pour SOM-NV et une autre pour STD ; les amplitudes étant différentes pour les deux jeux de données.	90

3.12	Distribution moyenne de la Chla SOM-NV (image à gauche), STD (image du milieu) et du rapport de Chla entre les deux produits (image de droite). Les deux lignes très proches représentent l'isobathe 100 m et 200 m qui marquent la limite du plateau sud et nord sénégalais, respectivement.	91
4.1	Climatologie mensuelle (1998 – 2006) des groupes de phytoplancton dominants en janvier (haut) et février (bas) (colonne de gauche) et juillet (haut) et août (bas) (colonne de droite), dans Alvain et al. (2008)	120
4.2	Représentation des spectres de Ra des groupes dominants identifiés par PHYSAT de base. Sur les 41 spectres répertoriés, 21 (courbes en noir à la première ligne) sont non classés par l'approche originale, alors que l'approche SOM de Mustapha et al. (2014) permet de classer tous les spectres (voir deuxième ligne). Ces images sont tirées de Mustapha et al. (2014). . .	122
4.3	Représentation des 10 classes identifiées par Farikou et al. (2015)	124
4.4	Spectres d'absorption des chlorophylle-a, -b, -c, des caroténoïdes photosynthétiques (PSC), des phycoérythrines (PE*) et des phycocyanines (PC*). Les spectres d'émission de deux sources lumineuses, centrées à 470 et 532 nm et ayant chacune une largeur de bande de 20 nm à demi-puissance, sont également illustrés. Les bandes correspondant à la largeur totale au demi-maximum de l'émission (FWHM) sont superposées aux spectres d'absorption. Les spectres des chlorophylles et des caroténoïdes photosynthétiques comme ceux des phycoérythrines et des phycocyanines sont des approximations de l'absorption <i>in vitro</i> . Schéma illustratif de MacIntyre et al. (2010)	126
4.5	Exemples de spectres d'absorption pour quelques groupes de phytoplancton de cultures monospécifiques. Cette figure est reprise de https://www.oceanopticsbook.info/	127
4.6	Exemple de distribution de la réflectance marine et de la Chla associée. Données SOM–NV du 25 février 2017.	128
4.7	Spectres de réflectances marine (en sr^{-1}) à 5 longueurs d'ondes (en nm) du visible en fonction de la Chla (en $mg.m^{-3}$). À gauche pour la LUT de l'année 2007, et à droite pour la LUT moyenne des 16 années de données. .	129
4.8	Spectre moyen de Ra par classe (à gauche), carte de distribution géographique de ces classes (au milieu), et Chla du fichier SOM-NV du jour. Image du 04 janvier 2003.	130
4.9	Spectre moyen de Ra par classe (à gauche), carte de distribution géographique de ces classes (au milieu), et Chla du fichier SOM-NV du jour. Image du 21 mai 2009.	131

4.10	Spectre moyen de Ra par classe (à gauche), carte de distribution géographique de ces classes (au milieu), et Chla du fichier SOM-NV du jour. Image du 21 novembre 2018.	131
4.11	Exemple de 7 classes Ra du 30 novembre 2017 : à gauche les spectres Ra moyennes (centroïdes) par classes (ces classes sont générées automatiquement par l'algorithme K-means); à droite la distribution des classes sur laquelle on superpose les groupes dominants donnés par la sonde FP. Les couleurs de fond sur la carte représentent les différentes classes de Ra. La ligne avec les couleurs représente la trace de la mesure FP. Le long de la trace FP, la légende indique les groupes dominants : Brunnes pour algues brunes, Vertes pour algues vertes, Bleu-vert pour algues bleu-vert, Cryptophytes pour les groupes cryptophytes; les cercles en noir représentent les pixels où aucune dominance n'est notée (ND pour non dominance). Ici le seuil de dominance est fixé à 50%.	133
4.12	Même jour que la figure 4.11 avec 5 classes de Ra et un seuil de dominance de 60%.	134
4.13	Idem à la figure 4.11 avec 5 classes Ra et un seuil de dominance minimum de 60% pour la journée du 23 novembre 2015	134
4.14	Dominance des groupes détectés par FP le long de la trace (à gauche) et spectres Ra associés (à droite) pour les campagnes de 2015 à 2018. Les points de couleur représentent les pixels où un groupe domine (jaune pour les algues brunes, vert pour les algues vertes, en bleu pour les algues bleu-vert). Les cryptophytes ne sont pas présentes. Les ronds noirs représentent les pixels où la dominance n'a pas été définie (ND pour non-défini).	135
4.15	Les différentes formes de Ra associées aux cas de dominance (colonne de gauche) et les classes associées (colonne de droite). En haut pour les algues brunes et en bas pour les algues vertes.	136
4.16	Classes Ra identifiées pour les algues brunes (Br*) et les algues vertes Gr* à partir de la donnée FP. La ligne en magenta représente les centroïdes. En bas, on montre sur un même graphe l'ensemble des classes (données par leurs centroïdes) ainsi que le nombre de pixels dénombrés pour chacune d'elles (chiffres en noir au dessus de chaque classe). Ici le seuil de dominance est fixé à 60% de la biomasse totale.	137

4.17 Exemple d'application de PHYSAT à partir des données HPLC. La carte présente en cercles noirs les stations HPLC concomitantes à la donnée satellite sur un rayon de 9 km. A l'intérieur de chaque cercle les couleurs représentent la dominance pigmentaire observée selon le critère PHYSAT standard : marron pour la fucoxanthine, vert pour la chl_b, rouge pour la périidine, jaune pour la 19'HF. Les cercles noirs vides sont des stations où PHYSAT ne donne pas de dominance. Les boîtes R* (en trait tireté) marquent les radiales où la méthode standard présente des ambiguïtés. Sur les quatre autres figures, on montre respectivement les spectres Ra associés à chaque dominance pigmentaire : fucoxanthine (Fuco), 19'-Hexanoyloxyfucoxanthine (19'HF), périidine (Peri) et chlorophylle-b (chl_b). 139

4.18 Exemple d'application de la méthode de classification pour l'image du 30 novembre 2017. À gauche est montrée la Chla SOM-NV sur laquelle est superposée la Chla FP avec les heures de passage de FP en chiffres noirs. À droite sont montrées les classes d'algues dominantes : *Br1* en marron, *Br2* en jaune, *Br3* en bleu, *Br4* en magenta, *Br5* en noir, *Br6* en rouge, *Gr1* en vert et *Gr2* en cyan. Le rectangle fin noir à environ 17°10'W/13°54'N marque la position du bloom détecté par la FP. Les cercles en couleur représentent la concentration relative de chaque pigment à chaque station HPLC : rouge pour périidine, jaune pour la fucoxanthine, noir pour 19'HF, vert pour chl_b et bleu pour zéaxanthine. Plus le rayon d'un cercle est grand, plus le pigment s'impose. Les traces en blanc correspondent aux pixels non identifiés. 143

4.19 Exemple d'application de la méthode de classification pour l'image du 23 novembre 2015 (haut) et du 24 novembre 2015 (bas). À droite est montrée les classes d'algues dominantes : *Br1* en marron, *Br4* en magenta, *Br6* en rouge, *Gr1* en vert et *Gr2* en cyan. Les cercles en couleur représentent la concentration relative de chaque pigment à chaque station HPLC : rouge pour périidine, jaune pour la fucoxanthine, noir pour 19'HF, vert pour chl_b et bleu pour zéaxanthine. Le rayon d'un cercle est proportionnel à la concentration relative du pigment qui lui est associé. La ligne noire plus large représente la trace du bateau. Les traces en blanc correspondent aux pixels non-identifiés ou non-traités. 144

4.20	Idem à la figure 4.18 pour les images du 21 février 2018 (haut) et 22 février 2013 (bas). La colonne de droite montre les classes d'algues dominantes : <i>Br2</i> en jaune, <i>Br4</i> en magenta, <i>Br5</i> en noir, <i>Br6</i> en rouge, <i>Gr1</i> en vert et <i>Gr2</i> en cyan. Les cercles en couleur (image du bas) représentent la concentration relative de chaque pigment à chaque station HPLC : jaune pour la fucoxanthine, noir pour 19'HF et vert pour chl _b . Le rayon d'un cercle est proportionnel à la concentration relative du pigment qui lui est associé. Les traces en blanc correspondent aux pixels non-identifiés ou non-traités. . . .	146
4.21	Idem à la figure 4.18 pour l'image du 23 février 2013 (Chla à gauche et classe Ra à droite). Les classes dominantes sont <i>Gr1</i> (vert), <i>Gr2</i> (cyan), <i>Br1</i> (marron), <i>Br2</i> (jaune), <i>Br4</i> (magenta), <i>Br5</i> (noir), et <i>Br6</i> (rouge). Les cercles en couleur autour de la station à 14° N représentent la concentration relative de chaque pigment mesuré par HPLC : jaune pour la fucoxanthine, noir pour la 19'HF, vert pour la chl _b et rouge pour la péridinine. Le rayon d'un cercle est proportionnel à la concentration relative du pigment qui lui est associé.	147
4.22	Exemple du 26 mars 2017 (Chla à gauche et classe Ra à droite). Les classes dominants sont marquées par les couleurs : <i>Gr2</i> (cyan), <i>Br1</i> (marron), <i>Br2</i> (jaune), <i>Br4</i> (magenta), <i>Br5</i> (noir), et <i>Br6</i> (rouge).	148
4.23	Alternance des classes de Ra entre deux dates proches dans le cas d'une biomasse élevée : 07 mai et 09 mai 2013, respectivement gauche et droite. Les couleurs associées aux cartes de dominance correspondent à : <i>Br2</i> (jaune), <i>Br4</i> (magenta), <i>Br5</i> (noir), <i>Br6</i> (rouge) et <i>Gr2</i> (cyan).	149
4.24	Alternance des classes de Ra entre deux dates proches dans le cas d'une biomasse qui baisse : 08 mai et 10 mai 2013, respectivement gauche et droite. Les couleurs associées aux cartes de dominance correspondent à <i>Br3</i> (bleu), <i>Br4</i> (magenta) et <i>Gr1</i> (vert).	149
4.25	Exemple de la variation spectrale des classes de Rrs (haut) et de Ra (milieu) pour deux jours successifs : 7 mai (colonne de gauche) et 08 mai (colonne de droite). Les numéros et couleurs des courbes de Ra correspondent aux numéros et couleurs des classes de Ra dont la répartition spatiale est donnée à la figure du bas.	153
5.1	Spectres de Ra sur la trace FP (2015-2018) associée aux pixels où aucune dominance n'a pas été retenue pour un seuil de dominance fixé à 60% de la biomasse totale. C'est donc l'ensemble des spectres non-classés selon notre critère de dominance.	160

PRÉAMBULE

Le milieu marin regorge de vies plus ou moins visibles à l'œil nu, mais qui impactent profondément la chimie de l'océan à travers le cycle des nutriments (nitrates, phosphates, silicates ...), mais aussi l'ensemble de la vie marine. Cette biologie est une chaîne interconnectée dans laquelle notre intérêt porte sur un maillon essentiel, le phytoplancton. Même si la tâche n'est pas facile, l'étude quantitative et qualitative du phytoplancton, ainsi que sa distribution spatio-temporelle et sa diversité peut aider à répondre à de nombreuses questions visant à mieux comprendre le fonctionnement d'un écosystème, tant en termes de ressources marines et d'impacts socio-économiques, qu'en termes d'impact climatique, notamment en milieu côtier. Cette thèse, cofinancée par la région Bretagne (dans le cadre de son programme de financement aux établissements de la région) et l'Institut français de Recherche pour le Développement (IRD, dans le cadre de son programme d'aide à la recherche qui favorise le développement d'un partenariat nord-sud en vue d'un renforcement des capacités de recherche dans les pays du Sud), s'est déroulée entre l'Université de Bretagne Occidentale en France (UBO) et l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar au Sénégal (UCAD). Elle entre également dans le cadre du projet SOLAB, porté par des chercheurs du CNRS de l'IRD, qui visent à mieux gérer les écosystèmes côtiers par des actions de quantification et d'études des évolutions dans la zone sud du plateau sénégalais (SSUS), une partie du système d'upwelling des Canaries. SOLAB repose sur l'utilisation d'une approche multiéchelle dans laquelle nous intervenons ici sur l'échelle synoptique en profitant des données de couleur de l'eau, mises à disposition par des agences spatiales, pour faire profiter à la communauté scientifique d'un échantillonnage adapté à notre zone. Nous profitons également des données in situ collectées dans le cadre de SOLAB et celles également obtenues lors des campagnes réalisées de 2012 à présent, pour entreprendre notre activité de recherche qui devrait à terme être une alternative aux mesures in situ fastidieuses, et qui demande du personnel et un matériel adapté, dans une région où les financements en océanographie ne sont que modestement appuyés par les autorités.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Dans ce chapitre consacré au contexte de la thèse, il sera question d'évoquer les différents aspects en lien avec notre question de recherche. Le phytoplancton est ici défini. Son impact sur l'écosystème et sur le climat terrestre est évoqué. Dans la dernière partie de ce chapitre, je présente la problématique liée à la partie sud de l'écosystème des Canaries en faisant un focus sur le plateau sénégalais que nous cherchons à mieux comprendre dans le cadre de cette thèse.

1.1 Le maillon phytoplancton

1.1.1 Définition et place dans l'écosystème marin

Le plancton est défini par Hensen (voir Dolan (2021)) comme étant toute matière dérivante dans une masse d'eau. Dans cet ensemble, se trouve le phytoplancton, ou partie végétale du plancton Haeckel (1890). C'est un ensemble d'organismes microscopiques (végétaux protistes et bactéries photosynthétiques), que l'on retrouve dans le milieu marin, dans l'eau douce, ou dans les eaux saumâtres. Ces organismes peuvent être sous forme de cellules ou de colonies de cellules (filaments) qui errent au gré des courants marins. Certains de ces organismes possèdent des flagelles ou des vacuoles qui leur permettent de réguler leur position dans la colonne d'eau. Bien que trop petite pour être visible facilement (même au microscope), le phytoplancton peut dans certains cas (forte floraison phytoplanctonique désignée par "bloom") marquer sa présence à travers une couleur visible à l'œil nu.

A l'instar des plantes terrestres, le phytoplancton contient des pigments (dont la chlorophylle) qui lui permettent de fixer l'énergie lumineuse qui sera transformée en énergie chimique (grâce à la chlorophylle—a) au niveau des centres réactionnels. La chlorophylle procure au phytoplancton la capacité de produire de la matière organique à partir de matières inorganiques (organisme dit autotrophe), même s'il faut noter aussi que certaines espèces ont une capacité de capter de l'énergie en absence de lumière. Le phytoplancton utilisant l'énergie lumineuse pour assurer la photosynthèse se trouve dans les eaux éclairées de surface appelées couche euphotique. Sa durée de vie est de l'ordre de quelques jours, mais les cellules peuvent se multiplier très rapidement lorsque les conditions sont favorables. Ces conditions de développement diffèrent en fonction des groupes et du milieu

(voir Figure 1.1 pour les interactions physico-biogéochimiques dans le cas d'une région d'upwelling). Les facteurs qui entrent en jeu sont bien sûr la disponibilité de la lumière, les nutriments, mais aussi le niveau de turbulence induit par le vent, les courants, la température et la salinité de l'eau. Lorsque ces facteurs se conjuguent positivement pour un groupe, le phytoplancton peut générer de fortes efflorescences qui alimentent l'ensemble de la chaîne alimentaire marine. Par contre, le phytoplancton peut avoir des effets nuisibles lorsque l'espèce est toxique ou lorsqu'un bloom se produit.

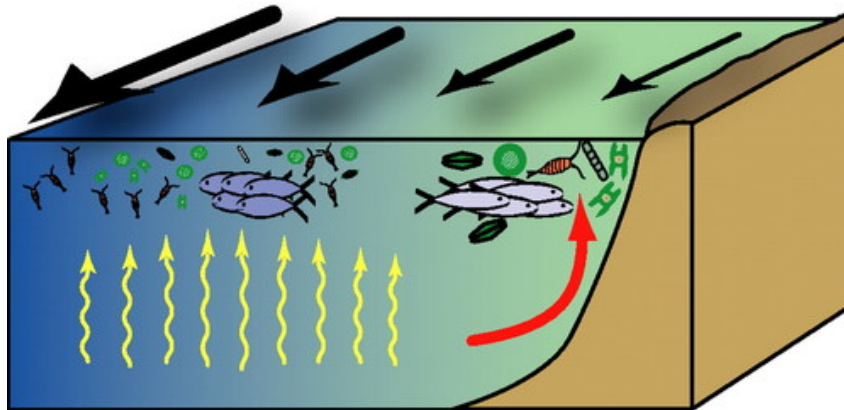


FIGURE 1.1 – Schéma conceptuel montrant la relation entre les processus physiques et biologiques dans un écosystème d'upwelling de l'hémisphère nord (Rykaczewski and Checkley, 2008). Un vent vers l'équateur (flèches noires) soufflant le long de la côte (symbolisée en marron) entraîne une remontée d'eau côtière (flèche rouge). Entre la côte et le maximum de stress éolien, la courbure cyclonique du stress éolien entraîne une remontée d'eau (flèches jaunes) et favorise le développement du phytoplancton (symboles en vert) qui nourrit le zooplancton qui à son tour alimente les poissons (symboles de poisson). La largeur des flèches noires représente la magnitude du vent.)

1.1.2 Diversité du phytoplancton

Des milliers d'espèces de phytoplancton sont identifiées en milieu marin et les chiffres continuent d'évoluer (Simon et al., 2009; Sournia et al., 1991). Selon certains auteurs, la diversité des microalgues photosynthétiques découle des symbioses en série au sein d'hôtes hétérotrophes (Jeffrey et al., 2011). Les organismes de phytoplancton existent dans deux règnes selon la présence ou non d'un noyau cellulaire. Ceux qui sont pourvus de noyau sont appelés les eucaryotes et sont de la grande famille des Eukarya. Les procaryotes sont dépourvus de noyau et appartiennent généralement à la famille des Bactéries. Chaque famille est constituée d'espèces très diversifiées qui sont souvent classées par groupe (ou type) fonctionnel. Un type fonctionnel est défini comme un groupe d'organismes partageant des fonctions biogéochimiques communes, mais n'ayant pas nécessairement une phylogénie commune (IOCCG, 2014). Le type fonctionnel peut concerner la composition pigmentaire, le trait caractéristique (c'est-à-dire une propriété bien définie et mesurable),

la diversité fonctionnelle (par exemple réponse des organismes aux changements environnementaux), ou encore la niche écologique (habitat qu'un organisme a tendance à occuper ou sa fonction). La notion de diversité dans une étude dépend souvent de la question d'étude ou du choix des fonctions à prendre en considération. Quelques exemples de diversité en fonction du type fonctionnel sont donnés à la figure 1.2. On remarque que les espèces de phytoplancton peuvent être classées selon leurs tailles (Sieburth et al., 1978). Les picoplanctons sont la gamme comprise entre 0,2 et 2 μm , les nanoplanctons entre 2 et 20 μm , les microplanctons entre 20 et 200 μm . Les phytoplanctons de tailles inférieures à 0,2 μm sont désignés sous le nom de femtoplancton. Chaque classe de tailles regroupe des organismes avec une diversité dans la composition pigmentaire, ou selon leur fonction écologique, pour ne citer que ces deux traits. Considérant un critère pigmentaire, trois lignées évolutives peuvent être discernées. La première comprend tous les procaryotes phytoplanctoniques appartenant à la classe des cyanobactéries. Cette lignée se caractérise principalement par les pigments phycoérythrine et phycocyanine. En nombre d'organismes, cette lignée domine les écosystèmes océaniques. Au sein des eucaryotes, on peut distinguer deux grands groupes qui descendent d'un ancêtre commun. Le premier groupe comprend les espèces qui renferment de la chlorophylle-b. Il constitue la lignée verte qui fut l'ancêtre de toutes les plantes supérieures. La plupart des espèces phytoplanctoniques de la lignée verte appartiennent au groupe des Chlorophyta et des Euglenophyta. Le second groupe constitue la lignée rouge. Il comprend les diatomées, les dinoflagellés, les haptophytes (qui incluent les coccolithophoridés) et les chrysophytes (voir quelques exemples à la Figure 1.3). Parmi les taxons de phytoplancton les plus couramment cités dans la littérature (les diatomées, les dinoflagellés, les haptophytes, les cryptophytes, les algues vertes et les algues bleu-vertes), les taxons les plus diversifiés en milieu marin sont les diatomées et les dinoflagellés, suivis de loin par les haptophytes, les algues vertes et les cryptophytes (Simon et al., 2009; Sournia et al., 1991).

★ Les diatomées :

Ce sont des microalgues eucaryotes unicellulaires ou coloniales qui présentent une plus grande diversité parmi les espèces généralement identifiées dans le milieu marin (Hernández-Becerril, 2014; Simon et al., 2009; Roy et al., 1996; Sournia et al., 1991; de Sousa e Silva, 1956). Elles présentent diverses caractéristiques, notamment un squelette à base de silice qui héberge la cellule. Leurs pigments caractéristiques sont la fucoxanthine et la chlorophylle-c (chl_c), à côté du pigment chlorophylle-a (noté **chl_a** par la suite). Les diatomées appartiennent à la classe de tailles du microplancton, mais lorsque les conditions de développement ne sont plus réunies, les cellules deviennent de plus en plus petites, jusqu'à leur mort (Abouda and Bougrinet, 2018). Les diatomées existent sous forme allongée (appelée diatomées pennées) ou sous forme ronde (diatomées centriques). Ces organismes préfèrent les milieux turbides, relativement moins éclairés et riches en nutriments (caractéristiques des régions d'upwelling). Lorsque les conditions de développement

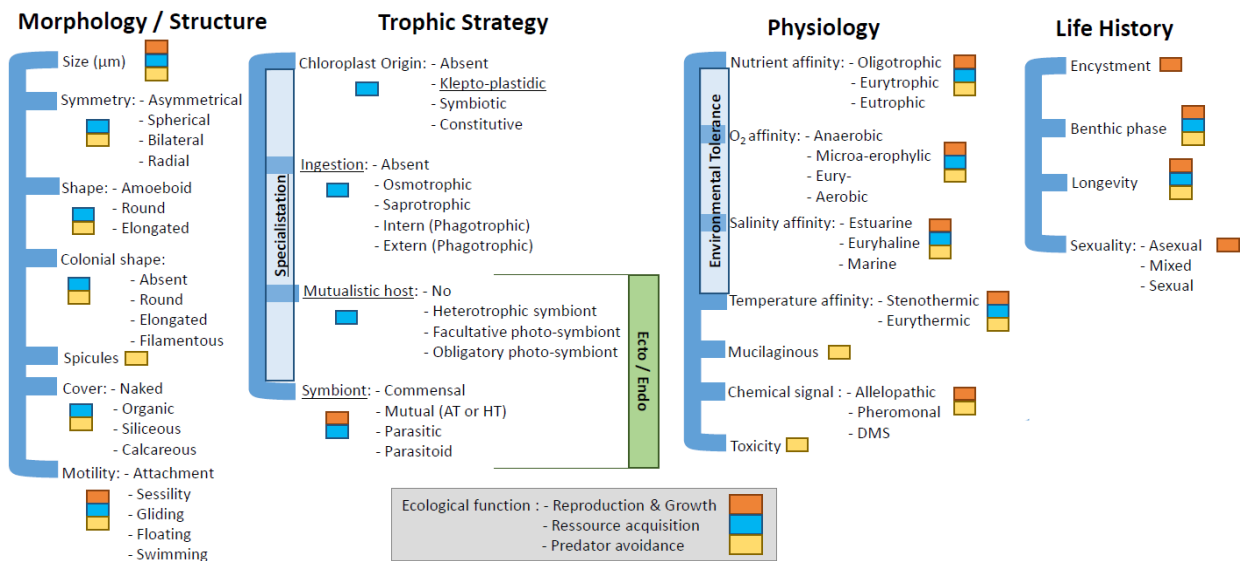


FIGURE 1.2 – Image illustrative de la diversité du phytoplancton, en fonction des types fonctionnels considérés. Les classes de tailles sont données en petits rectangles coloriés. La diversité par groupe type est donnée selon le critère morpho-structurel, la niche écologique, la diversité physiologie, la lignée ancestrale, ou encore la fonction écologique. Image de Pierre Ramond adapté de (Ramond et al., 2019).

sont favorables, elles peuvent proliférer très vite et générer d'importantes efflorescences. La contribution relativement importante de la fucoxanthine à côté de la chlorophylle leur procure une coloration brun-jaune ou brun-verdâtre.

★ Les dinoflagellés :

C'est un autre groupe de phytoplancton très diversifié morphologiquement (voir Taylor et al., 2008) et constitué de protistes qui se caractérisent principalement par la présence de deux flagelles dont l'un est disposé longitudinalement et l'autre transversalement (Steidinger et al., 1997; Sournia, 1986). Ces flagelles sont contenus dans des sillons superficiels dont les battements induisent des mouvements rotatifs assez limités sur la verticale. Les dinoflagellés sont classés généralement parmi le nano- et micro-plancton, et peuvent être sous forme de cellules, ou de réseaux de cellules. Le noyau des dinoflagellés couvre une grande partie de la cellule, et se caractérise par une teneur en ADN beaucoup plus importante que les autres types de phytoplancton. Le mode de vie des dinoflagellés varie en fonction de l'espèce, et peut être autotrophe, hétérotrophe ou mixotrophe. Cette plasticité dans l'acquisition d'énergie favorise leur compétitivité dans divers environnements marins, notamment dans les zones côtières (Taylor et al., 2008 avec référence citée). La plupart des dinoflagellés photosynthétiques sont mixotrophes et contiennent les chlorophylles-a et -c2, en plus de la pérédinine qui les particularise des autres groupes (Jeffrey, 1980).

Les dinoflagellés hétérotrophes ne dépendent pas de la présence de la lumière et utilisent plutôt les flagelles pour capter les proies. Diverses caractéristiques des dinoflagellés sont proposées par plusieurs auteurs et une documentation importante est disponible sur <https://earthobservatory.nasa.gov/features/Phytoplankton> (dernier accès, avril 2023). Parmi les espèces de dinoflagellés identifiés en milieu marin (Simon et al., 2009; Sournia et al., 1991), certains sont de grosses cellules bioluminescentes (comme *Noctiluca scintillans*), d'autres émettent des toxines dans l'environnement (*Alexandrium*, *Dinophysis*). Tout comme les diatomées, ces espèces peuvent se diviser rapidement créant parfois des efflorescences nuisibles ou toxiques, dont la couleur dépend des pigments dominants.

★ **Les coccolithophoridés :**

Ce sont des microalgues unicellulaires de la classe des prymnésiophytes, appartenant au groupe des haptophytes (Simon et al., 2009). Dans la classification de Jeffrey (1980), ce groupe appartient à la lignée des algues brunes, comme les diatomées et les dinoflagellés, et est pourvu de noyau. Ils contiennent en plus des pigments chl_a et chl_c, le 19'-Hexanoxyloxyfucoxanthine (19'HF) qui les particularise. Les coccolithophoridés possèdent également des flagelles, mais se distinguent surtout par leurs coques qui sont constituées à base de calcaire. Ce squelette externe est composé de sortes d'écailles appelées coccolithes, et est important dans le cycle du carbonate de calcium ($CaCO_3$). Les coccolithophoridés appartiennent à la classe de tailles du nanoplancton. Ils peuplent les eaux de surface, la photosynthèse étant leurs sources d'énergie. Contrairement aux diatomées, les coccolithophoridés préfèrent les eaux calmes et pauvres en nutriment, ainsi que les températures des régions subpolaires. Dans les conditions idéales, les efflorescences importantes ont une coloration turquoise sombre. L'espèce dominante la plus connue de ce groupe est "*Emiliana huxleyi*" (Iglesias-Rodriguez et al., 2006), connue pour sa forme couverte par des sortes de disques superposés (voir Figure 1.3).

★ **Les chlorophycées :**

Les chlorophycées sont un sous-groupe des algues vertes, c'est-à-dire des eucaryotes photosynthétiques portant des plastides liés à une double membrane qui contient les pigments dominés par les chlorophylles a et b (Lewis and McCourt, 2004). Elles sont dans la même lignée que les plantes terrestres, avec comme pigments associés, du bêta-carotène et de la xanthophylle. Comme chez les dinoflagellés, les chlorophycées peuvent posséder des flagelles pour mieux se maintenir en surface. Elles vivent isolées ou organisées en colonies et préfèrent des eaux marines tempérées et chaudes.

★ **Les cyanobactéries :**

C'est un groupe qui se présente souvent sous forme de filament de couleur bleue. Les cyanobactéries sont omniprésentes en milieu marin. Parfois appelées algues bleu-vertes, elles se distinguent par la présence de phycobilisomes dominés par les pigments phycocyanine et phycoérythrine qui caractérisent les classes prochlorococcus et synechococcus (Hess et al., 1999; Jeffrey, 1980). Elles sont dépourvues de noyau (procaryote) et se distinguent

des procaryotes hétérotrophes par la présence de la chl a qui leur permet de faire la photosynthèse. Les cyanobactéries marines préfèrent les eaux chaudes oligotrophes et sont capables de recycler de la matière organique. Elles peuvent se satisfaire d'intensités lumineuses relativement faibles pour la photosynthèse, ce qui fait qu'elles peuvent contribuer significativement à la production primaire en-dessous de la couche euphotique (Falkowski, 1980).






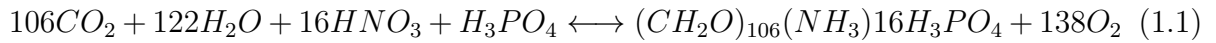
Nom :	Cyanobactérie	Diatomée	Dinoflagellé	Algue verte	Haptophyte
					
Principaux pigments Biomarqueur :	Chlorophylle-a Zéaxanthine	Chlorophylle-a Fucoxanthine	Chlorophylle-a Péridinine	Chlorophylle-a Chlorophylle-b	Chlorophylle-a 19'HF
Milieus préférés :	eaux chaudes oligotrophes	eaux turbides upwelling	Divers environ- nements	Tempérés, chaudes	eaux calmes et froides

FIGURE 1.3 – Quelques exemples de groupes de phytoplancton marin, leurs principaux pigments biomarqueurs et leurs milieux préférés. Les images de sont tirées de <https://earthobservatory.nasa.gov/features/Phytoplankton>

1.1.3 Enjeux sociétaux

S'il est admis que le phytoplancton constitue un maillon trophique très important pour les échelons trophiques supérieurs, il est sous l'influence de la dynamique et de ces conséquences sur les conditions physiques et biogéochimiques océaniques, induisant des conséquences qui peuvent être positives ou négatives pour l'écosystème. Pour exemple, la photosynthèse qui permet aux organismes autotrophes de se développer nécessite la disponibilité en nutriments (nitrate, phosphate, silicate, fer, carbone,...) dont une partie provient de l'atmosphère ou des terres et dégage de l'oxygène (voir équation 1.1). Selon Redfield et al. (1963), il faut 106 moles de carbone par mole de phosphore et 16 moles d'azote pour synthétiser la matière organique ($C:N:P=106:16:1$, avec C pour le carbone, N pour le nitrate et P pour le phosphore). A l'inverse, la décomposition de la matière organique met en jeu 138 moles (rapport plus variable selon Sarmiento (2013)) de O_2 par mole de P. Le phytoplancton intervient donc dans les grands cycles biogéochimiques

de la vie sur terre et à ce titre est associé à de multiples enjeux auxquels font face les écosystèmes.



1.1.3.1 Enjeux climatiques

Le carbone dans l'océan se présente sous plusieurs formes dont la plus importante est le carbone inorganique dissous (DIC, pour *Dissolved Inorganic Carbon*). Une partie de ce DIC provient de l'atmosphère à travers le flux induit par la différence de pression partielle de gaz carbonique (pCO₂) entre l'atmosphère et l'océan. Le phytoplancton, à travers la photosynthèse (équation 1.1), fixe une partie du DIC, et le transforme en carbone organique particulaire (POC, pour *Particulate Organic Carbon*) utile pour son métabolisme. Le devenir du carbone fixé dépend de processus physiques et biologiques du milieu. Une partie du POC incorporé dans les cellules de phytoplancton est redistribuée dans les couches de subsurface par les herbivores marins (qui broutent le plancton) et leurs prédateurs plus aptes à lutter contre les courants. Lorsque ces prédateurs meurent près du fond, ils peuvent accélérer la sédimentation du carbone incorporé. Lorsque le phytoplancton ou ses prédateurs meurent près de la surface, de nombreux autres processus entrent en jeu : le POC (dans les cellules mortes) coule vers les fonds pour se déposer sous forme d'aggrégats. Les cellules peuvent aussi être attaquées par des bactéries et une partie du carbone sera reminéralisée pour alimenter le carbone inorganique dissout (DIC) et une autre partie (le POC par exemple) est relarguée et se dissout dans l'eau alimentant le carbone organique dissout (DOC pour *Dissolved Organic Carbon*) (processus de lyse ou lysis en anglais). Dans tous les cas, une partie du carbone est reminéralisée et réutilisée dans la photosynthèse sous forme de production régénérée (Azam et al., 1983), et une autre partie se retrouve dans les agrégats de fonds sortant du cycle du carbone pour une période qui peut être très longue. Un autre processus directement lié au phytoplancton est la capacité de certains à fixer le carbone pour la formation des squelettes externes, notamment chez les coccolithophoridés qui transforment le carbone en carbonate de calcium (CaCO₃). Cette calcification est responsable d'une très grande part du flux de carbone en milieu marin, et peut emprisonner le carbone à l'échelle de temps du millénaire. L'océan est de ce fait considéré comme étant un **"puit à carbone"**, et ce processus d'export du carbone de surface par l'activité biologique et son incorporation dans les sédiments est connu sous le nom de **"pompe biologique"**. On estime que la pompe biologique est responsable d'une séquestration globale d'environ 10 gigatonnes de carbone par an (Lindsey et al., 2010). Il existe également un export de carbone indirectement lié à la biologie résultant des processus physiques (pompe physique). Principalement aux hautes latitudes, le carbone sous forme de DIC, de DOC ou incorporé dans les cellules de phytoplancton, peut se retrouver dans les couches de fond, après avoir été entraîné par la plongée des

eaux denses de surface.

Il faut noter que le cycle du carbone dans l'océan n'est pas lié qu'à la photosynthèse induite par le phytoplancton, beaucoup d'autres processus entrent en jeu. Pour plus d'information sur ces processus, voir Sarmiento (2013) ou également Falkowski (2013). Il en ressort que le phytoplancton participe à la réduction des impacts du changement climatique, en soustrayant de l'atmosphère de l'ordre de 50% du CO_2 anthropique (Falkowski, 2013; Sarmiento, 2013). Les estimations quantitatives de son lien direct avec le carbone sont données dans certaines régions côtières où on peut noter de fortes productivités. Dans le système d'upwelling des Canaries, on estime que la production primaire peut atteindre $5 \text{ gC.m}^{-2}.j^{-1}$ lorsque la concentration en chlorophylle-a (noté **Chla** pour la suite, à différencier du pigment chlorophylle-a noté précédemment chla) avoisine les 10 mg.m^{-3} (Gómez-Letona et al., 2017; Demarcq and Somoue, 2015; Carr and Kearns, 2003). La mesure spatiale de la biomasse de phytoplancton a été exploitée par certains auteurs pour estimer la production primaire à l'échelle globale (Antoine and Morel, 1996; Smyth et al., 2005).

1.1.3.2 Enjeux écologiques

Les perturbations environnementales sont susceptibles d'induire des changements dans les communautés de phytoplancton et déséquilibrer les relations trophiques. Ces perturbations peuvent agir à différents niveaux de la chaîne alimentaire marine et produire des effets en cascade, qui se propagent soit de façon ascendante, soit de façon descendante. Lorsque les maillons de base (nutriments ou phytoplancton) sont impactés et que la perturbation se propage sur le reste du réseau trophique de façon ascendante, on parle de **contrôle "bottom-up"**. A contrario, lorsque les grands prédateurs (poissons, oiseaux, et autres mammifères marins) sont impactés et que la perturbation se propage de façon descendante, on parle de **contrôle "top-down"** (Cury et al., 2003). Il faut dire que l'impact environnemental peut aussi toucher en premier les maillons intermédiaires (petits poissons par exemple dans les systèmes d'upwelling) et créer des effets à la fois ascendants et descendants que Cury et al. (2003) désigne par le terme **"Wasp-Waist control"**. Le phytoplancton fournit l'énergie de base pour l'ensemble des échelons trophiques supérieurs (Figure 1.4), et conditionne leurs habitats (Brochier et al., 2018; Checkley Jr et al., 2017; Van der Lingen et al., 2006). Il n'y a pas beaucoup de mise en évidence directe dans le monde de changement d'écosystème induit par le plancton. Mais si théoriquement ça semble tout à fait plausible comme le suggère l'hypothèse de Van der Lingen et al. (2006), (voir figure 1.4), d'autres études suggèrent également que le contrôle ascendant est la cause la plus probable de la dégradation de la taille et de l'état énergétique des petits pélagiques de la méditerranée (sprat, anchoi, sardine; Van Beveren et al. (2014)). Cette perturbation commencerait par les changements de conditions environnementales notamment la SST, l'upwelling et la Chla (Feuilloley et al., 2020).

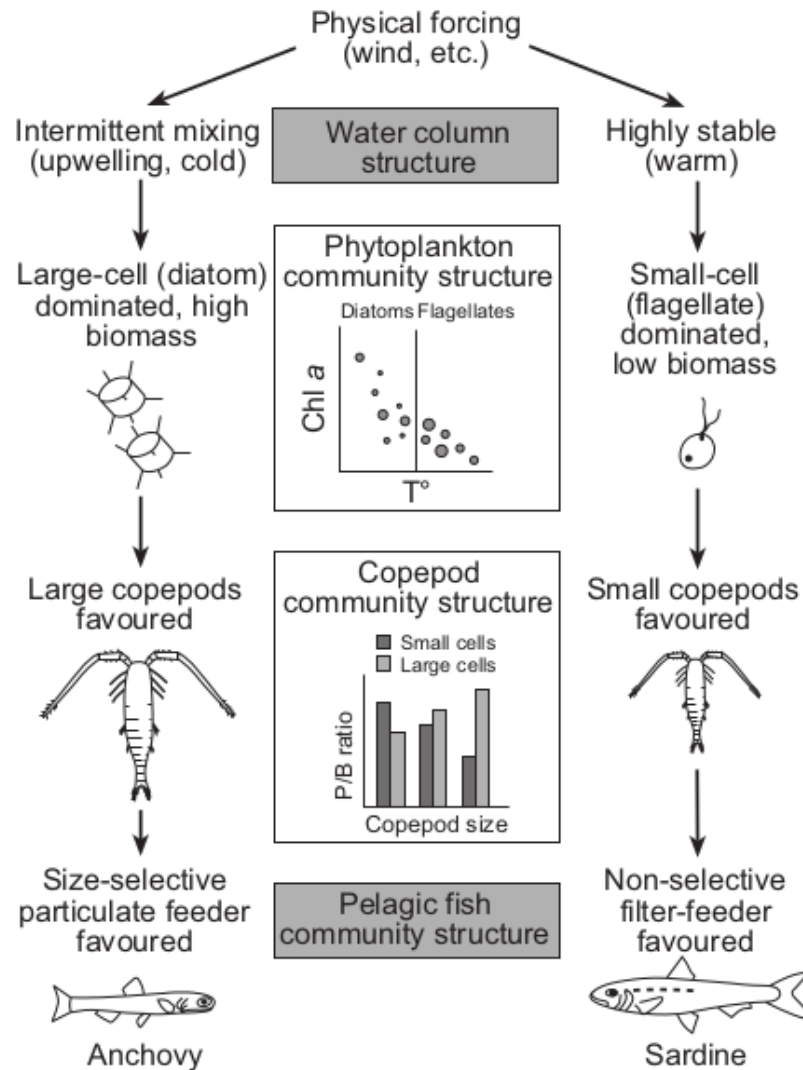


FIGURE 1.4 – Schéma conceptuel de Van der Lingen et al. (2006) qui montre la façon dont le forçage physique peut conduire à des chaînes alimentaires différentes

Nous avons vu précédemment que, par photosynthèse, le phytoplancton fixe les éléments nutritifs et participe aux cycles des éléments chimiques. L'utilisation de ces éléments par le phytoplancton varie en fonction de l'espèce en présence (Quere et al., 2005). Les diatomées ont tendance à fixer la silice pour fabriquer leur squelette. Avec une taille relativement importante, elles procurent une vitesse de sédimentation plus importante et jouent un grand rôle dans la production primaire (Sarmiento, 2013). Certaines classes d'haptophytes possèdent une enzyme extracellulaire qui leur permet de transformer le soufre atmosphérique en DMS (pour Dimethyl Sulfide). Ces organismes peuvent libérer dans l'atmosphère des aérosols qui servent de noyaux de condensation lors de la formation des nuages (Ayers and Gras, 1991). Le cycle de l'azote quant à lui peut être influencé par les cyanobactéries fixatrices de N_2 (Trichodesmium par exemple). La fixation d'azote est utile pour maintenir la production biologique en milieu oligotrophe, car elle permet de

maintenir la disponibilité de cet élément nutritif utile pour la photosynthèse. Des études stipulent que les variations, même petites, entre la fixation de l'azote et la dénitrification (utilisation de l'oxygène des nitrates et des nitrites par les bactéries dans les environnements anoxiques) à l'échelle globale peuvent affecter significativement les concentrations de CO_2 atmosphérique sur les échelles de temps longues (Falkowski, 1997).

S'il est admis que le développement du phytoplancton profite aux échelons supérieurs, les cas de fortes proliférations sont souvent problématiques pour l'écosystème. Les blooms de phytoplancton découlent d'un alignement suffisant et continu de conditions favorables au développement d'une espèce. Les conséquences d'un bloom de phytoplancton sont multiples et nuisibles à l'écosystème. Le bloom engendre une eutrophisation du milieu qui peut gêner les organismes qui ont besoin de filtrer l'eau pour s'oxygéner (par exemple, l'étouffement des branchies des poissons). Lorsqu'un élément devient limitant, les cellules commencent à mourir et sont attaquées par les bactéries qui décomposent la matière organique. Cette décomposition peut entraîner une baisse du niveau d'oxygène jusqu'à des seuils critiques (anoxie, hypoxie) (Machu et al., 2019). Il peut s'en suivre des cas de mortalité de poissons ou d'autres espèces maritimes par asphyxie (Caverivière and Touré, 1990; Bernard et al., 2021). do Rosário Gomes et al. (2014) ont montré que la baisse observée des concentrations d'oxygène en mer d'Arabie est responsable d'un changement de dominance saisonnière (les blooms de dinoflagellés de type *Noctiluca scintillans* remplacent les blooms de diatomées).

La plupart des blooms documentés sont détectés dans des zones côtières, et impliquent souvent les diatomées et les dinoflagellés (Carvalho et al., 2010; Pitcher and Fraga, 2015; do Rosário Gomes et al., 2014; Vizcarra, 2015; Bernard et al., 2021; Gopakumar et al., 2009), dont certaines espèces peuvent être toxiques (le cas de l'espèce *Alexandrium*) (Chappelle, 2016). *Alexandrium* est responsable de nombreux blooms toxiques souvent renseignés sur les côtes bretonnes au nord-ouest de la France (communication personnelle).

1.1.3.3 Enjeux économiques

Avec environ 70% de la surface terrestre, le milieu marin est vital pour l'Homme. Le phytoplancton, qui y siège, joue un rôle capital, car il est directement lié à l'enrichissement biologique en tant que maillon de base qui sert de nourriture au zooplancton qui alimente les petits poissons. On estime que 1 tonne de phytoplancton peut produire 100 g de thon selon la pyramide de Mollo and Noury (2013). Si les écosystèmes d'upwelling de bord est (EBUS : Californie, Humboldt, Benguela et Canaries) sont des régions convoitées pour la pêche, c'est indirectement grâce au phytoplancton qui s'y développe (Fréon et al., 2005). Les EBUS représentent de l'ordre de 20% des 90 millions de tonnes de poisson débarquées chaque année à l'échelle globale. La pêche alimente le PIB (produit intérieur brute) des états à travers les accords commerciaux et autorisations de pêche (De Graaf and Garibaldi, 2015). A l'échelle globale, la pêche industrielle domine, mais emploie peu de

main-d'œuvre humaine. Le secteur de la transformation et de la commercialisation du poisson offre néanmoins des emplois supplémentaires. Dans certains pays, l'abondance du poisson et autres produits de la mer assurent un prix qui permet aux familles modestes de profiter des protéines animales d'origine marine avec un bon rapport qualité/prix. Dans les pays en voie de développement, la pêche artisanale emploie encore énormément de ressources humaines, et la transformation est souvent assurée par les femmes ou les hommes, qui trouvent alors un secteur d'activité. Il faut dire que ce secteur est plus accessible à la jeunesse active et attire la population vers le littoral.

La large composition taxonomique du phytoplancton (Jeffrey, 1980) offre également des avantages en cosmétique et en santé de façon générale. Même si la biotechnologie du phytoplancton est très peu développée comparé aux plantes terrestres, des auteurs ont pu noter de plus en plus d'utilisation du phytoplancton en aquaculture comme source de nutriment, dans le secteur du tourisme comme bio-indicateur de la qualité de l'eau, mais aussi en pharmacie pour une variété de pratiques et de produits métaboliques (Araujo et al., 2022). Par exemple, des auteurs suggèrent que certains dinoflagellés contiennent des substances qui pourraient servir à inhiber la croissance des bactéries et pourraient ainsi être utilisés en pharmacie pour lutter contre des cas de résistance aux antibiotiques. (Quijano-Scheggia et al., 2016).

Par ailleurs, le phytoplancton peut impacter négativement l'économie. L'eutrophisation qui peut être liée aux activités anthropiques ou aux phénomènes naturels peut générer des blooms d'algues qui changent complètement la couleur de l'eau. Ces blooms sont contre-productifs au secteur de la pêche, car pouvant créer une mortalité des organismes marins (Bruslé, 1995). La conséquence des mortalités de poissons peut tomber en cascade allant du retour bredouille des pêcheurs à l'interdiction de pêcher. En termes d'économie, des blooms toxiques peuvent avoir des conséquences sanitaires (sur les coquillages notamment) ou détériorer un environnement (exemple du dégazage de substances irritantes pour les humains par ostreopsis, ou le H_2S (sulfure d'hydrogène) avec les algues vertes en Bretagne ...) (Sanseverino et al., 2016). De même que la toxicité, une pollution peut s'accumuler dans la chaîne trophique depuis le phytoplancton jusqu'au poisson (exemple du cadmium, (Auger et al., 2015), impacter la commercialisation du poisson et limiter toutes les activités de transformation et de consommation des produits (Ami and Rochaix, 2003).

S'il apparaît peu d'analyse quantitative sur les conséquences économiques du phytoplancton, il faut dire qu'une telle étude nécessite une mise en place d'un réseau de collecte et de traitement d'informations qui peut impliquer des domaines divers (Ami and Rochaix, 2003).

1.2 Présentation de la zone d'étude

Cette étude a pour centre d'intérêt les eaux marines sénégalaises. Nous avons élargi le domaine pour prendre en compte les eaux mauritaniennes (limitées à 23°N) au nord et guinéennes (bord inférieur limité à 8°N) au sud qui sont des régions ayant une influence directe sur les eaux sénégalaises. Au large, le domaine est limité à 30°W pour inclure les îles du Cap-Vert. La partie Est est limitée par le continent, et va jusqu'à la longitude 13°W, permettant ainsi de ne considérer que le domaine marin. Le domaine global est représenté sur la figure 1.5 et peut être considéré comme la partie sud du système d'upwelling des Canaries. Cette partie se singularise principalement par sa dynamique et la saisonnalité

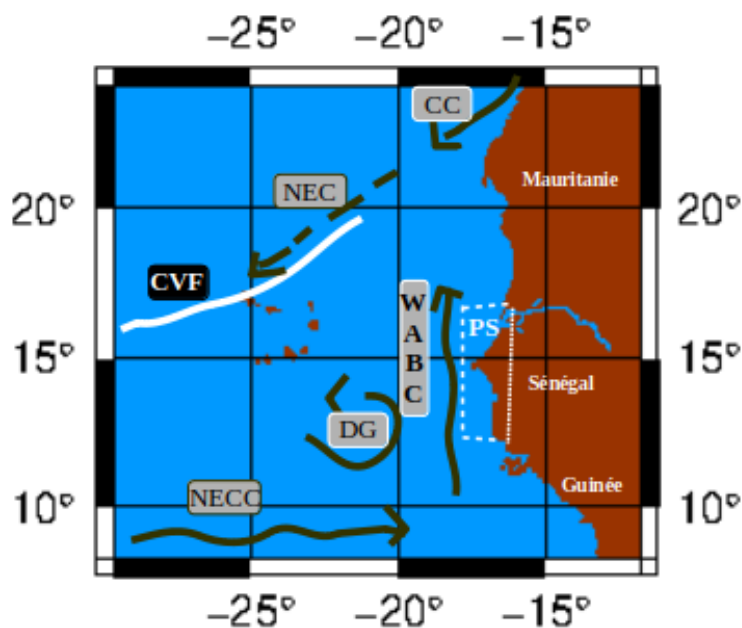


FIGURE 1.5 – Présentation de la partie sud de l'écosystème des Canaries. En superposition se trouve une représentation schématique des principales caractéristiques de la circulation de surface de la région (flèches noires) et le front du Cape Vert (CVF, ligne blanche). Le petit rectangle en pointillés blancs matérialise le plateau sénégalais (PS). Ce schéma est adapté de Capet et al. (2017)

des vents qui induisent des réponses biologiques encore mal connues à ce jour comparées aux régions des côtes européennes ou américaines. Cette région, comme tout le système des Canaries, a un fort impact social et économique pour les états et la population riveraine.

1.2.1 La partie Sud du Système d'upwelling des Canaries

1.2.1.1 Circulation de surface

Les masses d'eau des grands bassins sont perpétuellement en mouvement. Ces mouvements contribuent à la redistribution des particules et de la matière nécessaire à la vie marine, en particulier du phytoplancton. Si certaines régions côtières européennes ou

américaines ont fait l'objet de nombreuses études ayant permis une compréhension nécessaire à leur bonne gestion, d'autres comme notre région d'étude sont encore mal connues, malgré les récents efforts d'observation et de modélisation (Machu et al., 2019; Kounta et al., 2018; Vic et al., 2018; Capet et al., 2017; Auger et al., 2016; Ndoye et al., 2014; Penven et al., 2005; Demarcq, 2000). Dans la partie sud du système des Canaries, la forme du littoral, la topographie des fonds, les masses d'eau en présence, ainsi que les régimes de vent influencent la variabilité de la circulation de la région (Capet et al., 2017; Faye et al., 2015; Steele et al., 2010; Barton et al., 1998; Barton, 1989). Le courant des Canaries (CC), qui forme la branche est du gyre subtropical nord, transporte les eaux salées de l'Atlantique nord le long de la côte de Afrique de l'Ouest et du Nord. Au sud de 20°N, le CC se détache de la côte et alimente le NEC (pour *North Equatorial Current*) autour de 15°N (Steele et al., 2010). Ce détachement suit le front du Cap-Vert (CVF, pour *Cape Verde Frontal zone*) qui sépare les eaux du centre de l'Atlantique nord, sa position varie légèrement en latitude en fonction des saisons. L'écoulement du NEC est perturbé par la topographie induite par les îles du Cape-Vert. Cette perturbation se traduit en aval des îles par la génération de tourbillons de mésoéchelle très variables et documentés dans Arístegui et al. (1994).

Dans la partie sud du domaine, le NECC (North Equatorial Counter–Current) domine la circulation horizontale de surface. Le NECC pointe vers l'Est et se situe vers 10°N (Stramma et al., 2005; Mittelstaedt, 1991). Il alimente notre domaine en eaux chaudes riches en oxygène (Stramma et al., 2005). En s'approchant des côtes ouest-africaines, une partie du NECC se détache et renforce au niveau côtier un courant de surface vers le Nord, le WABC (pour, *West African Boundary Current*, (Kounta et al., 2018)) qui longe la côte ouest–africaine. Le WABC joue un rôle dans le maintien d'un environnement relativement chaud au niveau de la partie sud de l'upwelling sénégalais (Capet et al., 2017). Sa limite nord est influencée par le NEC et au sud il est renforcé par le NECC. L'interaction entre le NEC, le NECC et le WABC, crée une cellule de recirculation cyclonique autour des isothermes appelée "Dôme de Guinée" (DG) (Steele et al., 2010; Stramma et al., 2005). Le DG est décrit comme un écoulement permanent, proche de la surface, et quasi stationnaire entre le NEC au nord et le NECC au sud.

Ces différentes branches de circulation dominant la circulation au large des côtes et cachent une dynamique interne peu documentée. Au niveau côtier par contre, il existe des processus bien connus des systèmes d'upwelling de bord Est (connus pour leur forte biomasse phytoplanctonique et leur richesse biologique) : l'upwelling y est gouverné par le vent côtier qui entraîne un déplacement côte–large des eaux de surface, compensé au niveau côtier par une remontée des eaux de subsurface (Faye et al., 2015; Ndoye et al., 2014). Les auteurs suggèrent que la courbure du vent au sud du Cap Blanc est responsable dans cette région du pompage d'Ekman entre le continent et les îles du Cap-Vert (Mittelstaedt, 1991). Lorsque le processus d'upwelling se met en place, des eaux aux pro-

priétés hydrologiques et biogéochimiques différentes sont remontées vers les couches de surface. Une partie de ces eaux est entraînée vers le large (Aristegui et al., 2004) et forme des filaments détectables à travers la température de surface de la mer (SST) (Demarcq, 2000). Ces filaments sont fréquents en hiver et au printemps dans cette région.

1.2.1.2 Saisonnalité et conséquences sur cette circulation

L'hydrologie de ce domaine est fortement affectée par les vents de surface qui sont gouvernés à distance par le déplacement méridional de l'anticyclone des Açores (au nord) et de Sainte-Hélène (au sud) et de façon plus directe par la ZCIT (Zone de Convergence Inter-Tropicale). La force du vent dans la région varie en fonction des saisons et entraîne une saisonnalité des principaux écoulements de surface (Stramma and Schott, 1999).

En hiver et au printemps, la ZCIT se retire vers le sud, favorisant une poussée des alizés qui arrivent parallèlement à la côte. Pendant cette période, le CC s'éloigne des côtes africaines (Steele et al., 2010), et le NECC est plus au sud (Stramma et al., 2005; Stramma and Schott, 1999; Mittelstaedt, 1991). Au niveau côtier, l'upwelling s'intensifie avec cette poussée des alizés, et gagne la quasi-totalité des régions côtières. Le transport d'Ekman devient plus important et les eaux d'upwelling sont poussées à des centaines de kilomètre au large. Ces eaux sont détectables à travers leurs propriétés assez différentes des eaux oligotrophes du large. Même si cette poussée des alizés va dans le sens inverse du WABC, des auteurs suggèrent une intensification de ce courant au printemps (alors qu'il est faible en hiver), liée à l'effet des vents locaux et du nord du golfe de Guinée, qui s'additionnent à la dynamique des ondes piégées à la côte et des ondes de Rossby (Kounta et al., 2018).

En été, la ZCIT remonte et repousse les alizées vers le nord du domaine. Le transport d'Ekman baisse en intensité (Carr and Kearns, 2003) et le processus d'upwelling s'interrompt dans toute la partie sud, et sur toute la côte sénégalaise. Cependant l'upwelling persiste au nord du domaine, où l'effet des vents de mousson devient moins important (Faye et al., 2015; Demarcq, 2000). Durant les périodes estivales, la circulation horizontale des eaux du large connaît également un cycle saisonnier. Le NECC s'intensifie et connaît sa position la plus au nord (Stramma and Schott, 1999; Stramma et al., 2005; Mittelstaedt, 1991).

1.2.1.3 Réponse du phytoplancton

Si la circulation régionale de l'Atlantique subtropical Est est plutôt bien appréhendée, la réponse du phytoplancton associée n'a que peu été abordée. Les études de la distribution de la Chla sont généralement très locales, et ne permettent pas d'avoir une vue d'ensemble de toute la partie sud du système des Canaries. Avec l'avènement de la télédétection de la couleur de l'eau, nous avons aujourd'hui la possibilité d'étudier la dynamique du phytoplancton de surface de cette région océanique. Carr and Kearns (2003) ont ex-

exploité diverses données qui ont permis de définir un schéma de la réponse biologique à la variabilité des conditions environnementales. Les maxima de biomasse sont observés d'octobre à juin avec une extension vers le large plus marquée au printemps. En été, la biomasse baisse, et les maxima ne sont plus localisés que dans la bande côtière. Cette variabilité décrite par Carr and Kearns (2003) est basée sur les trois premières années du capteur SeaWiFS (1998-2000) et a été ensuite confirmées par les résultats de Lathuilière et al. (2008). Ces auteurs montrent une distribution moyenne de Chla très contrastée entre la côte et le large, avec toujours le maximum au niveau côtier qui s'étend plus ou moins au large en fonction des saisons. L'extension vers le large des maxima de biomasse varie en fonction de la latitude et est plus importante au nord du domaine ; ce qui est également confirmé dans les simulations de Auger et al. (2016). Ces maxima côtiers sont associés à une SST plus faible. Ceci suggère l'effet de l'upwelling qui apporte aussi bien les nutriments que l'eau froide.

La distribution moyenne de la Chla donnée dans Lathuilière et al. (2008) est associée à une variabilité saisonnière en accord avec Carr and Kearns (2003) à laquelle les auteurs ajoutent une variabilité intrasaisonnière. La variabilité saisonnière n'est marquée qu'au sud de 20°N. Les tendances sont associées aux fluctuations des vents, mais aussi à l'advection des eaux chaudes d'origine équatoriale qui suivent les branches côtières et sud du NECC. En hiver et au printemps (décembre à mai), la distribution spatio-temporelle de la Chla répond au transport cross-shore d'Ekman et à l'indice d'upwelling basé sur la SST. La faible variabilité saisonnière au nord est associée à un upwelling continu qui enrichit les eaux de surface de façon permanente. À l'inverse, les faibles valeurs d'été au sud du domaine sont associées à l'interruption de l'upwelling qui dure tout l'été.

La variabilité intrasaisonnière concerne principalement les zones autour de l'isobathe 200 m au niveau du talus continental. Ces fluctuations sont associées au vent côtier qui connaît des phases de relaxation mais d'autres processus peuvent également être impliqués. De septembre à janvier, la contrainte du vent le long du littoral permet le déclenchement de l'upwelling. La Chla passe à des valeurs de plus de 2 mg.m⁻³. Entre novembre et janvier, les pics de Chla sont correspondent aux pics de stress du vent, avec un décalage temporel de 1 à 5 jours selon Lathuilière et al. (2008). À l'inverse, entre février et mai, les variations de Chla ne semblent plus liées à celles de la contrainte du vent. Les relaxations du vent en mars 2003 par exemple n'ont pas empêché la Chla de continuer à augmenter. Ce qui veut dire que le vent à lui seul ne suffit pas à expliquer les variations intrasaisonnières même s'il reste le moteur principal qui conditionne le cycle saisonnier. Entre la fin du printemps et l'été, la rareté des données satellites résultant de la forte couverture nuageuse associée à la saison de mousson ne permet pas une analyse objective de cette période.

Il faut indiquer que la variabilité intrasaisonnière décrite ci-dessus, limitée en espace, ne concerne que l'année 2003, et ne prend pas en compte d'autres facteurs locaux, phy-

siques et biologiques impactant le développement algal. Les conséquences de la variabilité basse fréquence, associée à l'oscillation Nord-Atlantique (NAO), à l'oscillation sud El Niño (ENSO) ou encore à l'oscillation Atlantique multidecennale (AMO), sur le compartiment phytoplancton de surface n'ont pas fait l'objet d'études spécifiques à ce jour à notre connaissance. La distribution spatio-temporelle connaît à ce jour beaucoup de zones d'ombre et nécessite de poursuivre les études.

1.2.2 L'upwelling sénégalais

Le plateau sénégalais (PS) est limité à l'est par la côte sénégalaise qui va du Cap Roxo ($\sim 12^\circ$ N) jusqu'au nord de Saint-Louis ($\sim 16^\circ$ N). Il est limité au large par l'isobathe 100 m qui marque la rupture de pente au sud de Dakar. Cette partie sud système d'upwelling des Canaries présente des caractéristiques particulières en termes de forme du littoral et de topographie de fond (Roy, 1989; Teisson, 1983; Rebert, 1982). La rupture de pente qui est à une dizaine de km au large de Saint-Louis se rapproche de la côte (Rebert, 1982) en allant vers la presqu'île du Cap-Vert (Dakar, $14^\circ 45'$ N) qui abrite le point le plus à l'ouest du continent africain. Dans cette partie nord de Dakar, le plateau est étroit, et la côte est orientée nord-est (Teisson, 1983; Rebert, 1982). Au sud de Dakar, l'isobathe 100 m s'éloigne très rapidement de la terre, pour se retrouver à plus de 40 miles au large sur toute la partie sud jusqu'au Cap Roxo. La côte est principalement orientée nord-ouest de Dakar jusqu'en Gambie, puis nord-sud jusqu'au Cap sud (Teisson, 1983). A cette forme s'ajoute une dynamique d'upwelling assez particulière. La réponse du phytoplancton à ces conditions reste très partiellement connue malgré l'importance du lien économique et culturelle de la population du Sénégal avec son environnement marin. Ce défaut de connaissance pose d'autant plus de problème que cette région n'est pas épargnée par l'ensemble des perturbations anthropiques dont l'anticipation des conséquences doit reposer sur de meilleures connaissances du fonctionnement de l'écosystème.

1.2.2.1 Dynamique du plateau et saisonnalité

Malgré une température relativement élevée dans cette région, des signatures d'eau plus froide sont visibles le long du PS à travers les images SST (Demarcq, 2000). Ces signatures sont la conséquence d'un upwelling qui garde la caractéristique générale des régions EBUS (Écosystèmes d'Upwelling de Bord est) au sens d'Ekman (vent parallèle à la côte qui favorise un transport côte-large et des remontées d'eaux de sub-surface de température plus faible que les eaux de surface). L'upwelling sénégalais est saisonnier et commence vers novembre pour s'arrêter vers mai-juin. Son intensité varie en fonction de l'orientation du vent par rapport à la côte. En période de vents forts, les alizés sont généralement de secteur nord-est et l'upwelling est comparable au nord et au sud de la presqu'île du Cap-Vert. En période de vents faibles, ces derniers sont généralement de

secteur nord-ouest et la côte sud devient plus favorable aux remontées d'eau (Roy, 1989).

Les analyses effectuées sur les images satellites de SST montrent une langue d'eau froide qui pousse du nord au sud avec une extension latitudinale qui connaît une forte variabilité saisonnière et interannuelle (Demarcq, 2000). Les eaux froides d'upwelling se retrouvent près de la côte au nord de Dakar, et s'en décollent sur le plateau sud. Dakar constitue une barrière hydrologique qui sépare la dynamique du plateau entre le nord et le sud. Le plateau nord répond à un transport cross-shore similaire à la plupart des régions d'upwelling alors que le plateau sud est associé à une structure totalement différente, caractérisée par une langue d'eau froide s'écoulant vers le sud dans la partie centrale du plateau. Les analyses d'images de SST permettent de localiser cette langue et de suivre son évolution saisonnière (Ndoye et al., 2014). Le cœur de l'upwelling du plateau sud (SSUC) connaît une variation mensuelle bien marquée au sud de 14° N (Figure 1.6). Le SSUC est proche de la côte en début d'upwelling et s'écarte vers le milieu du plateau en période de vent fort (février-mars) avant de revenir vers la côte en avril-mai (Ndoye et al., 2014). Des simulations numériques ont permis de localiser le cœur de ces remontées au niveau de la baie de Hann, et un écoulement horizontal qui suit la langue du SSUC (Ndoye et al., 2018). Cet écoulement fait une branche vers le large au niveau de 14° N, et des incursions vers les eaux peu profondes le long de la côte. Ces incursions côtières emprisonnent les masses d'eau entre la bande inner shelf (milieu du plateau) et le littoral. Ces eaux enrichies en nutriments se retrouvent retenues dans des petits fonds localisés entre le centre de l'upwelling et le littoral et leur réchauffement est observé à partir des images de SST satellites (Ndoye et al., 2017; Demarcq, 2000). Dans la partie nord du PS, les eaux d'upwelling sont rapidement exportées vers le large.

Les mécanismes qui induisent la variabilité hydrodynamique du PS ont été revisités à partir des observations *in situ* réalisées ces dernières années durant la saison d'upwelling (Capet et al., 2017). Ces mesures *in situ* témoignent de la présence d'ondes solitaires de grandes amplitudes et de train d'ondes de marée interne. Ces sources de mélange impactent la structure verticale de la température et de la salinité. La variabilité de ces propriétés thermohalines s'ajoute à l'effet du vent et impose une structure du plateau sud qui ne peut pas être expliquée par les schémas habituels idéalisés de circulation d'Ekman bi-dimensionnelle (Capet et al., 2017). Un concept de schéma 3D est alors évoqué (Capet et al., 2017) puis appuyé dans les travaux de Ndoye et al. (2018).

La dynamique du PS est également sous l'influence du WABC. Ce courant circule vers le nord en bordure du PS et fait des incursions sur le plateau à différentes latitudes. En été par contre, la dynamique induite par l'upwelling est supprimée, du fait du changement d'orientation du vent qui n'est plus favorable au transport d'Ekman (Roy, 1989). Il faut noter que l'été au Sénégal correspond à la remontée de la ZCIT à laquelle sont associés principalement des vents faibles d'ouest mais aussi de secteur sud. La ZCIT connaît sa position la plus au nord autour de Dakar au mois d'août.

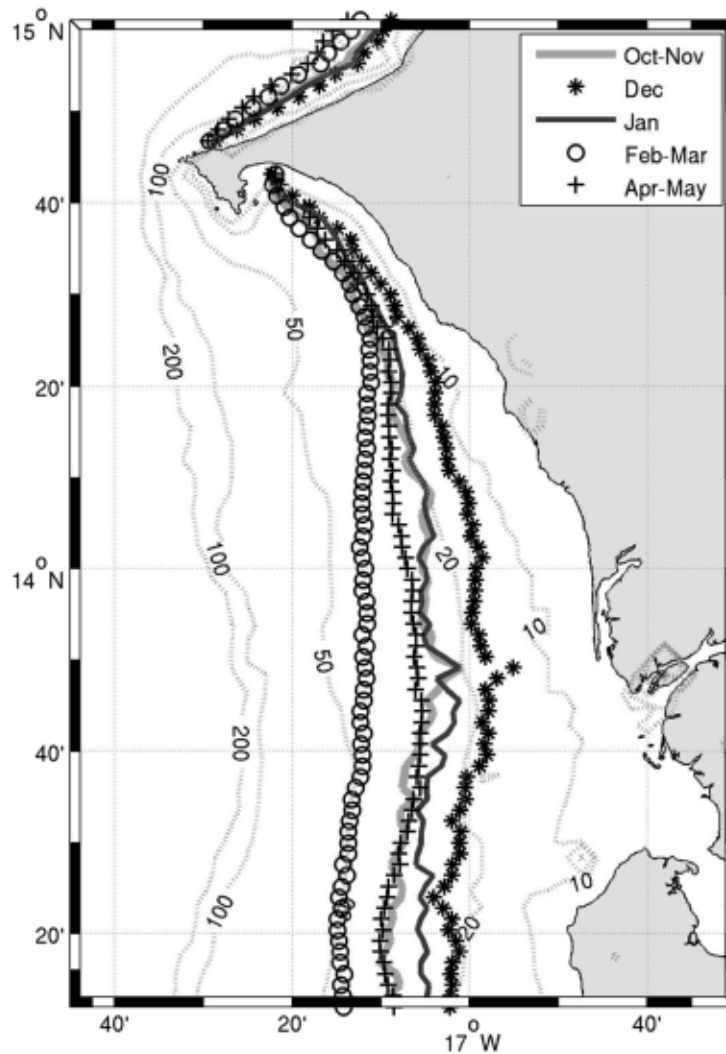


FIGURE 1.6 – Position moyenne mensuelle/bimensuelle des minima zonaux de SST en fonction de la latitude selon Ndoye et al. (2014). Les mois consécutifs avec des minima de SST trop proches pour être distingués sont présentés comme un seul (février-mars et avril-mai). La bathymétrie est également représentée par des lignes pointillées (isobathes 10, 20, 50, 100 et 200 m)

1.2.2.2 Réponse du phytoplancton

La compréhension des structures physiques permet de schématiser les structures biologiques. Gouverné par le vent, l'upwelling du PS est le moteur principal de la production biologique. Les vents favorables entraînent des remontées d'eau et une réponse biologique qui varie selon que l'on soit en début ou au cœur de la saison. La réponse biologique est plus longue en début de saison à cause de la stratification (Teisson, 1983). Une fois que la plume d'upwelling se met en place, elle s'intensifie avec les vents et génère une forte biomasse de phytoplancton. La localisation côtière au nord et au milieu du plateau sud des zones de remontée explique ce qui est le mieux connu dans cette région en termes de structure biologique (forte production côtière, et extension vers le large). Cependant,

les intensités de ces productions côtières ne sont toujours pas bien élucidées au sein de ce plateau. La plupart des mesures connues avant l'avènement des mesures spatiales sont très limitées en espace et en temps, à l'image du reste du système. Nous pouvons décrire ici certains travaux pour fixer les idées.

Les premières mesures de la saisonnalité de phytoplancton dans cette région remontent aux années 60, mais les travaux d'évaluation et de quantification du phytoplancton sont devenus plus fréquents vers les années 80s (Rebert, 1982). Les fortes concentrations comprises entre 5 et 20 mg.m⁻³ sont observées, et une variabilité spatio-temporelle est notée (Deme-Gningue et al., 1990).

Les travaux de Touré (1983) ont permis d'étudier le cycle annuel de la distribution de phytoplancton à partir d'un cycle annuel de données collectées dans la baie de Gorée. L'auteur met en évidence le rôle que joue la thermocline et la nitracline sur la distribution verticale du phytoplancton et sur le maximum de Chla. Il trouve qu'en saison chaude, le maximum se situe au sommet de la nitracline dans les fonds de ~50m. Des concentrations importantes le long de la côte sont également rencontrées à cette saison et sont expliquées par une pollution anthropique. En saison chaude, loin de la côte, les eaux de surface présentent des profils caractéristiques de régions oligotrophes, c'est-à-dire de faibles concentrations de Chla de surface et des maxima de subsurface (1 à 4 mg.m⁻³ selon le mois). En saison froide, l'auteur décrit une augmentation de la productivité phytoplanctonique due aux vents qui engendrent des remontées d'eau. Il explique les maxima de biomasse observés au milieu de la baie par l'effet de l'upwelling. Les maxima de biomasse algale sont mesurés au mois de mars avec des valeurs qui peuvent dépasser 15 mg.m⁻³.

Les campagnes réalisées en 1986 et 1987 dans le cadre du programme CIRSEN (Cury and Roy, 1991) ont permis d'observer la variabilité spatiale et saisonnière de la distribution de Chla sur le PS et au-delà de la limite du plateau. En saison chaude, trois foyers d'enrichissement sont localisés près de la côte au nord de Dakar, sur la petite côte (au sud de Dakar) et autour de l'embouchure du fleuve casamance. Ces foyers sont la conséquence d'un apport de nutriments terrigènes drainés par les eaux de pluie ou induits par la pollution. En saison froide, les apports terrigènes sont limités, mais l'enrichissement s'étend du nord au sud du PS.

Les efforts actuels en termes de modélisation et d'observation à l'échelle régionale ont permis d'avoir une idée de la structure biologique de ce plateau mais les modèles ne permettent toujours pas de bien représenter la circulation dynamique et la réponse planctonique associée et les observations satellitaires butent sur la complexité de la traversée du signal de couleur de l'eau à travers l'atmosphère. Des stations fixes comme Melax (14°20,8'N 17°13,68'W déployé en 2015), des campagnes mensuelles (réaliser fréquemment depuis 2018) et la FerryBox en cours de déploiement sur la liaison maritime Dakar-Ziguinchor représentent des alternatives très prometteuses qui devraient aider à

la calibration et la validation des algorithmes de détection du phytoplancton et sa diversité depuis l'espace. Les données satellites sont exploitées pour connaître la structure de surface, mais la complexité atmosphérique rend difficile cette tâche. L'exploitation de la donnée satellitaire pour l'étude de la biodiversité du phytoplancton a commencé sur cette région avec les travaux de Farikou et al. (2015) qui met à jour le schéma global observé dans Alvain et al. (2005). L'auteur évoque un changement de communauté de phytoplancton sur la base d'un critère de taille. La dominance des nanoeukaryotes en saison pluvieuse semble remplacée par les diatomées en saison d'upwelling.

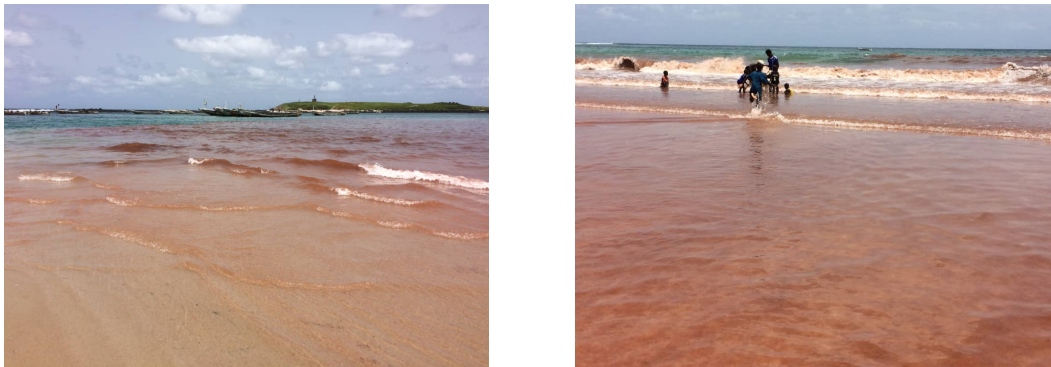


FIGURE 1.7 – Bloom de diatomée photographié par Machu, E. le 16/08/2017 plage de Yoff, Dakar Sénégal

1.3 Objectifs et plan du manuscrit

Les observations passées et en cours restent limitées en espace et en temps. Les mesures *in situ* réalisées jusqu'ici sont généralement localisées sur le plateau sud-sénégalais. Dans cette partie du plateau, rares sont des échantillonnages qui s'étendent sur plus d'une année. Une telle couverture ne permet pas d'avoir une saisonnalité bien définie et n'offre pas la possibilité d'étudier la variabilité interannuelle.

Les observations quasi journalières du phytoplancton sont offertes par plusieurs agences spatiales qui mettent à disposition des produits de couleur de l'eau qui permettent d'avoir, chaque jour, la Chla de surface de toutes les régions du monde. Les quelques analyses effectuées jusqu'ici sur le PS considèrent 3 à 5 années de données au maximum. Aussi, la variabilité interannuelle du phytoplancton n'a jusqu'à présent pas fait l'objet d'études spécifiques. La variabilité intrasaisonnière étudiée jusqu'ici repose sur un jeu de données couvrant 5 années et porte principalement sur les eaux proches de la rupture de pente. Il faut ajouter que la limite associée à l'observation depuis l'espace du phytoplancton est la présence d'une atmosphère complexe chargée d'aérosols absorbants et de nuages. L'une des particularités de notre domaine est la quasi-permanence de la présence de poussières mises en suspension au-dessus de l'océan depuis les zones désertiques de l'Afrique du nord (Senghor et al., 2017). La poussière ajoute une contrainte qui n'est pas prise en compte

dans les algorithmes standard de restitution des variables. Les cas d'épaisseur optique élevée conduisent à masquer un grand nombre de données, et se traduit dans notre domaine par une couverture spatiale relativement faible, surtout au printemps et en été.

Cette thèse se donne comme principal objectif d'évaluer le phytoplancton sur une série de mesures continues, de longue durée, et qui prend en compte une couverture optimale. L'accent sera mis sur les processus atmosphériques qui minent la télédétection de couleur de l'eau afin de corriger le signal satellite des imperfections liées au cas particulier de la présence de poussière dans notre domaine. Le signal dérivé devra ainsi nous permettre de contribuer à la compréhension :

- 1- de la distribution spatiale et temporelle moyenne du phytoplancton à travers une estimation de la Chla ;
- 2- de la variabilité saisonnière, intrasaisonnière et interannuelle du phytoplancton dans ce domaine ;
- 3- de la diversité des groupes dominants sur la base de leurs réponses spectrales.
- 4- In fine, cette thèse devra permettre de mettre à la disposition de la communauté scientifique, une longue série de données de couleur de l'eau spécifique à notre région

Ce travail s'articule autour de 3 chapitres qui accompagnent ce chapitre 1 introductif dans lequel nous définissons le phytoplancton, son impact sociétal, son état de connaissance, et sa réponse à la dynamique. Un focus spécifique est fait sur le PS.

Dans le chapitre 2, il est question de présenter différents aspects de la télédétection de la couleur de l'eau. Ce chapitre commence par l'historique des capteurs de couleurs de l'eau puis détaille le principe des algorithmes standards.

Les chapitres 3 et 4 seront consacrés à la valorisation des objectifs de recherche. Le chapitre 3 traite du phytoplancton de façon générale, c'est-à-dire sa distribution et sa variabilité. Il présente en premier l'approche de correction en présence de poussière. Nous parlerons en détail de l'algorithme de correction atmosphérique spécifique au cas des poussières du Sahara. Un article est consacré à cette partie pour indiquer les points forts de l'algorithme spécifique par rapport à l'algorithme standard actuel du OBPG (*Ocean Biology Processing Group*). Le chapitre 4 est consacré à la caractérisation des groupes de phytoplancton selon une méthode inspirée de Alvain et al. (2005). Ce chapitre s'appuie sur les résultats du chapitre 3 pour développer une méthode spectrale de cartographie de la distribution des groupes dominants de phytoplancton à partir d'images journalières.

La fin de ce manuscrit sera consacrée à la conclusion des principaux résultats, à dégager les points forts, les zones d'ombre de ce travail, ainsi qu'à présenter les perspectives de cette étude, qui sont également mes perspectives de recherches.

TÉLÉDÉTECTION DE LA COULEUR DE L'EAU

2.1 Introduction

La télédétection consiste à mesurer une grandeur depuis un instrument placé à distance de la cible. La télédétection peut être active ou passive. La télédétection de la couleur de l'eau est passive car basée sur la mesure du signal provenant de la mer après éclairage par le soleil qui envoie de l'énergie dans toutes les longueurs d'onde du spectre électromagnétique. Un capteur mesure la lumière réémise par les réflecteurs à différentes longueurs d'onde. Les capteurs dont nous parlons ici sont des radiomètres embarqués à bord de satellites en orbite au-dessus de l'atmosphère. Les réflecteurs sont l'ensemble des composantes du système océan-atmosphère qui ont une action optique sur le signal (nuages, aérosols, gaz, eau de mer et ses composantes, ...). Le signal ayant interagi avec les réflecteurs est renvoyé au sommet de l'atmosphère jusqu'au capteur, mesuré et stocké sous forme de luminance. Ce signal est ensuite exploité pour étudier différentes variables des écosystèmes marins de surface : biomasse de phytoplancton par le biais de la concentration en chlorophylle-a (Chla) des eaux de surface (O'Reilly et al., 2000; Hu et al., 2012; O'Reilly and Werdell, 2019), détermination des groupes fonctionnels de phytoplancton (FPT, pour Plankton Functional Types)(Nair et al., 2008; IOCCG, 2014), des algues nuisibles (Carvalho et al., 2010; Shen et al., 2012; IOCCG, 2021), des propriétés optiques inhérentes de l'eau de mer (IOP) (Bricaud et al., 1998; IOCCG, 2006; Werdell et al., 2013) et de la matière organique colorée (CDOM, pour Colored dissolved organic matter) (Vantrepotte et al., 2015; Lewis and Arrigo, 2020). La couleur de l'eau peut également être utilisée dans le cadre de la surveillance de la qualité de l'eau et de la gestion des pêches (IOCCG, 2009) ou dans l'étude du cycle du carbone et les changements écosystémiques en lien avec le changement climatique (Behrenfeld and Falkowski, 1997; Gómez-Letona et al., 2017; Xiao et al., 2019), etc. La télédétection se place alors comme une science très utile pour comprendre les écosystèmes et leur évolution.

La luminance utile pour ces applications est la partie du signal ayant interagi avec l'eau. Cette partie de l'information n'est pas toujours facile à obtenir à cause de la complexité, d'abord de l'atmosphère qui représente une couche intermédiaire entre l'océan

et le capteur, ensuite des propriétés optiques de l'eau de mer elle-même. Le premier défi est de déterminer la fraction de la lumière incidente n'ayant pas pénétré l'eau. Cette étape, appelée "correction atmosphérique", s'appuie sur les théories de transfert radiatif, et nécessite l'élaboration d'hypothèses simplificatrices. Les recherches actuelles ont proposé des algorithmes qui permettent de quantifier l'information recherchée. Ces algorithmes sont régulièrement améliorés en fonction de l'avènement des capteurs de seconde génération nés à la fin du *XX^{ième}* siècle. C'est dans ce cadre que les experts composés de représentants des différentes agences spatiales ainsi que de communautés d'utilisateurs de la couleur de l'eau se regroupent au sein de l'International Ocean-Colour Coordinating Group (IOCCG), créé en 1996 sous les auspices de la Commission océanographique intergouvernementale de l'UNESCO, pour présenter des rapports bien utiles pour la communauté océanographique. IOCCG compte à ce jour une vingtaine de rapports, dont le dernier (IOCCG, 2021) traite de l'application de la télédétection à la détection des blooms d'algues toxiques. Ces rapports sont tous disponibles sur le site <https://ioccg.org/what-we-do/ioccg-publications/ioccg-reports/>.

A l'image du IOCCG, la NASA a fusionné en 2004 les groupes de traitement SeaWiFS et SIMBIOS sous le nom de OBPG (pour *Ocean Biology Processing Group*). L'objectif de OBPG était d'intégrer le traitement et la validation des produits MODIS dans le cadre de SeaWiFS, pour améliorer la cohérence des deux produits de couleur de l'eau et réduire le coût (Franz et al., 2005). Depuis lors, OBPG assure l'étalonnage et distribue les produits de couleur de l'eau de divers capteurs sur <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>.

Ce chapitre présente un bref historique de cette science à travers les différents capteurs et plateformes mis en orbite et les algorithmes développés. Les processus d'interaction entre le signal et les constituants seront abordés ainsi que la correction des effets atmosphériques qui permet d'obtenir le signal marin et de quantifier les variables géophysiques.

2.2 Historique des capteurs de couleur de l'eau

2.2.1 Premier capteur de couleur de l'eau

L'idée de mesurer la couleur de l'eau est née d'une expérience à bord d'un avion qui a permis de tester la mesure du rayonnement solaire au-dessus de la mer et de constater un lien entre les spectres rétrodiffusés et les mesures de Chla à bord d'un bateau (Clarke et al., 1970). À la suite de cette expérience, la NASA (National Aeronautics and Space Administration) a lancé le satellite Nimbus 7 à bord duquel se trouvait le premier capteur dédié à la couleur de l'eau, le CZCS (pour *Coastal Zone Color Scanner*), en 1978. Le satellite était sur une orbite héliosynchrone, avec une inclinaison de 104,9 degrés à 955 km d'altitude. Le capteur CZCS était un radiomètre à balayage multicanal fournissant des données de couleur de l'eau avec une résolution de 850 m au nadir (Hovis, 1978). Ces

données sont collectées sur une bande de $\pm 40^\circ$ du nadir et ce capteur a permis d’acquérir 8 années de données de couleur de l’eau de tous les océans du monde (réflectance, Chla, et coefficient d’atténuation diffuse pour cette première expérimentation), avec une périodicité quasi journalière. Cette expérience avec CZCS a permis d’avoir une représentation entièrement nouvelle de la Chla de tous les océans depuis les années 80s (Antoine et al., 2005).

2.2.2 L’ère de la nouvelle génération

Le capteur CZCS (Hovis et al., 1980) avait permis de cartographier la distribution et la variabilité de la Chla de surface de la majeure partie des océans, et a fourni des informations utiles pour la biologie marine. Les défis relevés ont permis aujourd’hui le lancement de nouveaux capteurs qui assurent la continuité des mesures et l’élargissement des domaines d’application de la télédétection de la couleur de l’eau (Figure 2.1). Ces capteurs sont caractérisés par de meilleures résolutions spectrales et une amélioration de la sensibilité, ce qui était cité comme une limite de CZCS (Clark, 1997). Par exemple, l’augmentation du nombre de bandes a permis, à l’aide des bandes UV (Ultra-Violet), de déterminer les propriétés optiques inhérentes de l’eau de mer (absorption et diffusion) (Werdell et al., 2013); et à l’aide des bandes du PIR (Proche Infra-Rouge), d’améliorer la correction atmosphérique (Gordon and Wang, 1994).

L’information issue de ces capteurs de seconde génération est gérée par plusieurs organismes (Tableau 2.1) qui ont assuré la diffusion des données de couleur de l’eau disponible en continu depuis 1997. Les données à plusieurs niveaux de traitement sont fournies, de même que certains logiciels dédiés au traitement et/ou à la visualisation de la donnée : SeaDAS (SeaWiFS Data Analysis System, NASA), SNAP (Sentinel Application Platform, ESA), Bilko (UNESCO). D’autres sites existent également pour permettre de visualiser la donnée et les rapports techniques associés : Worldview (<https://worldview.earthdataNASA>), Ocean Colour Viewer (<https://www.star.nesdis.noaa.gov/sod/mecb/color/>), OceanColor-CCI (<https://www.oceancolour.org/>), et plus récemment Ocean Virtual Lab (<https://ovl.oceandatalab.com/>).

TABLE 2.1 – Différents sites de données de couleur de l’eau. Ce tableau est adapté de Hickman et al. (2020)

Agence	Distribution de données	Site
NASA	Ocean Color Web	https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/
	Ocean Productivity	https://www.science.oregonstate.edu/ocean.productivity/
NOAA	CoastWatch	https://coastwatch.noaa.gov/
EUMETSAT et ESA	Copernicus Online Data Access (CODA)	https://codata.eumetsat.int
	SciHub	https://scihub.copernicus.eu/
Commission Européenne	Copernicus Marine Environmental Monitoring Service	http://marine.copernicus.eu/
ESA et PML	Ocean Colour–Climate Change Initiative (OC-CCI)	https://www.oceancolour.org/
ACRI-ST	GlobColour	http://globcolour.info/

Le premier capteur de référence de cette nouvelle génération fut SeaWiFS (*Sea-viewing*

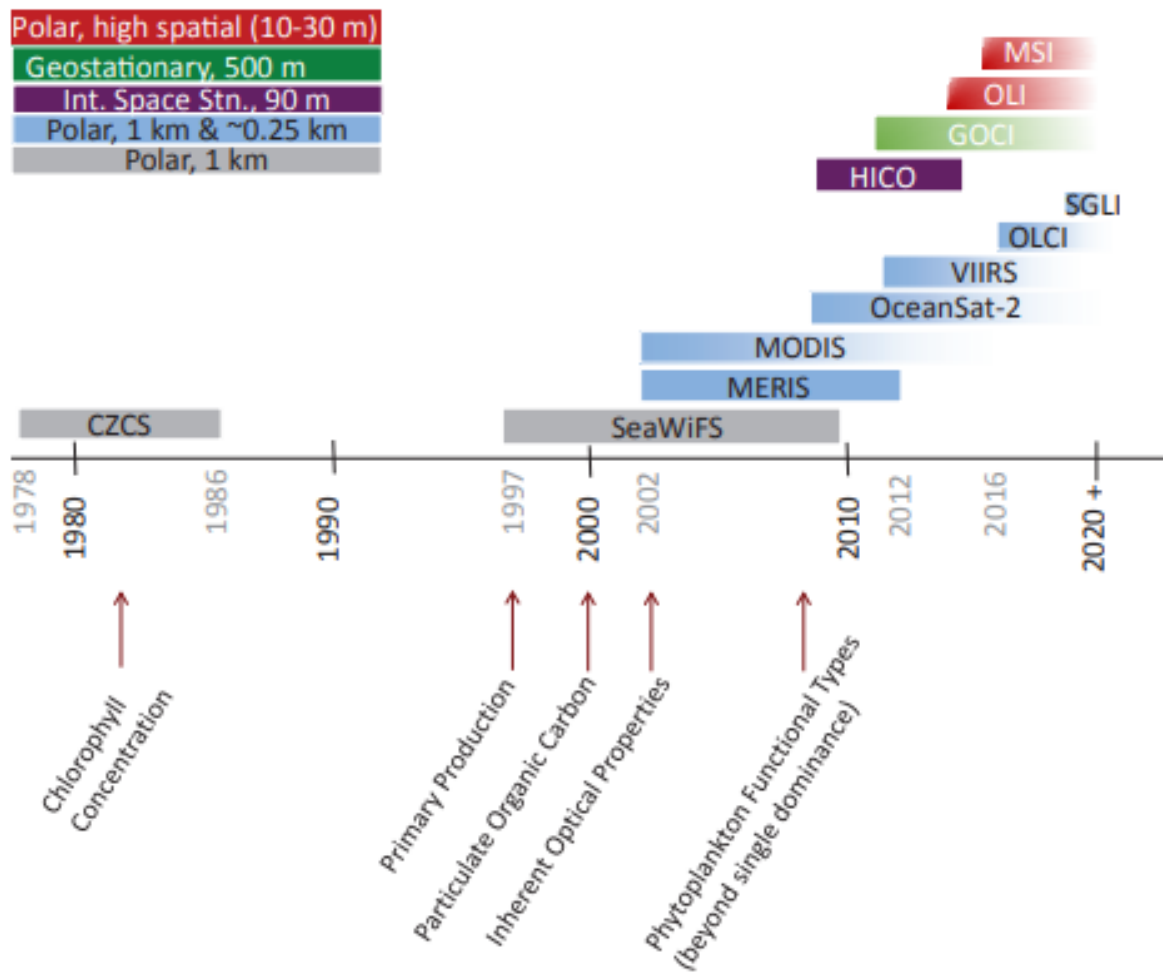


FIGURE 2.1 – Historique des capteurs de couleur de l’eau et applications associées. Cette liste n’est pas exhaustive. Une bande de couleur qui se dégrade vers la droite signifie que le capteur est en cours d’opération. A noter que OLI et MSI sont des instruments développés pour les observations terrestres qui ont fait leurs preuves dans certaines applications côtières. Cette image est tirée de Hickman et al. (2020))

Wide Field-of-View Sensor), pour avoir donné la première longue série de données : 1997 à 2010. Ce capteur embarqué sur OrbView-2 (encore appelé SeaStar) était placé sur une orbite héliosynchrone à 705 km et a offert des mesures journalières en couverture globale (GAC, à 4,5 km de résolution) et locale (LAC, à 1,1 km de résolution) (OBPG and resources, 2021; Firestone, 2000). SeaWiFS présente de nombreux avantages qu’on ne retrouve pas nécessairement dans certains capteurs de nouvelle génération. Ce capteur, qui n’est dédié qu’aux applications marines, est doté d’un mécanisme d’inclinaison lui permettant de choisir un angle de visée évitant au mieux l’effet de la réflexion spéculaire (glitter) (Mobley et al., 2016; Barnes et al., 1994). Cette inclinaison du champ de vue, limitée à +/-20° du nadir, garantit les mêmes caractéristiques d’étalonnage, de polarisation et de balayage angulaire pour toutes les positions (OBPG and resources, 2021). SeaWiFS a été conçu avec un brouilleur de polarisation qui lui permet de minimiser la sensibilité

à la lumière polarisée, et donc de réduire les erreurs liées à la polarisation, qui peuvent atteindre 3% de la luminance à 412 nm pour certains capteurs (Franz et al., 2005). De plus, SeaWiFS, avant son lancement, a bénéficié d'un test concluant sur les effets de la lumière parasite (provenant des sources adjacentes à la direction de la visée) qui a permis de développer un algorithme réduisant considérablement ces effets. Il est à noter que SeaWiFS avait été précédé par OCTS (pour *Ocean Color and Temperature Scanner*) lancé en 1996 par l'agence japonaise NASDA.

Aussi, l'Agence Spatiale Européenne (ESA) a embarqué le capteur MERIS (*Medium Resolution Imaging Spectrometer*) sur la plateforme ENVISAT en 2002. Ce capteur avait pour but d'améliorer les résolutions spectrale et spatiale. Avec ses 15 canaux dans le visible et le PIR, MERIS offrait un canal à 705 nm permettant d'identifier les aérosols, et un autre à 510 nm pouvant être utilisé pour détecter les aérosols absorbants (Antoine and Morel, 1999). MERIS est conçu de sorte à n'acquérir des données de couleur de l'eau que lorsque les conditions de luminosité sont favorables. Les données issues de ce capteur ont pu être récupérées et mises en ligne par la NASA selon le protocole de traitement appliqué aux données MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*), SeaWiFS et CZCS. MERIS a fourni 10 ans de données de couleur de l'eau et sa mission fut achevée en avril 2012.

Pendant l'ère SeaWiFS, la NASA a lancé les capteurs MODIS. MODIS est associé à deux capteurs de la NASA, lancés en 2000 sur "Terra" et en 2002 sur "Aqua" (Esaias et al., 1998). Le MODIS-Terra, malheureusement, a souffert de plusieurs anomalies documentées dans (Erives et al., 2004) qui font que le traitement de ses données n'a pas pu atteindre le niveau de précision satisfaisant (Franz et al., 2005). Aujourd'hui, pour la plupart des études en couleur de l'eau, le terme MODIS renvoie à MODIS-Aqua, que nous dénoterons par MODIS tout simplement dans ce qui suit. Ce capteur compte au total 36 bandes de longueur d'onde (contre 8 pour SeaWiFS), même s'il faut noter que les bandes dédiées à la couleur de l'eau sont presque similaires à SeaWiFS (voir chapitre 3). Les autres bandes de MODIS sont dédiées aux mesures terrestres et atmosphériques, ce qui n'était pas le cas de SeaWiFS. L'un des avantages de ce capteur est qu'il possède une bande dédiée à la mesure de la fluorescence de la chlorophylle-a (autour de 683 nm), qui peut apporter des informations supplémentaires pour évaluer la production primaire (Acker et al., 2014). De plus, dans le même esprit que pour OCTS, MODIS présente l'avantage d'acquérir des données de température de surface de la mer (SST) au même moment que les données de couleur de l'océan. Cet avantage peut être exploité pour mettre en lien les réponses de la biologie aux forçages physiques. Par ailleurs, MODIS n'est pas doté de la capacité d'inclinaison de SeaWiFS et est sensible aux effets de polarisation de la lumière. Ces effets peuvent entacher la mesure au sommet de l'atmosphère (TOA pour "Top of the Atmosphere") et compromettre la précision souhaitée d'une erreur de mesure inférieure à 0,5% de la luminance totale (Mobley et al., 2016).

D'autres capteurs sont également en orbite pour assurer la continuité. Le capteur VIIRS (pour *Visible and Infrared Imager/Radiometer Suite*) embarqué sur deux plateformes du Joint Polar Satellite System (JPSS) est né d'une collaboration entre la NASA et la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) pour servir de remplacement éventuel à MODIS qui en est à sa 20e année d'acquisition de données. VIIRS dispose de 22 bandes spectrales qui peuvent servir dans de multiples études dont la couleur de l'eau. Plus récemment, la coopération entre l'ESA et la Commission Européenne dans le programme Copernicus a permis de lancer en 2016 le satellite Sentinel-3, dédié à la surveillance de la Terre et des océans et doté de deux capteurs OLCI (pour la couleur de l'eau) et SLSTR (pour la température de surface de la mer). Ce programme est la réponse européenne aux besoins toujours grandissants en matière de gestion de l'environnement. D'autres informations sur la plupart des capteurs de couleur de l'eau passés et présents sont disponibles sur le site officiel de IOCCG (<https://ioccg.org/resources/missions-instruments/current-ocean-colour-sensors/>). Parmi ces capteurs, notre étude utilisera les données issues du capteur MODIS. Ce capteur ne présente pas les avantages qu'offraient SeaWiFS en terme de mesures de couleur de l'eau, mais il reste d'intérêt certain. De plus, les images de MODIS sont numérisées sur 12 bits, ce qui offre à ce capteur une meilleure résolution radiométrique (capacité à distinguer les petites différences dans un spectre électromagnétique) par rapport à ses prédécesseurs (10 bit pour SeaWiFS). De plus, avec ses multiples canaux, et un rapport signal sur bruit deux à trois fois plus élevé que SeaWiFS, MODIS offre des avantages pour plusieurs applications en télédétection de façon générale (Gordon and Voss, 1999).

2.3 Effets du complexe océan-atmosphère sur le trajet lumineux

Les photons lumineux qui traversent l'atmosphère dans les deux sens (soleil-terre et terre-capteur) sont absorbés et diffusés par les constituants de l'atmosphère qui sont principalement l'oxygène (O_2), l'ozone (O_3), la vapeur d'eau (H_2O), le dioxyde de carbone (CO_2) et les aérosols (particules, liquides ou solides, en suspension dans l'atmosphère). L'absorption affaiblit fortement l'énergie et contraint la télédétection de la couleur de l'eau à rester sur les bandes du visible où elle est relativement plus faible (irradiance maximale) (Thuillier et al., 2003). La partie de ces photons qui arrive à pénétrer l'eau est également soumise aux processus d'absorption-diffusion qui gouvernent la couleur de l'eau. L'absorption est maximale à partir des longueurs d'onde du PIR.

Les effets du complexe océan-atmosphère impactent de différentes manières le signal solaire (comme nous allons le voir dans la suite), et par conséquent modifient les formes et amplitudes des spectres (Gordon, 1981; Gordon et al., 1988; Gordon and Voss, 1999;

Morel and Maritorena, 2001; Lee et al., 2002; Ahmad et al., 2007). Ces spectres sont reliés à la composition de la masse d'eau par des algorithmes bio-optiques entre autres ceux de Lee et al. (2006); Gohin et al. (2005); Sathyendranath et al. (2000); O'Reilly et al. (2000); Gordon et al. (1983). Ces algorithmes sont basés sur des relations empiriques (dérivent les variables géophysiques directement à partir des spectres) ou semi-analytiques (dérivent les variables géophysiques en se basant sur leur lien avec les IOP). La compréhension de l'effet des constituants du système océan-atmosphère sur le rayonnement est une étape fondamentale pour la caractérisation des variables recherchées en couleur de l'eau. Du fait de la diversité des substances qui peuvent être optiquement actives à la fois dans l'atmosphère et l'océan, l'analyse théorique de l'interaction entre la lumière et chacun de ces constituants est pratiquement impossible. De ce fait, nous ne parlerons ici que des constituants pour lesquels un effet sur le spectre d'absorption a été mis en évidence expérimentalement.

2.3.1 Absorption par l'atmosphère

L'absorption du signal lumineux par l'atmosphère est due principalement aux gaz atmosphériques et aux aérosols. Ces constituants absorbent moins dans la bande du visible-PIR (parfois appelé fenêtre atmosphérique) comparé aux autres bandes de longueur d'onde. Cette fenêtre atmosphérique est utilisée pour les mesures de couleur de l'eau depuis l'espace. Les principaux gaz responsables de l'absorption dans cette fenêtre atmosphérique sont l'ozone (O_3), la vapeur d'eau (H_2O), le dioxyde d'azote (NO_2) et l'oxygène (O_2). Il faut noter que l'oxygène et la vapeur d'eau peuvent être fortement absorbants dans certaines bandes du visible évitées par les capteurs. La figure 2.2 montre les neuf bandes de MODIS dans le visible. On peut remarquer sur cette figure qu'une large fenêtre autour de 600 nm est évitée lors du choix des bandes, due à une forte absorption par l'ozone dans cette gamme de longueurs d'onde. Cet évitement des bandes de forte absorption multiplie les chances qu'un photon émis puisse atteindre le capteur après deux traversées de l'atmosphère. L'absorption augmente avec la concentration en molécules absorbantes et la longueur du chemin optique. Pour un capteur qui mesure depuis l'espace, un grand angle de visé (mesure de la verticale du pixel considéré par rapport à la direction du capteur) et un grand angle solaire (mesure de la verticale du pixel considéré par rapport à la direction du soleil) augmentent la longueur du chemin optique et donc l'absorption (Ahmad et al., 2007).

Tout comme pour les molécules de gaz, certains aérosols participent aux processus d'absorption du signal lumineux, mais à une proportion globalement moindre. Le caractère absorbant des aérosols dépend du type d'aérosol en présence, et cette caractérisation reste à ce jour très délicate à cause de leurs temps de résidence souvent court. L'absorption par les aérosols est souvent négligée, mais cette hypothèse reste très discutable voire inadaptée

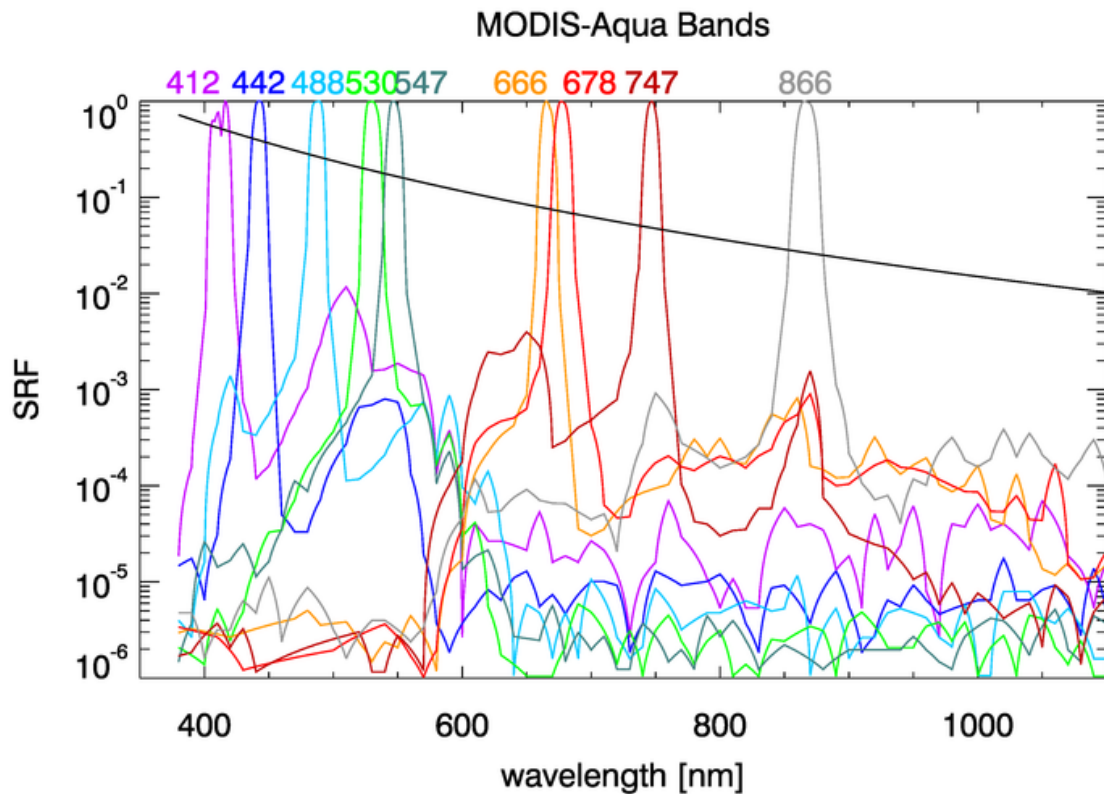


FIGURE 2.2 – Fonctions de réponse des bandes du capteur MODIS-Aqua utilisées pour la télédétection de la couleur de l’eau (SRF, pour sensor response functions) ; chaque fonction de réponse est normalisée à 1 à son maximum. L’axe des ordonnées est logarithmique pour montrer la réponse hors bande prise en compte lors de la procédure de correction atmosphérique. La courbe noire représente un rayonnement TOA proportionnel à λ^{-4} . Image tirée de Mobley et al. (2022).

pour certaines régions océaniques. Par exemple, les zones désertiques sont souvent soumises aux effets d’érosion qui entraînent une suspension de poussière pendant plusieurs jours, voire de façon permanente et sur de larges domaines (Hickman et al., 2020; Senghor et al., 2017). Ces aérosols de type absorbant peuvent impacter la donnée satellite au point qu’un masquage soit nécessaire dans la plupart des cas associés à une perte de données (Moulin et al., 2001a).

2.3.2 Absorption par l’océan

L’absorption en milieu marin est gouvernée par l’eau de mer et les hydrosols optiquement actifs. Les éléments les plus influents dans ce processus sont principalement les molécules d’eau, le phytoplancton, les Particules Non Algales (NAP) et les CDOM. Ces éléments absorbent fortement la lumière qui ne pénètre que peu profondément (quelques dizaines de mètres) alors qu’elle traverse entièrement l’atmosphère dans les deux sens (descendant et ascendant). L’absorption par l’eau de mer est sélective et varie en fonction des

substances absorbantes, de la concentration en pigments, et de la longueur d'onde (Roesler et al., 1989; Mobley et al., 2022). Elle est souvent décrite mathématiquement comme une somme d'éléments comme suit :

$$a(\lambda) = \sum_{i=1}^N a_i(\lambda) = a_w(\lambda) + a_{phy}(\lambda) + a_{NAP}(\lambda) + a_{CDOM}(\lambda)$$

où N représente le nombre total de composants absorbants (a_i), et les indices w , phy , NAP et $CDOM$ respectivement l'eau, le phytoplancton, les particules non algales et la matière organique dissoute colorée. Chaque élément pris individuellement agit sur le signal comme représenté à la figure 2.3.

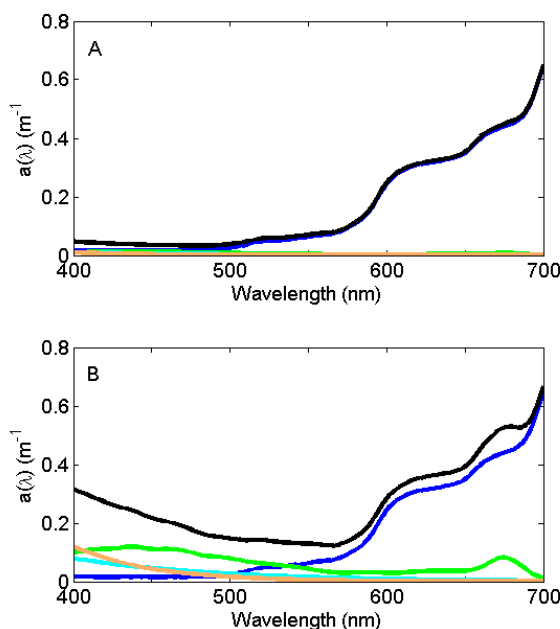


FIGURE 2.3 – Spectres d'absorption des eaux claires de l'océan ouvert en A, et des eaux côtières eutrophes où les matières organiques particulaires et dissoutes dominent les parties bleues et vertes du spectre en B. L'absorption totale est donnée en noir, l'absorption par le phytoplancton en vert, l'absorption de l'eau en bleu, l'absorption par le CDOM en orange, et l'absorption par les NAP en cyan. Source : (Mobley et al., 2022)

Pour la composante eau, l'absorption est faible aux courtes longueurs d'onde, et augmente très rapidement vers les grandes longueurs d'onde du visible (Morel and Prieur, 1977; Smith and Baker, 1981; Pope and Fry, 1997; Morel and Maritorena, 2001; Lee et al., 2002). L'absorption est très importante au PIR où les propriétés optiques de l'eau se rapprochent des propriétés d'un corps noir, c'est-à-dire que l'absorption est si importante que presque aucun signal n'est réémis.

La composante NAP est un ensemble complexe qui comprend généralement le zooplanc- ton, les bactéries vivantes, les détrit- us, les particules inorganiques (particules en sus-

pension), mais aussi les parois cellulaires et membranes du phytoplancton. Le spectre d'absorption de cet ensemble est globalement le même : fort dans le violet-bleu, avec une baisse exponentielle vers le rouge (Roesler et al., 1989; Bricaud et al., 1998). Cette distribution varie en amplitude en fonction du nombre de particules (Babin et al., 2003). La composante CDOM est définie comme l'ensemble des substances organiques et sels inorganiques de taille inférieure à $0,2 \mu\text{m}$ (ou $0,7 \mu\text{m}$ selon les auteurs), qui ont un pouvoir absorbant (ou fluorescent). L'absorption par le CDOM est très importante dans la partie bleue du spectre où elle domine sur toutes les autres absorptions. La forme du spectre d'absorption du CDOM ressemble à celle des NAP (l'absorption est importante au bleu et décroît vers le rouge), mais avec une pente plus raide (Bricaud et al., 1981). Il faut dire que cette composante a une partie qui est composée aussi de débris, comme dans le cas des NAP.

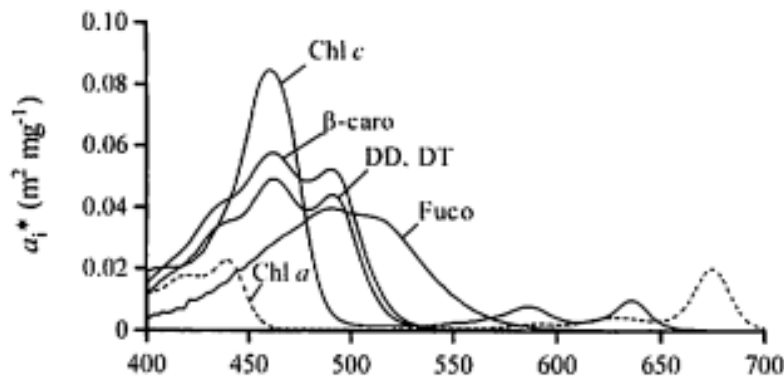


FIGURE 2.4 – Coefficients d'absorption spécifiques (a_i^*), en fonction de la longueur d'onde des principaux pigments présents dans les diatomées marines et mesurés in vivo : les pigments chlorophylle-a et -c (chl a et chl c), β -carotène (β -caro), diadinoxanthine (DD), diatoxanthine (DT) et fucoxanthine (Fuco). Les coefficients d'absorption spécifiques de DD et DT étaient similaires, et c'est la moyenne des deux qui est donnée ici. Figure tirée de Fujiki and Taguchi (2001).

Le phytoplancton est défini au chapitre 1. Son spectre d'absorption dans le domaine du visible est le plus variable de l'ensemble des composantes de l'eau de mer et se reconnaît par ses deux pics d'absorption au bleu et au rouge (Lutz et al., 1996; Roesler et al., 1989). L'absorption du phytoplancton varie avec la composition pigmentaire (chlorophylles, caroténoïdes, phycobilisomes, ...) comme on le remarque à la figure 2.4 pour l'exemple des diatomées (Fujiki and Taguchi, 2001). La variation de la concentration du phytoplancton fait modifier les amplitudes des spectres à cause de l'augmentation du pouvoir absorbant. La diversité des pigments induit aussi des petites variations qui permettent de différencier les groupes de phytoplancton dans un spectre. Cet aspect nous intéresse dans le cadre de cette thèse et fait l'objet d'une étude plus détaillée au chapitre 4.

2.3.3 Diffusion par les constituants du système océan-atmosphère

La diffusion est une séparation de l'onde lumineuse dans des directions multiples. Elle peut être non élastique lorsqu'il y a changement de longueur d'onde, ou élastique quand elle garde la même longueur d'onde. La diffusion est responsable du renvoi de la lumière vers le capteur. Elle est considérée comme négligeable dans les hautes couches atmosphériques constituées de O_3 mais devient importante pour les gaz absorbants de basse couche atmosphérique où leur densité est plus importante (Mobley et al., 2016). Cette augmentation se traduit par une augmentation des interactions, et donc fait passer la lumière par un plus grand nombre de centres d'absorption. On peut donc considérer que la diffusion augmente indirectement les effets d'absorption.

La diffusion par les molécules de gaz dont la dimension est très faible par rapport à la longueur d'onde est appelée "diffusion de Rayleigh". Elle concerne généralement les molécules d'air. La diffusion de Rayleigh est isotrope (c'est à dire uniforme dans tous les sens), mais fortement dépendante de la longueur d'onde. Elle affecte beaucoup plus les courtes longueurs d'onde, d'énergie plus forte.

La diffusion est dite "de Mie" lorsque la taille des particules diffusantes est du même ordre de grandeur que la longueur d'onde. Elle concerne généralement les aérosols. La diffusion de Mie n'est pas isotrope. Elle est moins sensible aux longueurs d'onde, mais dépendante des angles. La diffusion par les aérosols est beaucoup moins connue que celle par les molécules d'air. Les aérosols peuvent facilement changer de nature, et donc d'indice de réfraction.

Pour les mers ouvertes (eau du cas 1), la diffusion est principalement due à l'eau de mer elle-même et au phytoplancton en présence. Proche des côtes, la diffusion fait intervenir plusieurs éléments selon la composition de la masse d'eau. Ces éléments sont à la fois l'eau de mer pure et les substances terrigènes optiquement actives dont certaines peuvent être issues de l'activité anthropique. Ces substances se conjuguent et compliquent l'établissement théorique de relations entre les spectres et le contenu de la masse d'eau, compliquant ainsi le traitement d'image en milieu côtier.

2.4 Correction atmosphérique en couleur de l'eau

En couleur de l'eau, l'information qui intéresse les biologistes est liée à la partie visible du spectre. Pour des besoins de correction atmosphérique, l'information recueillie au PIR est utilisée au même titre que celle du visible. La fenêtre concernée par la couleur de l'eau est donc généralement du visible au PIR. L'objectif principal de cette correction est de déterminer la part de l'atmosphère et de la surface de la mer sur le signal détecté par un capteur depuis l'espace. Cette contribution (dite atmosphérique) peut atteindre 90%

du signal dans la partie bleue et verte du spectre. Elle doit être évaluée avec le plus de précision possible, typiquement avec une marge d'erreur $< 1\%$, permettant de recalculer le signal marin avec une marge d'erreur relative acceptable de moins de 10% (Gordon, 1987; Wang and Bailey, 2001; IOCCG, 2010; Chami and Harmel, 2016; Mobley et al., 2016). La correction atmosphérique permet à terme de quantifier les informations d'une colonne d'eau en termes de matières en suspension, de phytoplancton, de CDOM, etc. Elle repose sur le principe de transfert radiatif à travers l'atmosphère et les premières couches de l'océan.

2.4.1 Principe de la correction atmosphérique

Les capteurs de couleur de l'eau mesurent et renvoient de la donnée au niveau des stations de réception au sol. Ces données sont traitées à plusieurs niveaux en fonction du besoin scientifique. Les données de niveau 0 (L0 pour Level 0) représentent les données les plus brutes disponibles. Ce sont des données reconstruites mais non traitées (seuls les artefacts de communication sont supprimés), fournies à résolution nominale et contenant toutes les informations nécessaires au traitement des niveaux supérieurs. Au niveau 1 du traitement (L1), le produit brut est référencé dans le temps et annoté avec des informations auxiliaires qui permettent de géolocaliser le produit initial et de déterminer la géométrie de la mesure (Figure 2.5). Tous les pixels de chaque balayage sont traités de la même manière,

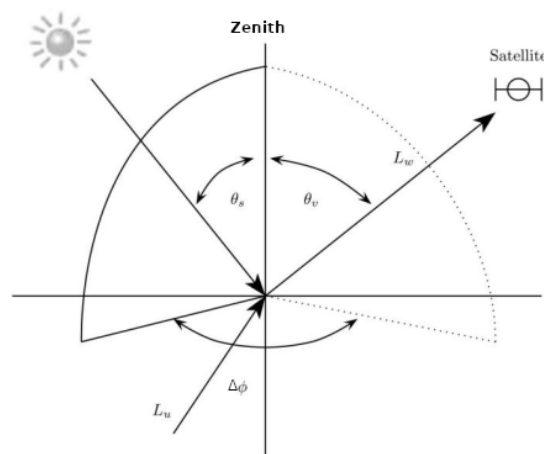


FIGURE 2.5 – Schématisation des principaux angles utiles en télédétection spatiale. La définition de ces angles est donnée au tableau 2.2. Ce schéma est adapté de Franz et al. (2007).

sans s'occuper de leur nature (nuage, terre, eau, lumière parasite, ...). Les agences comme la NASA mettent à disposition de la communauté scientifique ce produit L1 et toutes les informations utiles pour corriger l'effet de l'atmosphère. La correction atmosphérique s'applique au produit L1 étalonné (L1B) pour générer des produits L2 (IOCCG, 2010).

Contrairement au niveau 1 du traitement, la correction atmosphérique traite les pixels au cas par cas, en faisant des hypothèses à la fois sur l'atmosphère et sur la mer. Il existe un outil de correction atmosphérique (MSL12, pour Multi-Sensor Level-1 to Level-2) pour effectuer une correction atmosphérique en ajustant les paramètres souhaités. Ce code, nommé l2gen, est incorporé dans le logiciel de traitement de données SeaDAS et génère les données L2 mises en ligne sur le site <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>. Il calcule la radiance/réfectance, les paramètres géophysiques dérivés (Rrs, Chla, Kd, ...), ainsi que plusieurs autres paramètres physiques et biogéochimiques, y compris les paramètres atmosphériques tels que l'épaisseur optique des aérosols (AOT).

Le schéma de correction atmosphérique est régi par des principes de base qui sont généralement les mêmes pour les différents capteurs. Le signal mesuré dans la partie visible et PIR du spectre électromagnétique est un flux de photons qui est converti en luminance. La luminance (L , en $w.m^{-2}.\mu m^{-1}.sr^{-1}$) peut être définie comme étant le flux d'énergie lumineuse dP qui arrive sur une surface dS vue par un angle solide $d\Omega$ dans la direction θ et φ (angles zénithal et azimutal d'observation). Mathématiquement, cette expression peut être écrite :

$$L(\lambda, \theta, \varphi) = \frac{dP}{dS.d\Omega} \cdot \cos(\theta) \quad (2.1)$$

La correction atmosphérique commence par la décomposition du signal en contribution de chaque système tel qu'on peut le voir par exemple sur cette équation (2.2) :

$$L_t^{TOA}(\lambda) = L_{atm}^{TOA} + L_{surf}^{TOA}(\lambda) + L_{ocean}^{TOA}(\lambda) \quad (2.2)$$

L_{atm} est la luminance diffusée par les gaz et aérosols de l'atmosphère le long du trajet entre la surface de la mer et le capteur. Ce terme contient les contributions par les molécules d'air (L_R) et les aérosols (L_A);

$L_{surf}(\lambda)$ est la contribution due aux photons qui ont atteint la surface, sans avoir pénétré l'eau. Ce terme contient les contributions de l'écume L_{wc} , de la réflexion spéculaire (glitter en anglais), L_g et autres informations de surface. $L_{surf}(\lambda)$ est parfois contenue dans l'expression "terme atmosphérique".

$L_{ocean}(\lambda)$, est la contribution due aux molécules ayant pénétré l'eau.

La définition des facteurs inclus dans les termes de cette équation est donnée dans le tableau 2.2.

TABLE 2.2 – Nomenclature des variables utilisées.

L_t	Luminance total au dessus de l'atmosphère
L_R	Luminance de Rayleigh due aux molécules d'air uniquement
L_a	Luminance due aux aérosols uniquement
L_{Ra}	Luminance combinée Rayleigh-aérosols
$L_A = [L_a + L_{Ra}]$	rayonnement total des aérosols
L_g	réflexion spéculaire de la surface (glitter)
L_{sky}	Luminance du ciel réfléchi par la surface
L_{wc}	luminance due à l'écume au sommet des vagues
L_w	luminance sortante de l'eau
θ_s	angle zénithal solaire
θ_v	angle zénithal de visée
ϕ_s	angle azimutal solaire
ϕ_v	angle azimutal de visée
$\Delta\phi$	différence azimutale

L'équation (2.2) est une estimation au sommet de l'atmosphère (TOA), donc dépend de la géométrie de la mesure ($\theta_s, \theta_v, \phi_s, \phi_v$), même si elle n'est pas montrée pour des raisons de simplicité d'écriture. La contribution des nuages n'est pas représentée dans cette équation du fait qu'elle n'intervient pas dans la procédure de correction atmosphérique (les pixels impactés sont systématiquement masqués avant la routine de correction), mais est bien prise en compte. La figure 2.6 schématise la trajectoire suivie par les photons qui arrivent au niveau du capteur. Elle montre bien que la mesure du capteur provient de trois principales composantes que sont l'atmosphère, la surface et les premières couches de l'eau. Elle montre également qu'il existe des photons qui atteignent le capteur en provenance de particules situées en dehors de son champ de vision. Cette schématisation est juste à titre illustratif et ne tient pas compte des échelles en jeu.

Le terme L_w est celui qui entre en interaction avec la composition de la masse d'eau et donc détermine la couleur de l'eau. C'est ce terme qui intéresse les biologistes et qui est recherché par les algorithmes de correction atmosphérique. Ces algorithmes se basent sur la quantification du signal global dû à l'atmosphère et à la surface de la mer pour réussir à déduire le signal réémis par l'eau après absorption par les éléments la constituant.

2.4.2 Pratique de la correction atmosphérique

De façon générale la procédure de correction atmosphérique ne concerne pas les pixels contaminés par la terre, les nuages, la lumière parasite, ou affectés d'une réflexion spéculaire dépassant un certain seuil. Ces pixels sont systématiquement masqués avant le début

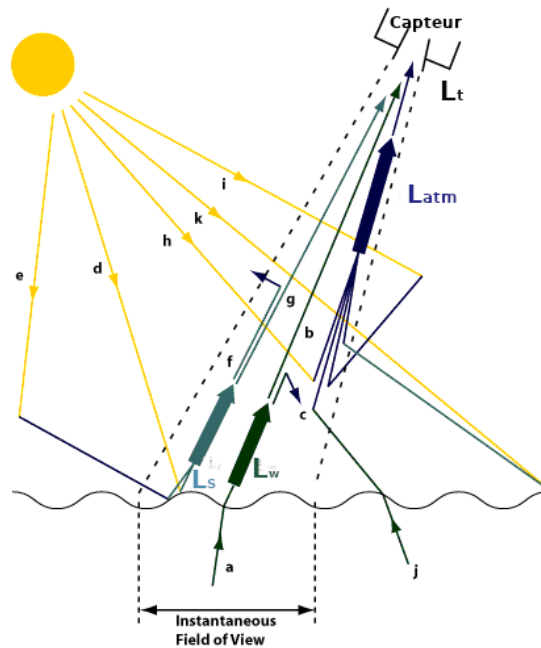


FIGURE 2.6 – Illustration de différents trajets lumineux dans l’atmosphère : a) le trajet lumineux du rayonnement sortant de l’eau ; b) l’atténuation du rayonnement sortant de l’eau ; c) la diffusion du rayonnement sortant de l’eau hors du champ de vision du capteur ; d) le reflet du soleil (réflexion de la surface de l’eau) ; e) le reflet du ciel (lumière diffusée réfléchiée par la surface) ; f) la diffusion de la lumière réfléchiée hors de vision du capteur ; g) la lumière réfléchiée est également atténuée vers le capteur ; h) la lumière diffusée du soleil qui est dirigée vers le capteur ; i) la lumière qui a déjà été diffusée par l’atmosphère qui est ensuite diffusée vers le capteur ; j) le rayonnement sortant de l’eau hors du champ de vision du capteur, mais diffusé vers le capteur ; k) réflexion de surface hors du champ de vision du capteur, qui est ensuite diffusé vers le capteur. L_w : rayonnement total sortant de l’eau, vu par le capteur. L_s Radiance au-dessus de la surface de la mer due à tous les effets de réflexion de surface dans le champ de vision du capteur. L_{atm} contribution de l’atmosphère dans le champ de vision du capteur. Cette figure est adaptée de Loisel et al. (2013).

de la procédure de correction atmosphérique. Les pixels concernés par la correction sont par la suite considérés au cas par cas. Dans le domaine de la couleur de l’eau, la variable clé des données L2 est la réflectance marine (ou la luminance marine normalisée nL_w dans certains algorithmes) définie dans les sous-sections qui suivent. Cette grandeur constitue le paramètre d’entrée de la plupart des algorithmes actuels de restitution (Chla, Kd_{490} , POC, PIC, PAR, ...) qui génèrent des liens entre l’optique et la biogéochimie marine (O’Reilly et al., 2000; O’Reilly and Werdell, 2019; Hu et al., 2019; Hickman et al., 2020). La plupart des algorithmes opérationnels de restitution sont décrits et documentés sur le site couleur de l’eau de la NASA (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>).

Les premiers algorithmes globaux de correction atmosphérique ont été implémentés pour les eaux du cas 1. Les eaux du cas 1 présentent l’avantage d’être mieux connues optiquement parlant (voir section 2.3), et permettent à l’hypothèse dite de "black pixel" d’être

applicable. Cette hypothèse consiste à associer la mesure du capteur au PIR en une contribution ne provenant que de "l'atmosphère", l'océan étant considéré comme un corps noir qui répond à la loi physique de Wein : absorption parfaite de toute l'énergie électromagnétique. Le signal marin est donc considéré nul au PIR, ce qui permet de connaître, à cette longueur d'onde, la contribution atmosphérique sur la mesure satellite, et de l'extrapoler par la suite aux longueurs d'onde du visible, ce qui permet alors d'évaluer le signal marin mesuré par le capteur.

Cependant il est à noter que dans certaines régions océaniques, l'hypothèse du "black pixel" peut ne plus être valide. Dans de tels cas, d'autres techniques plus complexes apparaissent dans la procédure de correction. Ces techniques varient en fonction de l'algorithme. Les méthodes itératives sont par exemple adoptées en traitement standard. La figure 2.7 montre les régions du monde où l'hypothèse "black pixel" peut ne plus être applicable de façon standard. Ces régions sont principalement les zones d'upwelling, les mers fermées, et les hautes latitudes où la production phytoplanctonique est susceptible d'être importante.

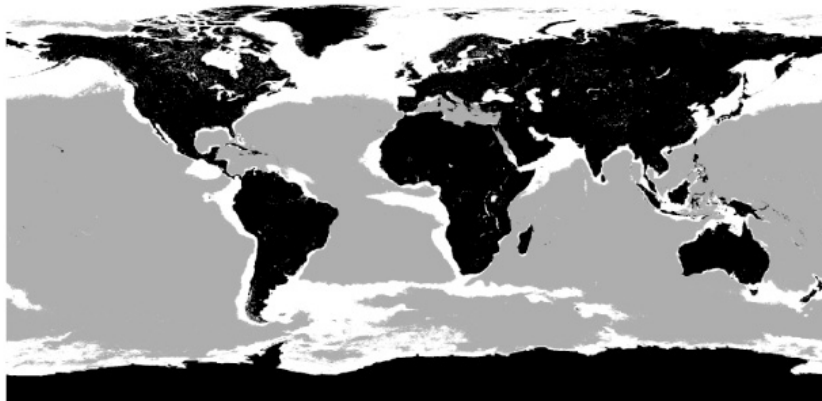


FIGURE 2.7 – Carte globale d'application probable de l'hypothèse "black pixel". Cette carte est créée à partir de la climatologie cumulative de la mission SeaWiFS. Le noir indique la terre ; la couleur grise indique les pixels où l'hypothèse est systématiquement appliquée ($\text{Chl} \leq 0,3 \text{ mg.m}^{-3}$) ; le blanc ($\text{Chl} > 0,3 \text{ mg.m}^{-3}$) indique les zones où l'hypothèse "black pixel" est susceptible d'être fautive.

Un autre problème qui complique la correction atmosphérique est la présence d'aérosols absorbants. Les algorithmes standards actuels ont la particularité de ne considérer que le cas d'aérosols faiblement absorbants (Mobley et al., 2016; IOCCG, 2010; Gordon and Wang, 1994).

La présence d'aérosols absorbants ou d'importantes quantités de substances dissoutes sont deux situations impactant la correction atmosphérique. Ces situations peuvent conduire à la restitution de réflectances marines très faibles, voire négatives. C'est souvent le cas lorsque l'hypothèse "black pixel" est appliquée sur un pixel dont la contribution à la plus grande longueur d'onde du PIR est non-nulle ou quand les aérosols absorbent dans le bleu. Ces cas se traduisent par la surestimation de la contribution des aérosols et impactent

directement l'estimation du signal marin (Mobley et al., 2016; Wang, 2014).

La pratique de correction reste un problème d'une complexité avérée, même si elle suit globalement une même logique. Cette logique fait intervenir un certain nombre d'éléments communs à tous les algorithmes. Ces éléments nécessitent une description que nous allons partiellement détailler ici, beaucoup d'articles les ayant traités en détail.

2.4.2.1 La Réflectance

Les satellites mesurent la luminance, mais la correction atmosphérique nécessite de faire appel à des tables, qui pour la plupart sont données en termes de réflectances normalisées des paramètres d'observation, pour des besoins de stabilité. La réflectance est initialement définie en couleur de l'eau comme le rapport d'éclairement entre le flux sortant et entrant, respectivement E_u et E_d sur une surface donnée : ($\rho \equiv E_u(z, \lambda)/E_d(z, \lambda)$). Elle est une propriété de la surface (albédo) donc sans dimension. Les algorithmes de couleur de l'eau utilisent la réflectance bidirectionnelle, qui est un rapport de la luminance ascendante dans la direction de visée sur l'éclairement descendant dans la direction du soleil, et qui est corrigé de cet effet bidirectionnel par un facteur égal à π (Antoine and Morel, 1999; Gordon and Wang, 1994) :

$$\rho(\lambda) = \frac{\pi * L(\lambda)}{E_d(\lambda)} \quad (2.3)$$

avec, $E_d = F_0(\lambda) \cos(\theta_s)$, F_0 est l'irradiance solaire exo-atmosphérique et θ_s est l'angle zénithal solaire. La réflectance (de la luminance) ainsi définie est une normalisation de la luminance des effets de visée et d'intensité afin de rendre plus stable les produits recherchés. Elle permet de réécrire l'équation (2.2) en fonction de la réflectance en se basant sur la formule (2.3).

À la suite des travaux de Morel et al. (2002), il a été montré que l'anisotropie de la luminance ascendante juste en dessous de l'eau (L_u) se conjugue à la variation des conditions d'éclairement et induisent des effets bidirectionnels résiduels sur la réflectance. La modélisation de ces effets a permis de trouver un facteur correctif de l'effet bidirectionnel qui réduit considérablement les effets environnementaux sur le spectre de réflectance (voir section suivante).

Aujourd'hui, la réflectance standard sortie de l'eau (produit de niveau 2), appelée "réflectance de télédétection" (Rrs), est corrigée de cet effet bidirectionnel, et dérive de la réflectance dite "normalisée exacte" $[\rho_w]_N^{ex}$ par le rapport tiré de Mobley et al. (2016) :

$$Rrs = \frac{[\rho_w]_N^{ex}}{\pi} \quad (2.4)$$

avec

$$[\rho_w]_N^{ex} = \frac{\pi}{F_0} [L_w(\theta_v, \phi_v)]_N$$

Les différents termes sont définis dans le tableau (Table 2.2). La réflectance marine (Rrs) est devenue la propriété optique utilisée en standard pour la restitution de la plupart des paramètres géophysiques de niveau 2 (O’Reilly et al., 1998; O’Reilly and Werdell, 2019; Hu et al., 2019). Elle est considérée comme une mesure à $\theta_s=\theta_v=0$, donc est moins sensible aux conditions environnementales mais conserve sa sensibilité aux variations des propriétés optiques inhérentes. Par exemple, elle diminue lorsque les hydrosols sont fortement absorbants, et augmente lorsque la quantité de la lumière rétrodiffusée augmente (Lee et al., 2002; Gordon et al., 1988). Le grand avantage dans la formulation actuelle de la réflectance Rrs (voir chapitre 3) est qu’elle prend en compte les caractéristiques de différents capteurs de couleur de l’eau et est ainsi utilisable pour la plupart des capteurs (Franz et al., 2005).

2.4.2.2 La luminance normalisée

Elle est initialement utilisée en couleur de l’eau par Gordon (1981) pour s’affranchir des effets atmosphériques et d’angle solaire sur la luminance TOA. La luminance normalisée $[L_w]_N(\theta_v, \phi)$ est définie dans Gordon and Voss (1999) comme étant la luminance qui sortirait de l’eau si la terre était à sa distance moyenne par rapport au soleil, le soleil étant au zénith et l’atmosphère dégagée. L’expression mathématique associée est donnée par :

$$[L_w(\theta_v, \phi)]_N = \left(\frac{R}{R_0}\right)^2 \frac{L_w(\theta_s, \theta_v, \phi)}{\cos(\theta_s).t(\theta_s)} \quad (2.5)$$

où L_w dépend de la longueur d’onde λ , sciemment omise ici.

Le terme $t(\theta_s)$ de cette équation est la transmittance diffuse de l’irradiance solaire au moment de la mesure. Ce terme permet de redimensionner le signal en réduisant les effets atmosphériques, même si Morel and Gentili (1993) montreront plus tard que des effets résiduels demeurent.

Le terme $\cos(\theta_s)$ permet de prendre en compte l’élévation solaire afin de comparer les données indépendamment des conditions d’éclairement. Cette prise en compte signifie que toutes les mesures sont exprimées avec le soleil au zénith.

Le terme $\left(\frac{R}{R_0}\right)^2$ est utilisé dans les algorithmes actuels (Mobley et al., 2016) pour prendre en compte l’impact de la variation de la distance terre-soleil sur l’irradiance solaire. L’irradiance est considérée comme pouvant varier de 8% au cours de l’année, l’orbite de la terre étant elliptique. R et R_0 sont respectivement la distance terre-soleil au moment de la mesure et la distance moyenne.

La luminance ainsi définie (normalisée) garde une dépendance angulaire. La correction de ces effets est conclue dans les travaux de Morel et al. (2002) qui ramènent théoriquement la mesure au nadir avec un soleil au zénith (c’est-à-dire $\theta_s=\theta_v=0$). Morel définit un facteur

correctif $\left(\frac{f_0}{Q_0} \cdot \left(\frac{f}{Q}\right)^{-1}\right)$ qui dépend des conditions atmosphériques et océaniques et qui permet de corriger la luminance de l'effet bidirectionnel, donnant une grandeur "exacte" $[L_w]_N^{ex}$. Cette luminance normalisée exacte est liée à la Rrs par π . Elle offre l'avantage de pouvoir comparer les résultats issus de différents capteurs sur la base des caractéristiques intrinsèques de chaque instrument, sans se soucier de l'heure de passage du satellite.

2.4.2.3 L'épaisseur optique

Les effets de diffusion par l'atmosphère sont évalués en mesurant l'épaisseur optique. Cette grandeur est fonction de la hauteur de la surface diffusante et de la concentration en particules qui la constitue. L'épaisseur optique totale de l'atmosphère est la somme des épaisseurs optiques de ses composantes (gaz et aérosols).

En considérant l'air comme seul gaz atmosphérique, l'épaisseur optique est donnée en fonction de la pression par la formule de Hansen and Travis (1974)

$$\tau_R(\lambda) = \frac{P}{P_0} * \tau_0(\lambda) \quad (2.6)$$

avec

$$\tau_0(\lambda) = 0,008569\lambda^{-4}(1 + 0,0113\lambda^{-2} + 0,00013\lambda^{-4})$$

P est la pression atmosphérique à la hauteur z , P_0 est la pression atmosphérique standard ($P_0=1013,25$ mb) à la surface de l'eau ($z = 0$), et λ est la longueur d'onde en μm .

Pour l'ozone, l'épaisseur optique dépend de sa concentration $[O_3]$ et de sa section d'absorption k_{O_3} .

$$\tau_{O_3} = [O_3] * k_{O_3} \quad (2.7)$$

Pour les capteurs de la NASA, la concentration en ozone est connue pour chaque pixel satellite à partir des données du capteur OMI (pour Ozone Monitoring Instrument), qui est dédié à la mesure de l'ozone.

L'épaisseur optique des aérosols est un produit fondamental à dériver dans le processus de correction atmosphérique. C'est un terme atmosphérique très utile pour diagnostiquer la performance d'un algorithme. L'épaisseur optique des aérosols pour chaque longueur d'onde ($\tau_a(\lambda)$) peut être déterminée par intégration du coefficient d'extinction $c(z, \lambda)$ le long de la colonne z (Mobley et al., 2016).

$$\tau_a(\lambda) = \int_{z_0}^z c(z, \lambda) dz \quad (2.8)$$

avec $(c(z, \lambda) = \text{conc}(z) \cdot (a^*(\lambda) + b^*(\lambda)))$ a^* et b^* sont les coefficients spécifiques d'absorption et de diffusion et $\text{conc}(z)$ le profil de concentration des aérosols en fonction de l'altitude. Généralement $z_0 = 0$ pour le niveau moyen de la mer. L'épaisseur optique des aérosols à toute longueur d'onde λ est souvent déduite de sa valeur à une longueur d'onde

de référence λ_0 par la relation :

$$\frac{\tau_a(\lambda)}{\tau_a(\lambda_0)} = \left(\frac{\lambda_0}{\lambda} \right)^\alpha \quad (2.9)$$

où α est un paramètre inversement proportionnel à la taille des particules et connu sous le nom de coefficient (ou paramètre) d'Ångström. Ce paramètre permet de déterminer la taille des particules (les fines particules ont une valeur de $\alpha > 2$ alors que les poussières ont un paramètre proche de 0).

2.4.2.4 La transmittance diffuse et directe

Tout comme l'épaisseur optique, la transmittance est une propriété de l'atmosphère très utile pour faire le lien entre le signal juste au-dessus de l'eau, et son équivalent au sommet de l'atmosphère. Les algorithmes de couleur de l'eau estiment la luminance sortante de l'eau qui arrive modifiée jusqu'au capteur ($L_w^{TOA}(\theta_v, \phi_v, \lambda)$). Cette grandeur doit être corrigée de l'effet atmosphérique pour retrouver son équivalent juste au-dessus de l'océan dans la direction de la visée ($L_w(\theta_v, \phi_v, \lambda)$), grandeur utilisée par les algorithmes de restitution des variables géophysiques. On définit ainsi la transmittance diffuse qui permet de pondérer la luminance TOA par la relation :

$$t(\theta_v, \phi_v, \lambda) = \frac{L_w^{TOA}(\theta_v, \phi_v, \lambda)}{L_w(\theta_v, \phi_v, \lambda)} \quad (2.10)$$

La transmittance diffuse (t) est utilisée pour redimensionner les grandeurs ayant une distribution angulaire quasi uniforme (Gordon and Voss, 1999). C'est le cas de la luminance marine et de l'écume au sommet des vagues. Les modèles couplés "océan-atmosphère" calculent $t(\theta_v, \phi_v, \lambda)$ et les résultats sont conservés pour une large gamme de conditions du complexe océan-atmosphère et de géométrie de la mesure. Les effets bidirectionnels sur la transmittance diffuse sont réduits par une correction du premier ordre de donnée dans Gordon and Franz (2008) permettant de capter une grande partie de la variabilité due à la direction d'observation.

Contrairement à la transmittance diffuse, la transmittance directe (T) est mieux adaptée pour redimensionner les grandeurs fortement directionnelles. C'est le cas de la luminance due à la réflexion spéculaire (du soleil) lorsque la surface de la mer se comporte comme un miroir plat. Dans ces conditions, l'angle solaire et l'angle de visée sont liés par la loi de réflexion de Snell-Descartes ($\theta_s = \theta_v$, en valeur absolue). La transmittance directe est donnée en fonction de l'épaisseur optique τ des composantes de l'atmosphère et pour une direction de visée différente du nadir par l'expression :

$$T(\theta_v, \lambda) = \exp\left(-\frac{\tau(\lambda)}{\cos(\theta_v)}\right) \quad (2.11)$$

où τ est l'épaisseur optique déduite de toutes les composantes de l'atmosphère (Rayleigh, O_3 , aérosol, ...)

2.5 Principaux algorithmes en couleur de l'eau

Nous avons vu précédemment que la correction atmosphérique peut avoir à considérer des conditions plus complexes, comme la présence d'aérosols, qui engendre des erreurs de correction. Même si le principe de correction atmosphérique reste globalement le même, la détermination de la contribution des aérosols est souvent différente d'un algorithme à un autre. Les principaux algorithmes implémentés pour les capteurs de seconde génération sont basés sur les travaux de Gordon and Wang (1994), de Antoine and Morel (1999), ou encore de Fukushima et al. (1998). Ces auteurs utilisent les codes de transfert radiatif pour simuler la propagation des ondes lumineuses qui traversent l'atmosphère et finissent par être mesurées par les capteurs, avant d'être converties en réflectance (ρ). ρ peut être partitionnée comme suit (IOCCG, 2010) :

$$\rho_t(\lambda) = \rho_R(\lambda) + \rho_a(\lambda) + \rho_{Ra}(\lambda) + t(\lambda)\rho_{wc}(\lambda) + T(\lambda)\rho_g(\lambda) + t_s(\lambda)t_v(\lambda)\rho_w(\lambda) \quad (2.12)$$

où ρ est décomposée en la réflectance totale (ρ_t), de Rayleigh (ρ_R), des aérosols ($\rho_A = \rho_a + \rho_{Ra}$), de l'écume (ρ_{wc}) et du glitter (ρ_g) ; t_s et t_v représentent la transmittance diffuse descendante et ascendante ; ρ_w représente la réflectance marine.

2.5.1 Principe d'un modèle de transfert radiatif

Les modèles de transfert radiatif utilisent les propriétés physiques, mathématiques et optiques des particules (taille, forme, indice de réfraction, ...) pour décrire le cadre théorique d'un milieu optique dans lequel se propage un signal lumineux. En couleur de l'eau, les codes de transfert radiatif définissent une équation de transfert radiatif (ETR) dont la résolution permet d'estimer la distribution de la radiance, qui permet à son tour de déterminer les grandeurs radiométriques (telle que l'éclairement) et d'en déduire les propriétés optiques apparentes (telle que la Réflectance). La résolution d'une telle équation nécessite de passer par certaines approximations. Les méthodes les plus couramment utilisées pour la résolution des ETRs sont basées sur la méthode de Monte Carlo, d'ordre successif de diffusion, d'ordonnées discrètes, ou encore la méthode d'imbrication invariante. Les solutions pour chacune de ces méthodes sont jugées très stables, de sorte que les résultats attendus sont considérés comme indépendants de la méthode utilisée (Mobley et al., 2022). En raison de la différence des propriétés optiques entre l'eau et l'atmosphère, les systèmes couplés atmosphère-océan sont de plus en plus utilisés pour la résolution numérique des ETRs. Le principe d'une méthode couplée consiste à utiliser un code atmosphérique pour propager la lumière du haut de

l'atmosphère jusqu'à la surface de l'océan, puis à fournir les entrées au modèle océanique qui va à son tour propager le signal reçu et calculer son interaction avec les constituants de l'eau et finir par renvoyer le signal sortant de l'eau au modèle atmosphérique qui finit la procédure en propageant le signal de la surface de l'océan jusqu'au capteur.

Un exemple de modèle couplé est le modèle MODTRAN-HydroLight (voir Mobley et al., 2016, 2022). MODTRAN-HydroLight arrive à séparer la contribution de la luminance de Rayleigh dans le signal atmosphérique (L_{atm}), mais pas la contribution pure des aérosols (L_a ou ρ_a), ce qui aurait pu permettre de déterminer la contribution combinée L_{Ra} .

Un autre exemple de modèle couplé de transfert radiatif océan-atmosphère est le modèle COART de la NASA. Ce modèle est l'un des rares à être mis en ligne gratuitement sur le site <https://cloudsgate2.larc.nasa.gov/jin/coart.html>. Il tient compte du changement d'indice de réfraction et de la rugosité de la surface de l'océan basée sur la distribution de la pente des vagues de Cox-Munk (Cox and Munk, 1954; Jin et al., 2006). Il permet de traiter l'océan comme une "couche atmosphérique" supplémentaire avec des propriétés sensiblement différentes. Les paramètres donnés par défaut sont modifiables directement et le modèle peut prendre en compte une variété de constituants atmosphériques et océaniques pour calculer les radiances (y compris la radiance due à l'eau) et l'irradiance à tous les niveaux de la couche atmosphère-océan. L'un des avantages de ce modèle est qu'il peut être ramené à un modèle atmosphérique simple lorsque l'étude ne s'intéresse qu'aux paramètres atmosphériques.

Les modèles océan-atmosphère permettent alors de caractériser à la fois les propriétés des aérosols et des hydrosols et de simuler leur apport sur les spectres lumineux mesurés par le capteur.

2.5.2 Apport des données auxiliaires pour la correction atmosphérique

Les capteurs de couleur de l'eau mesurent la luminance et d'autres grandeurs, mais des informations complémentaires sont nécessaires pour exécuter les codes de correction atmosphérique. Les codes de transfert radiatif utilisent différentes sources de données dites "auxiliaires" qui sont principalement la vitesse du vent (W), la pression atmosphérique (P), l'état de surface de la mer, la vapeur d'eau (H_2O), les concentrations d'ozone ($[O_3]$) et de dioxyde d'azote ($[NO_2]$) ... Ces données auxiliaires s'ajoutent aux informations issues du capteur ($\theta_s, \theta_v, \phi, \dots$) pour fournir les entrées clés des diverses grandeurs de l'équation (2.2). Les données auxiliaires sont issues de différentes sources : Ozone Monitoring Instrument (OMI), pour $[O_3]$ et $[NO_2]$; National Center for Environmental Prediction (NCEP), pour la vitesse du vent (W), la pression atmosphérique et la vapeur d'eau; Reynolds analysis, National Climate Data Center (Reynolds/NCDC), pour la SST. Ces

données sont soit disponibles en temps réel, soit remplacées par la climatologie. La qualité de ces données auxiliaires est globalement suffisante pour une bonne précision de la variable restituée. Le tableau (2.3) donne un exemple de données nécessaires à l'estimation de certaines grandeurs. Il est adapté de Gordon and Voss (1999) et de Mobley et al. (2016).

TABLE 2.3 – Données auxiliaires et variables à déterminer lors de la procédure de correction atmosphérique

A calculer	Données auxiliaires	Données de sortie
Réflectance	$F_0(\lambda)$	$\rho_t(\lambda)$
Diffusion de Rayleigh	$\tau_{O_3(\lambda)}, W, \theta_s, \theta_v, \phi, P_0$	$\rho_t(\lambda)$
Écume	W, δ_T, T_w	$\rho_{WC}(\lambda)$
Glitter	\mathbf{W}	$\rho_g(\lambda)$
Transmittance	$[O_3], H_2O, [NO_2], \tau_a$	$t(\lambda), T(\lambda)$
paramètre de correction atmosphérique	R.H (Relative Humidity)	$\epsilon(\lambda_i, \lambda_j)$

Le terme d'irradiance solaire F_0 est utilisé pour transformer la luminance en réflectance, donc pour supprimer les effets d'atténuation et d'orientation.

La vitesse du vent à la surface (\mathbf{W}) est une grandeur fondamentale pour la correction. Elle permet de construire la LUT Rayleigh (Wang, 2002), l'écume (Gordon and Voss, 1999) mais aussi le terme de glitter (Wang and Bailey, 2001). La construction du masque de glitter nécessite de connaître l'orientation du vent définie par le vecteur vitesse (\mathbf{W}), pour éviter que de bonnes données soient masquées. Concrètement, une erreur $< 30^\circ$ sur l'orientation et < 1 voire 2 m/s sur la vitesse du vent suffisent à construire un bon masque de glitter (Gordon and Voss, 1999). La pression atmosphérique à la surface P_0 permet de calculer l'épaisseur optique de Rayleigh (équation 2.6) et d'en estimer la luminance (Fukushima et al., 1998).

Les transmittances diffuse et directe nécessitent de connaître la concentration en gaz atmosphérique ainsi que l'épaisseur optique des aérosols. Cette grandeur est fondamentale dans le calcul de la contribution du glitter (pour T) et surtout de la contribution marine (pour t).

La variation de la température permet d'évaluer la stabilité de l'atmosphère. Ce facteur est important pour déterminer l'écume connaissant la SST et la vitesse \mathbf{W} .

Le paramètre de correction atmosphérique (ϵ) qui sert à déterminer le modèle d'aérosols adéquat varie en fonction de l'humidité relative (R.H) et de l'épaisseur optique (Gordon and Wang, 1994). L'augmentation de R.H augmente la taille des aérosols et oriente sur le choix du modèle à utiliser pour déterminer la contribution des aérosols.

Les différentes données du tableau (2.3) sont utilisées dans la procédure de correction atmosphérique de la plupart des algorithmes de couleur de l'eau. Le terme de glitter peut être négligé pour certains capteurs du fait de leur capacité à éviter au mieux cette

réflexion. En revanche, pour MODIS et VIIRS, ces effets doivent être corrigés et soustraits du signal, autrement le pixel doit être masqué. Les différents algorithmes standards de couleur de l'eau ne diffèrent principalement qu'au niveau de l'estimation de la contribution des aérosols. Quelques exemples d'algorithmes, parmi les plus couramment utilisés en couleur de l'eau, sont donnés dans les sections qui suivent.

2.5.3 Méthode historique appliquée à SeaWiFS et MODIS

A l'ère des capteurs de nouvelle génération, Gordon and Wang (1994) ont proposé une amélioration de l'algorithme de CZCS dont les performances étaient limitées aux faibles épaisseurs optiques ($\tau_a(865) < 0.2$) et qui négligeait le terme de diffusion multiple entre molécules de gaz et aérosols. Cet algorithme, applicable au capteur SeaWiFS et MODIS, a profité de l'amélioration de la résolution spectrale et de la sensibilité des capteurs pour traiter l'atmosphère dans le cas d'une diffusion multiple, et améliorer ainsi la correction atmosphérique. Le schéma consiste à reprendre l'équation (2.12) en ignorant les termes ρ_g et ρ_{wc} . La contribution de Rayleigh préalablement calculée est soustraite de la mesure du satellite. Aux longueurs d'onde du PIR, la contribution marine est supposée négligeable pour les eaux du cas 1. Avec cette hypothèse d'eau du cas 1 et une mesure satellite au PIR, l'équation (2.12) peut être réécrite :

$$\rho_t(\lambda_{PIR}) - \rho_R(\lambda_{PIR}) = \rho_A(\lambda_{PIR}) = \rho_a(\lambda_{PIR}) + \rho_{ra}(\lambda_{PIR}) \quad (2.13)$$

ρ_t et ρ_R sont les réflectances respectivement totale et de Rayleigh, et ρ_A est la réflectance totale des aérosols qui inclue la réflectance pure des aérosols (ρ_a) et la réflectance combinée molécule-aérosols (ρ_{Ra}). L'équation (2.13) présente la contribution des aérosols aux PIR pour les eaux du cas 1. Cette contribution est cependant à déterminer aux longueurs d'onde du visible, et ce travail nécessite de faire appel aux modèles d'aérosols. L'extrapolation de ρ_A du PIR au visible passe par un processus de sélection des modèles adéquats, et fait intervenir un paramètre de correction atmosphérique défini par :

$$\epsilon(\lambda_i, \lambda_j) = \frac{\rho_{as}(\lambda_i)}{\rho_{as}(\lambda_j)} \quad (2.14)$$

λ_j est généralement la plus grande longueur d'onde du PIR et $\rho_{as}(\lambda)$ est la réflectance des aérosols pour une diffusion simple. ρ_{as} est donnée par :

$$\rho_{as}(\lambda) = \frac{w_a(\lambda)\tau_a(\lambda)p_a(\lambda, \theta_s, \theta_v)}{4 \cos(\theta_s) \cos(\theta_v)}$$

où w_a est l'albédo de simple diffusion, $p_a(\theta_s, \theta_v, \lambda)$ correspond à la valeur efficace de la fonction de diffusion simple des aérosols.

Pour une telle sélection, le travail consiste d'abord à prendre plusieurs modèles d'aérosols pour décrire la plupart des types d'aérosols que rencontre le signal mesuré par un

capteur. Un ensemble de douze modèles d'aérosols dérivant des travaux de Shettle and Fenn (1979) est utilisé pour cet algorithme :

- 1 modèle "Océanique", RH=99%, dénommé O99 ;
- 4 modèles "Maritimes", RH= 50%, 70%, 90% et 99%, respectivement dénommés M50, M70, M90, et M99.
- 4 modèles "Côtiers", RH=50%, 70%, 90% et 99% dénommés C50, C70, C90 et C99
- 3 modèles "Troposphériques", RH=50%, 90%, et 99% dénommés T50, T90, et T99.

Chacun de ces modèles résout les équations du transfert radiatif pour déterminer la contribution du signal de l'atmosphère (L_{atm} ou ρ_{atm}) en fonction de l'épaisseur optique, et pour une grande variété de géométries de mesure. La réflectance de Rayleigh est ensuite soustraite, laissant place à la réflectance des aérosols. La LUT constituée à partir de ces résultats permet, pour une géométrie donnée, de convertir la réflectance des aérosols en sa valeur dans le cas d'une diffusion simple en s'appuyant sur la relation linéaire qui existe entre ces deux grandeurs (Gordon and Wang, 1994). Cette relation est donnée par :

$$\rho_a(\lambda) + \rho_{ra}(\lambda) = a\rho_{as} + b\rho_{as}^2 + c\rho_{as}^3 + d\rho_{as}^4 \quad (2.15)$$

La LUT de chaque modèle est donnée avec les coefficients a, b, c et d pour des valeurs d'épaisseur optique allant jusqu'à plus de 0,8.

L'étape suivante consiste à déterminer le paramètre $\epsilon(\lambda_i, \lambda_j)$ (équation 2.14) pour chaque modèle d'aérosol. Ce paramètre caractérise la variation spectrale des propriétés optiques des aérosols. Les douze valeurs de ce paramètre sont moyennées pour donner une valeur plus pertinente de la plupart des situations rencontrées par le signal dans son trajet optique. Le choix des deux modèles portera sur les deux qui encadrent le plus étroitement la valeur moyenne. Avec les deux modèles d'aérosols choisis, $\epsilon(\lambda_i, \lambda_j)$ est calculé pour les longueurs d'onde du visible, permettant ainsi de déterminer la luminance des aérosols et d'en déduire la réflectance marine. La méthode de Gordon and Wang (1994) ne permet pas de détecter les aérosols fortement absorbants. Par conséquent, elle n'est valide que pour les cas d'aérosols faiblement absorbants. De plus, elle est basée sur l'hypothèse du "black pixel", qui reste une hypothèse valide seulement pour les eaux du cas 1. L'approche de Gordon and Wang (1994) est donc susceptible de causer une surcorrection, avec des conséquences plus importantes dans la partie bleue du spectre où les aérosols absorbent fortement.

2.5.4 Algorithme standard appliqué à MERIS

Antoine and Morel (1999) ont développé un algorithme de couleur de l'eau pour le capteur MERIS. Cet algorithme repose sur la relation de la variation du signal atmosphérique

avec l'épaisseur optique des aérosols (τ_a). Le signal atmosphérique est constitué de la contribution globale de Rayleigh et des aérosols dans le cas d'une diffusion multiple ($\rho_{atm} \equiv \rho_R + \rho_a + \rho_{ra}$). Cette contribution atmosphérique est évaluée globalement sans séparer les contributions de Rayleigh et des aérosols. L'algorithme nécessite également deux canaux du PIR (λ_{PIR1} et λ_{PIR2}). A ces bandes du PIR, ρ_{atm} est équivalent à la réflectance totale mesurée, sans prise en compte des effets du glitter et de l'écume $\rho_{atm} \equiv \rho_t$.

Le processus de correction atmosphérique commence dans un premier temps par l'utilisation de la LUT de Rayleigh pour déterminer une luminance pré-calculée ρ_R . La LUT de Rayleigh est constituée par les sorties des modèles de transfert radiatif avec l'hypothèse d'une atmosphère dépourvue d'aérosols, ce qui permet de maximiser le signal de Rayleigh. Le signal pré-calculé ρ_R permet de déterminer une fonction f définie par le rapport de la contribution atmosphérique ρ_{atm} sur la réflectance pré-calculée (équation 2.16). Cette fonction représente la variation du signal atmosphérique due à la variation des aérosols dans l'atmosphère. Ce rapport défini par la fonction f est fondamental dans la correction atmosphérique de Antoine and Morel (1999) et varie linéairement en fonction de τ_a pour une géométrie donnée (Antoine and Morel, 1998).

$$f(\tau_a) = \frac{\rho_{atm}}{\rho_R} \quad (2.16)$$

La fonction $f(\tau_a)$ mesurée varie également en fonction du modèle d'aérosol et permet d'identifier le type de modèle à utiliser dans le PIR pour déterminer la réflectance du visible. L'algorithme comporte plusieurs étapes résumées sur la figure 2.8 :

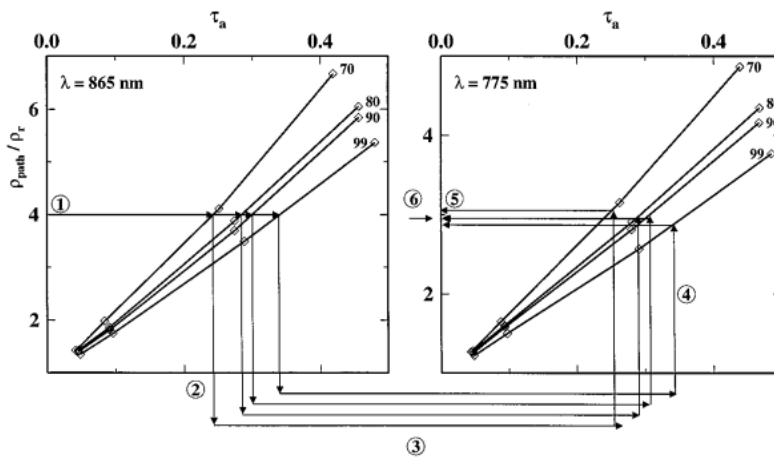


FIGURE 2.8 – Variation relative de ρ_{atm} à 865 et 775 nm en fonction de τ_a pour quatre modèles d'aérosols M70, M80, M90, et M99. La géométrie est $\theta_s = 40^\circ$, $\theta_v = 30^\circ$ et $\nabla\phi = \pi/2$. Les flèches symbolisent une manière possible d'identifier quelques modèles d'aérosol renfermant l'aérosol réel. Les nombres encadrés identifient les étapes successives de ce schéma (Antoine and Morel, 1998)

- > ① La fonction $f(\tau_a)$ est déterminée à une longueur d'onde du PIR (PIR_2) le signal mesuré par le capteur est donc équivalent à ρ_{atm} .
- > ② Les effets de diffusion multiple dépendant du type d'aérosol, $f(\tau_a)$ est associée à plusieurs valeurs de $\tau_a(\lambda_{PIR_2})$, chacune étant associée à un modèle d'aérosol donné.
- > ③ Cet ensemble de valeurs $\tau_a(\lambda_{PIR_2})$ est converti en son équivalent $\tau_a(\lambda_{PIR_1})$ en utilisant les coefficients d'atténuation spectrale (c) de chaque aérosol suivant la relation

$$\tau_a(\lambda_{PIR_1}) = \tau_a(\lambda_{PIR_2})[c(\lambda_{PIR_1})/c(\lambda_{PIR_2})]$$

Les coefficients (c) sont contenus dans des LUTs liants $f(\tau_a)$ et τ_a pour plusieurs modèles d'aérosols, géométries de mesure et longueurs d'onde.

- > ④ Chaque valeur de $\tau_a(\lambda_{PIR_1})$ correspond à une valeur de $f(\tau_a)$ à λ_{PIR_1} . Cette valeur diffère selon le modèle d'aérosol.
- > ⑤ La valeur $f(\tau_a)$ ainsi déterminée au PIR_1 pour chaque modèle est comparée à $f(\tau_a)$ mesurée, permettant de choisir deux modèles pour estimer le signal des aérosols. Ces deux modèles sont utilisés pour déterminer un rapport mixte défini par X qui peut être calculé à partir de la valeur réelle $f(\tau_a)$ et des valeurs sorties par les deux modèles choisis à la longueur d'onde 775 nm (PIR_1).

$$X = \frac{f_{PIR_1} - f_{aerosols_1}}{f_{aerosols_2} - f_{aerosols_1}}$$

X ne dépend pas de la longueur d'onde, et est utilisée pour estimer $[\rho_{atm}/\rho_R]$ (voir equation 2.16) pour les longueurs d'onde du visible à partir des valeurs au PIR. La réflectance atmosphérique est alors retrouvée en multipliant $f(\tau_a)$ par ρ_R permettant d'en déduire ρ_w quelque soit le type d'aérosols (équation 2.12).

2.5.5 Algorithme standard appliqué à OCTS

Cet algorithme a été développé par Fukushima et al. (1998). Ces auteurs considèrent une atmosphère à diffusion multiple comme dans le cas de SeaWiFS (L_{Ra} n'est pas négligée). La luminance mesurée par le satellite est convertie en réflectance, et modélisée sous forme de contribution de Rayleigh ρ_R , des aérosols ($\rho_A = \rho_a + \rho_{ra}$), et de la luminance marine. Le terme $\rho_g(\lambda)$ est négligé a priori, le capteur étant en mesure d'incliner son champ de vision pour éviter au mieux les effets de la réflexion spéculaire (le glitter). L'équation (2.12) est écrite comme suit :

$$\rho_t(\lambda) = \rho_R(\lambda) + \rho_a(\lambda) + \rho_{Ra}(\lambda) + t \cdot \rho_w(\lambda) \quad (2.17)$$

Le réflectance $\rho_R(\lambda)$ est restituée de la LUT de Rayleigh (équation 2.17) qui est donnée en fonction des coefficients de Fourier (c_i) pour chaque longueur d'onde et géométrie de

la mesure $(\theta_s, \theta_v, \text{ et la différence azimutale } \delta\phi)$

$$\rho_R(\lambda, \theta_s, \theta_v, \delta\phi) = \sum_{m=0}^2 c_i(\theta_s, \theta_v) \cos(m\Delta\phi) \quad (2.18)$$

Les données auxiliaires de pression atmosphérique et de concentration en ozone permettent de corriger $\rho_R(\lambda)$, permettant d'en donner une bonne estimation.

En considérant la mesure au PIR dans le cas des eaux claires, l'équation (2.18) permet de déterminer la mesure des aérosols :

$$\rho_A(PIR) \equiv \rho_a(PIR) + \rho_{Ra}(PIR) = \rho_t(PIR) - \rho_R(PIR)$$

Comme dans le cas de Gordon and Wang (1994), cette contribution des aérosols peut être modélisée à l'aide des modèles d'aérosols qui utilisent les équations de transfert radiatif. Pour cet algorithme, dix modèles d'aérosols sont utilisés. Parmi ces modèles, 9 dérivent des travaux de Shettle and Fenn (1979) (T50, T80, T90, C50, C80, C90, M50, M80 et M90). Le dixième est un modèle de poussière spécifique aux caractéristiques des aérosols rencontrés au-dessus de l'Asie orientale (Fukushima and Toratani, 1997). L'idée de prendre plusieurs modèles d'aérosols reste la même que dans le cas de l'algorithme de SeaWiFS. Chacun des dix modèles détermine le signal des aérosols et génère une LUT qui lie ce signal à un polynôme d'ordre 3 qui dépend de l'épaisseur optique des aérosols pour chaque longueur d'onde et de la géométrie de balayage.

$$\rho_a(\lambda) + \rho_{ra}(\lambda) = a\tau_a(\lambda) + b\tau_a^2(\lambda) + c\tau_a^3(\lambda) \quad (2.19)$$

Les coefficients a, b et c sont donnés en fonction de la longueur d'onde pour une gamme fine de géométries de mesure.

L'étape suivante de l'algorithme consiste à choisir le couple de modèles d'aérosols le plus adapté pour l'extrapolation de la mesure du satellite dans le visible. A cette étape de l'algorithme, les auteurs définissent un paramètre γ donné pour chaque modèle par la relation :

$$\gamma(670, 865) = \frac{\tau_a(670)}{\tau_a(865)} \equiv \frac{K_{ext}(670)}{K_{ext}(865)} \quad (2.20)$$

Dans cette relation, K_{ext} est le coefficient d'extinction calculé pour chaque modèle. Ce coefficient est proportionnel à τ_a et permet ici de déterminer la valeur théorique de γ de chaque modèle ($\gamma_T = K_{ext}(670)/K_{ext}(865)$). Les dix valeurs théoriques (γ_T) déterminées par les dix modèles sont dans la suite considérées comme référence dans le choix du modèle à chaque pixel.

Le reste des étapes s'applique à chaque pixel selon ce qui suit :

⊗ Pour chacun des dix modèles, τ_a est déterminée au PIR en résolvant l'équation (2.20),

connaissant la mesure du satellite pour le pixel considéré. Ceci permet de déterminer une valeur estimée de gamma ($\gamma_E = \tau_a(670)/\tau_a(865)$) pour chaque modèle.

⊗ Sur la base des dix valeurs γ_E de chaque pixel, une valeur moyenne est déterminée γ_{AVE} . Cette valeur γ_{AVE} est comparée à la valeur théorique de chaque modèle, permettant ainsi de sélectionner les deux modèles pour lesquels les valeurs théoriques encadrent γ_{AVE} .

⊗ Chacun des deux modèles détermine à partir de la relation (2.21), l'épaisseur optique τ_a du pixel aux longueurs d'onde du visible :

$$\tau_a(M, \lambda) = \frac{K_{ext}(\lambda)}{K_{ext}(865)} \tau_a(865) \quad (2.21)$$

avec M=M1 ou M=M2 (les deux modèles choisis). Cette grandeur permet de déduire le signal des aérosols pour chacun des deux modèles (équation 2.20).

⊗ L'étape finale consiste à interpoler une valeur du signal d'un modèle sur l'autre, afin de réduire les discontinuités des valeurs liées au changement de modèle d'un pixel à un autre. A cette étape, le paramètre d'interpolation est déterminé par la relation

$$r = \frac{\gamma_{AVE} - \gamma_T(M1)}{\gamma_T(M2) - \gamma_T(M1)}$$

Cette relation rappelle celle de l'algorithme de MERIS et permet de déterminer le signal des aérosols à partir d'un couple de modèles.

⊗ Le signal marin est alors déduit de l'équation (2.16), où la transmittance est donnée par le produit $t(\lambda) = t_{Rayleigh}(\lambda)t_{O_3}(\lambda)t_a(\lambda)$.

2.5.6 Algorithme standard actuel appliqué à SeaWiFS et MODIS

OBPG est responsable du traitement des données de la NASA. Ce groupe a développé un traitement applicable à la plupart des capteurs. La méthode intègre la spécificité de certains capteurs pour tirer une formule standard, indépendante du capteur utilisé et de la source de données *in situ*. Cette méthode, inspirée de Gordon and Wang (1994), est calibrée sur SeaWiFS et les résultats sont comparés aux données *in situ* sur trois points de mesures optiques des eaux du large (dont deux au pacifique et un au sud de l'océan indien) (Franz et al., 2007). L'étalonnage effectué à partir des données de SeaWiFS permettait de reproduire les radiances de la bouée MOBY (au nord du pacifique) et d'obtenir un bon accord avec les mesures radiométriques et de chlorophylle a provenant de sources *in situ* indépendantes. L'algorithme est actuellement appliqué pour le traitement standard des données de couleur de l'eau mise en ligne sur le site "Ocean Color" de la NASA. L'ensemble des étapes de la correction est intégré dans le code "l2gen" qui permet de lire les données de niveau 1 (L1) et de générer les luminances ou réflectances ($L_t(\lambda)$),

$L_r(\lambda)$, $L_g(\lambda)$, $nL_w(\lambda)$, $Rrs(\lambda)$, ...) de niveau L2, ainsi qu'un ensemble de paramètres géophysiques (Chla, épaisseur optique, k_d , coefficient d'Angström, τ , PIC, POC,...), la géométrie de la mesure, les données météorologiques, et tout un ensemble d'informations utiles en couleur de l'eau. Ce code "l2gen" est applicable à tous les capteurs de couleur de l'eau qui présentent suffisamment de canaux sur la fenêtre atmosphérique avec au moins deux canaux dans le PIR ou aux courtes longueurs d'onde de l'InfraRouge (IR) (Franz et al., 2014). La correction atmosphérique suit un ensemble d'étapes qui sont détaillées dans Mobley et al. (2022, 2016).

Tout d'abord la mesure du satellite est corrigée de l'effet de l'absorption gazeuse, principalement l'absorption par l'azote et le dioxyde d'azote qui présentent une large bande d'absorption (dans la fenêtre atmosphérique) qui ne peut plus être évitée par les capteurs actuels de couleur de l'eau. Le capteur MODIS est sensible à la polarisation. Les effets de polarisation sont alors pris en compte dans l'algorithme.

La luminance de surface due à l'écume est générée à partir d'une LUT qui prend en entrée la vitesse du vent à 10 m (U_{10}). Une correction n'est applicable que lorsque $6,33 \leq U_{10}$ (en m/s) ≤ 12 , et le modèle appliqué est donné par :

$$t.\rho_{WC}(\lambda) = [\rho_{WC}]_N(\lambda).t_v.t_s$$

avec

$$[\rho_{WC}]_N(\lambda) = 0,22 \times 8,75^{-5}(U_{10} - 6,33)^3.a_{wc}(\lambda)$$

où a_{wc} est donnée dans Mobley et al. (2022) et t_v et t_s sont respectivement la transmittance diffuse dans la direction de visée et solaire. La luminance L_{wc} est supposée être isotrope, et donc ne nécessite pas une correction de l'effet bidirectionnel.

La luminance de Rayleigh est ensuite déterminée à partir de la LUT de Rayleigh mis à jour par le code vectoriel de Ahmad et al. (2010). Cette LUT dépend de la vitesse du vent, donc de l'atmosphère réelle au moment de la mesure. La luminance de Rayleigh est liée à une épaisseur optique de Rayleigh (équation 2.6) par :

$$L_R[\tau_R(P, \lambda)] = L_R[\tau_R(P_0, \lambda)] \frac{1 - \exp[-C(\lambda, M)\tau_R(P, \lambda)M]}{1 - \exp[-C(\lambda, M)\tau_R(P_0, \lambda)M]} \quad (2.22)$$

où le facteur M est le facteur géométrique de masse d'air ($M = 1/\cos(\theta_s) + 1/\cos(\theta_v)$) et C est un paramètre d'ajustement qui permet de donner une meilleure estimation de L_R . Il faut noter que la correction de Rayleigh inclue la contribution du reflet du ciel sur la surface.

La correction de Rayleigh effectuée, l'algorithme suit une procédure similaire à Gordon and Wang (1994) avec des LUTs d'aérosols qui ont été mises à jour par Ahmad et al.

(2010). Le signal des aérosols est déterminé et soustrait de la mesure du capteur au PIR, avec une condition que la variation spectrale du signal marin normalisé soit faible au PIR. Si la condition n'est pas satisfaite, une correction du glitter est appliquée selon Wang and Bailey (2001). De nouveau le signal marin est déterminé au PIR après avoir refait le calcul du signal issu des aérosols. Lorsque la variation spectrale du signal marin normalisé est faible au PIR, la procédure continue pour une correction de la réponse hors bande et de l'effet bidirectionnel. En effet, les détecteurs des signaux sont calibrés pour chaque bande, mais peuvent avoir une sensibilité hors bande (Out-Of-Band response en anglais, voir figure 2.2 pour les détecteurs du capteur MODIS). OBPG utilise les longueurs d'onde pour lesquelles la fonction de réponse spectrale (SRF) chute de 0,1% de sa valeur maximale pour définir les limites inférieure et supérieure de la région intra-band où la luminance sera considérée pour chaque détecteur (Mobley et al., 2016, 2022). L'effet bidirectionnel est corrigé en appliquant la méthode de Morel et al. (2002) pour déterminer la luminance normalisée exacte (voir section 2.4.2.2).

La méthode de "black pixel" est systématiquement appliquée lorsque la valeur estimée de Chla est $\leq 0,3$. Si Chla $>0,7$, on estime alors que le signal marin n'est plus nul au PIR. La méthode de Bailey et al. (2010) utilisée dans le cas de l'algorithme standard de OBPG consiste à déterminer ce signal marin au PIR, et le soustraire de la mesure du satellite. Cette procédure permet d'arriver à une mesure au PIR qui ne dépend plus que de la contribution des aérosols, et donc permet à la fin le choix des modèles les plus adaptés. Cependant la contribution qui sortirait de l'eau au PIR ne peut être connue si le signal des aérosols n'est pas connu. Dans le cas de Bailey et al. (2010) une méthode itérative est utilisée, où la réflectance marine du PIR est donnée en fonction des coefficients d'absorption et de rétrodiffusion

$$Rrs(\lambda) = \frac{f(\lambda)}{Q(\lambda)} \cdot \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda) + b_b(\lambda)} \quad (2.23)$$

Les premières estimations de ces coefficients sont déterminées en supposant d'abord un cas de pixel noir. Ces grandeurs estimées sont par la suite injectées pour déterminer les coefficients $a(\lambda)$ et $b_b(\lambda)$, puis la $Rrs(\lambda)$. L'itération s'arrête lorsque que le changement de $Rrs(\text{PIR1})$ entre 2 itérations est inférieur à 2%. Cette méthode est détaillée également dans Mobley et al. (2016, 2022). Elle converge généralement en moins de 10 itérations, le cas échéant le pixel porte un masque pour défaut de correction atmosphérique.

A noter que la correction atmosphérique n'est appliquée pour cet algorithme que si $[L_g]_N \leq 0,005$. Le cas échéant, le pixel sera masqué et la correction atmosphérique ne sera pas faite.

CORRECTION ATMOSPHÉRIQUE DES AÉROSOLS ABSORBANTS POUR UNE MEILLEURE ESTIMATION DE LA BIOMASSE DE PHYTOPLANCTON DES EAUX DE SURFACE DU SYSTÈME D'UPWELLING DES CANARIES

3.1 Préambule

La couleur de l'eau permet d'étudier la dynamique du phytoplancton de surface des régions largement sous-échantillonnées comme le système d'upwelling des Canaries (Carr and Kearns, 2003; Lathuilière et al., 2008). L'information fournie par les capteurs de couleur de l'eau est une luminance totale mesurée au sommet de l'atmosphère au-dessus de l'océan (Hovis, 1978; Gordon and Voss, 1999; O'Reilly et al., 2000). La contribution marine contenue dans cette information est une proportion relativement faible (Wang, 2014), mais très utile pour les applications biologiques (Bricaud et al., 1998; Stramski et al., 2008; Werdell et al., 2013; Hu et al., 2012). Cette contribution est utilisée par les algorithmes de correction atmosphérique ou de restitution de paramètres océaniques (IOCCG, 2010). Lorsque les conditions atmosphériques le permettent, l'information de chaque pixel permet d'évaluer les paramètres géophysiques tels que la teneur en chlorophylle-a (Hu et al., 2012; O'Reilly and Werdell, 2019), qui représente le principal pigment biomarqueur de l'abondance de phytoplancton.

La présence d'aérosols constitue un des défis majeurs de la correction atmosphérique, en particulier lorsqu'il s'agit d'aérosols absorbants (Fukushima et al., 1998; Antoine and Morel, 1999; Gordon and Wang, 1994; IOCCG, 2010). Les aérosols sont définis comme des particules solides ou liquides beaucoup plus grosses que les molécules de gaz, mais suffisamment petites pour rester en suspension dans l'atmosphère pendant des heures, voire des jours. Les aérosols sont très variables physiquement et optiquement. Les tailles

typiques sont de 0,1 à 10 μm (Mobley et al., 2022). Les particules d’origine océanique sont plus grosses (supérieures à 1 μm) et généralement constituées de sel marin non absorbant. Les particules d’origine continentale sont plus fines ($\leq 1 \mu\text{m}$) et constituées de suies et de poussières. Ces particules fines sont absorbantes et leur contribution reste délicate à estimer en correction atmosphérique.

Jusqu’à présent, les algorithmes standards échouent en présence d’aérosols fortement absorbants (Gordon and Wang, 1994; Mobley et al., 2016). Ces algorithmes standards limitent volontairement le processus de correction atmosphérique à un certain seuil relativement faible d’épaisseur optique, pour limiter les impacts de ces aérosols sur la luminance marine (Franz et al., 2005; Mobley et al., 2016). Cette limite entraîne l’application de masque à un grand nombre de pixels dans le domaine du système des Canaries. Une estimation simultanée des propriétés optiques de l’océan et des aérosols peut néanmoins être exploitée dans de pareilles conditions (Chomko and Gordon, 1998; Moulin et al., 2001a).

Dans ce chapitre, nous rappelons le principe de base d’un algorithme de correction atmosphérique initié par Jamet et al. (2005), et qui a vu naître un algorithme couplé de correction atmosphérique SOM-NV (Self-Organizing Map - NeuroVaria) applicable au système des Canaries (Diouf et al., 2013). L’algorithme couplé SOM-NV profite des travaux de Moulin et al. (2001b) qui propose un modèle de détection des aérosols désertiques de type poussière. Ce modèle de poussière simule les situations rencontrées sur la façade nord-ouest de l’Afrique, région océanique sous influence des poussières du Sahara et du Sahel qui sont présentes plus de 50% du temps dans l’atmosphère (Song et al., 2022) et qui parcourent une grande distance au-dessus de l’océan (Senghor et al., 2017). Le modèle de Moulin et al. (2001b) est combiné aux modèles d’aérosols de Shettle and Fenn (1979) (voir section 2.5.3) pour générer les valeurs théoriques de réflectance pour différentes géométries de mesure et différents types d’aérosol. La table (LUT) construite à partir de ces données théoriques sert de support pour introduire une information complémentaire (i.e le type d’aérosol) à la donnée satellite. Cet ajout passe par une étape de classification par la carte SOM qui sert à son tour de support pour inverser la mesure satellite et déterminer simultanément les grandeurs océaniques et atmosphériques (ρ_w , ρ_A , t , AOT). Cette inversion est assurée par l’algorithme NV que nous allons également décrire ici. Les algorithmes SOM et NV sont applicables à différents capteurs (Niang et al., 2006; Brajard et al., 2008, 2012) et ont été automatisés durant les travaux de Diouf (2012) pour fournir l’algorithme régional de correction atmosphérique appliqué à SeaWiFS (Diouf et al., 2013). Les performances de cet algorithme ont été démontrées et quelques résultats sont présentés ici.

Dans la deuxième partie, nous présentons l’adaptation de SOM-NV au capteur MODIS sur le système des Canaries (Correa et al., 2023).

3.2 Algorithme régional de correction atmosphérique appliqué à SeaWiFS

Pour faire face au défi imposé par la poussière désertique, Diouf et al. (2013) ont combiné deux modèles statistiques SOM et NV pour restituer les paramètres de couleur de l'eau de l'archive du capteur SeaWiFS (1997 à 2009) sur la façade ouest de l'Afrique. L'algorithme dénommé alors SOM-NV est basé sur un apprentissage profond et s'appuie sur une table générée par les modèles d'aérosols de Shettle and Fenn (1979) et un modèle d'aérosols de type poussière de Moulin et al. (2001b) permettant de détecter la présence de poussière et de mieux prendre en compte ses effets optiques sur le signal mesuré par le capteur SeaWiFS. L'algorithme SOM-NV (Diouf et al., 2013), combine une méthode de classification non-supervisée SOM (pour Self-organizing maps) (Kohonen, 1982), et une méthode d'inversion variationnelle (NV).

3.2.1 Principe de la carte auto-organisatrice SOM

L'approche SOM (Kohonen, 1982) (Figure 3.1) est un algorithme de classification non supervisé, basée sur des algorithmes de réseaux neuronaux topologiques. C'est un type de réseau de neurones artificiels qui permet de résoudre des problèmes non linéaires et complexes. Elle est robuste dans la gestion d'une grande base de données et peut être utilisée sans connaissance préalable des caractéristiques de la donnée. Elle est configurée en deux couches : la première sert à la présentation des observations que l'on cherche à traiter et la deuxième se présente sous forme de mailles dont les nœuds servent à capter les informations de la première couche. Ces deux couches sont reliées entre-elles de sorte à créer un réseau dans lequel les nœuds jouent un rôle de neurones qui décodent l'information. Cette configuration garantit que l'ensemble des observations puissent être présentées à tous les neurones. Chaque neurone capte les informations affectées d'un poids. La carte SOM est entraînable selon la façon dont on cherche à partitionner les observations et peut regrouper ces observations selon un ordre topologique qui respecte la notion de voisinage. L'avantage de cette carte c'est qu'elle est à apprentissage non supervisé, ce qui permet le traitement automatique d'une grande base de données.

3.3 Application de la carte SOM aux données de couleur de l'eau

La carte SOM est initialement utilisée en couleur de l'eau pour partitionner les spectres de réflectance en fonction des angles de mesures. La classification commence par définir un nombre de classes suffisamment grand pour caractériser les clusters pertinents. Les observations du capteur SeaWiFS au niveau de la Méditerranée par exemple sont classées

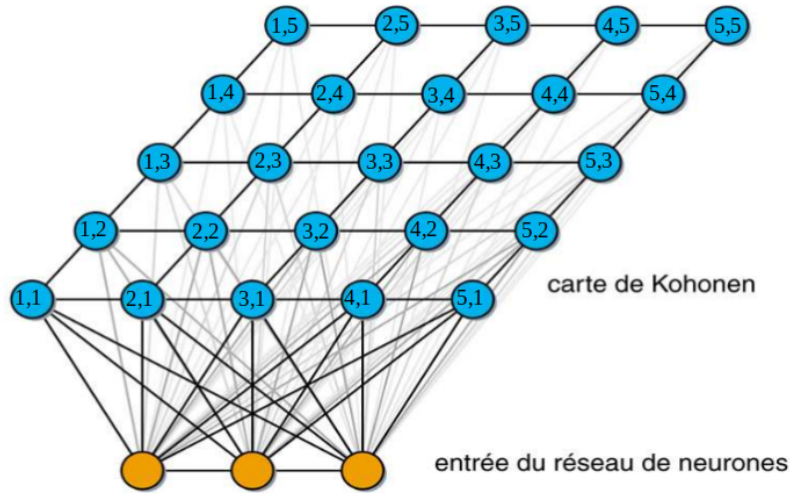


FIGURE 3.1 – Architecture d’une carte topologique en 2-D. Les éléments d’entrée sont présentés en jaune et les neurones gagnants en bleu. La particularité de chaque neurone est matérialisée par les chiffres noirs sur chaque point. Ce schéma est adapté de Diouf (2012) et de Kohonen (1982)

par SOM en un nombre limité de classes similaires (clusters) caractérisées chacune par un vecteur référent porté par un neurone (Niang et al., 2006). La classification a porté en premier sur les angles de mesure que sont l’angle zénithal solaire (θ_s) et l’angle de diffusion (γ). La réflectance variant en fonction des angles de mesure, chaque couple d’angles (θ_s, γ) est associé à une variété de classes de spectres de réflectance. La carte SOM a été préparée dans ce sens de sorte à assimiler les données d’angle (A) et de spectre de réflectance (S), pour traiter les images SeaWiFS.

Le développement de la méthode s’effectue en deux étapes. La première étape est une procédure non supervisée qui classe les spectres TOA mesurés à partir de leurs propriétés statistiques. Dans la deuxième étape, ces classes sont étiquetées, c’est-à-dire attribuées aux paramètres optiques des aérosols (type d’aérosol, épaisseur optique et coefficient d’Ångström). Pour ce faire, différents modèles d’aérosols ont été utilisés pour créer une base de données théorique suffisamment large pour caractériser l’atmosphère d’une région d’étude. Quatre modèles d’aérosols non absorbants (côtiers, maritimes, troposphériques, océaniques) de Shettle and Fenn (1979) précédemment utilisés de manière opérationnelle pour traiter les données SeaWiFS et un aérosol de poussière du Sahara de Moulin et al. (2001b) sont utilisés. Ces modèles résolvent les équations de transfert radiatif (RTE) et fournissent tous les paramètres théoriques nécessaires (Réflectance, angles, type d’aérosol, épaisseur optique et coefficient d’Ångström). La projection de ces paramètres sur la carte SOM permet à chaque neurone de capter un ensemble de groupes qui décrit une situation type (groupe mixte, groupe de neurones purs caractérisés par un type d’aérosol, groupe non caractérisé ...).

Les neurones qui captent plus de 95% de spectres théoriques appartenant au même type d’aérosol sont notés «neurone pur». Dans ce cas, le neurone prend simplement l’étiquette

du type aérosol. Pour des neurones associés à de faibles valeurs d'épaisseur ($<0,1$), la contribution de l'aérosol est jugée trop faible par rapport à la contribution marine pour permettre une détermination précise du type d'aérosol. De tels neurones associés sont alors classés comme «neurones purs » et sont étiquetés «aérosol maritime». La valeur de l'épaisseur optique de ces « neurones purs » a été calculée soit comme la moyenne de la valeur de l'épaisseur optique des spectres appartenant au type d'aérosol dominant, soit comme la moyenne des valeurs de l'épaisseur optique de tous les spectres correspondant à un petit diamètre optique. Les « neurones blancs » correspondent à des types d'aérosols qui ne sont pas pris en compte par les modèles d'aérosols utilisés. Les groupes labellisés mixtes prendront la moyenne de chaque paramètre, et son type définitif est déterminé lors du traitement d'une image satellite donnée en tenant compte d'une relation de voisinage de l'image. La carte SOM a permis de récupérer les propriétés optiques des aérosols avec une précision meilleure que les méthodes standards telles que celles utilisées par SeaWiFS (Niang et al., 2006). Elle est également exploitée avec succès pour déterminer l'épaisseur optique à partir des données de MERIS (Brajard et al., 2007).

3.3.1 Inversion NeuroVaria

Nous avons vu précédemment que la correction atmosphérique fait intervenir des connaissances théoriques et des observations, et bute souvent sur les cas plus complexes du système océan-atmosphère (eaux du cas 2, présence d'aérosols fortement absorbants) (Chomko and Gordon, 1998; Moulin et al., 2001a). Pour déterminer à la fois la réflectance marine et des aérosols, Jamet et al. (2005) ont initié une méthode d'inversion validée par la suite dans Brajard et al. (2006). La méthode proposée repose sur une combinaison de modélisation par réseau de neurones et une inversion variationnelle classique d'où son nom NeuroVaria (NV) (Brajard et al., 2006). L'idée recherchée dans l'algorithme d'inversion est de retrouver l'observation de chaque pixel (ρ_{cor}) qui permet de déduire les réflectances marine et des aérosols. Le principe consiste à calculer les paramètres atmosphériques (transmittance et contribution des aérosols) et océaniques (contribution marine) de sorte à retrouver une valeur de réflectance calculée qui soit proche de la valeur donnée par le pixel. Le calcul est fait par perceptron multicouche (MLP, pour Multi-Layer Perceptron). Les MLPs sont configurés de sorte à prendre en entrée les angles de mesure (θ_s , θ_v , $d\phi$), ainsi que les propriétés des aérosols et de l'eau de mer. Ces paramètres d'entrée permettent de calculer directement la transmittance diffuse, la contribution des aérosols (ρ_A) et le signal marin (ρ_w) (voir figure 3.2). Dans le cas de Brajard et al. (2006), la LUT atmosphérique ($\rho_A(\lambda, \nu, m_r, m_i, \tau, \theta_s, \theta_v, d\phi)$ et $t(\lambda, \nu, m_r, m_i, \tau, \theta_v, d\phi)$) est générée à partir de modèles d'aérosols caractérisés par une distribution en taille des particules qui suit la loi de Junge et un indice de réfraction complexe donné par $m = m_r - i.m_i$; m_r est la partie réelle et m_i la partie imaginaire de l'indice (m).

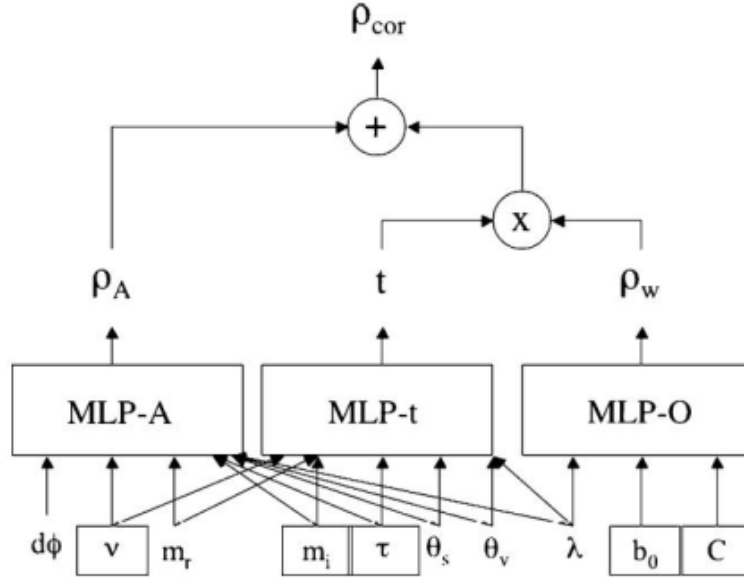


FIGURE 3.2 – Architecture du calcul de ρ_{cor} par la méthode NeuroVaria. MLP-A, MLP-t et MLP-O sont respectivement Multi-Layer Perceptron -Aérosol, -transmittance et -Océan. Les paramètres encadrés sont les paramètres de contrôle. Schéma tiré de Brajard et al. (2006)

La distribution en taille de Junge dépend d'un facteur ν qui permet de prendre en compte une grande variété d'aérosol tout en donnant des valeurs réalistes de ρ_A , même dans les cas absorbants (Brajard et al., 2006).

L'indice de réfraction complexe permet de caractériser l'impact de la composition chimique sur le processus de diffusion (sa partie réelle m_r) et d'absorption (sa partie imaginaire m_i). m_i est donc rendu aussi large que possible, pour tenir compte des aérosols fortement absorbants ($m_i > 0,04$) (Brajard et al., 2006; Diouf, 2012; Diouf et al., 2013).

Dans le cas présenté à la figure 3.2, la LUT océanique est générée en fonction de la concentration en pigment (c) et du paramètre de diffusion b_0 ($\rho_w(\lambda, b_0, c)$). Cette méthode dérive des travaux de Gordon et al. (1988), normalement adaptée aux eaux du cas 1. Dans le cas de Brajard et al. (2006), la concentration maximale est fixée à 3 mg.m^{-3} .

Le processus d'inversion variationnelle est basé sur une méthode itérative qui compare la prédiction (ρ_{cor}^{cal}) à l'observation (ρ_{cor}^{obs}) (voir équation 5 de Correa et al. (2023) pour la définition de ρ_{cor}) à travers une fonction de coût (J) décrite dans Jamet et al. (2005). L'amélioration majeure de la méthode d'inversion dans Brajard et al. (2006) a été d'implémenter une nouvelle formulation itérative de la fonction de coût qui rend la minimisation plus précise :

$$J = \sum_{i=1}^8 \alpha_i (\rho_{cor}^{obs}(\lambda_i) - \rho_{cor}^{cal}(\lambda_i))^2 + \sum_{j=1} \beta_j (x_j - x_j^{eb})^2 \quad (3.1)$$

où x_j^{eb} représentent les paramètres initiaux et x_j les paramètres de contrôle (ν, m_i, τ, b_0, C); α_i et β_j représentent les poids pour les différents termes de la fonction de coût.

La minimisation nécessite un choix judicieux des paramètres de contrôle de sorte à orienter le processus vers les solutions qui minimisent J et le nombre d'itérations. Le processus d'itération s'arrête lorsque la variation de J est suffisamment petite ou lorsque le nombre maximal d'itérations est atteint. Le principe de minimisation est donné à la figure 3.3. La méthode NV a été appliquée avec succès à la correction atmosphérique en zones côtières (Brajard et al., 2008, 2012).

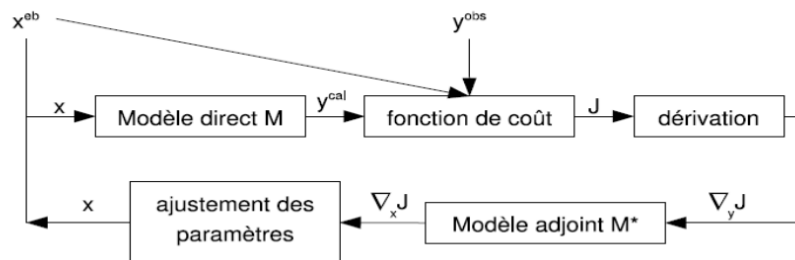


FIGURE 3.3 – Principe de l'algorithme variationnel : x est le paramètre de contrôle qu'il s'agit d'ajuster, y_{obs} est la quantité à inverser, y_{cal} est la sortie du modèle direct (M) de la figure 3.2 et J est la fonction coût.

3.3.2 Algorithme SOM-NV

Le principe de SOM et de NV décrit ci-dessus est appliqué pour donner l'algorithme SOM-NV (Diouf et al., 2013). Sur la partie SOM, l'originalité a été l'utilisation simultanée des couples réflectance-angle dans la calibration de la carte SOM, contrairement à la calibration de Niang et al. (2006) qui classe d'abord les angles puis les réflectances. Sur la seconde partie de SOM-NV, la réflectance corrigée, ainsi que les angles de mesure sont comparés aux données théoriques dites expertes ($Data^{exp}$) qui sont constituées à partir des simulations de transfert radiatif. Ces données expertes sont issues de deux bases : une qui associe les réflectances atmosphériques aux paramètres de l'atmosphère, et une autre qui lie les réflectances marines aux paramètres de l'océan. Ces deux bases sont utilisées pour générer une LUT constituée donc de données $Data^{exp}$ qui contiennent les réflectances-angles pour lesquelles le type d'aérosol est connu. Les MLPs modélisant les codes de transfert radiatif ont été spécialement conçus pour prendre en compte les poussières du Sahara. La grande originalité de cette partie est que les paramètres initiaux (first guess) de l'algorithme d'inversion sont directement tirés de la carte SOM labellisée pour réduire d'avantage le coût.

L'algorithme a permis de restituer les paramètres géophysiques tels que la réflectance marine de télédétection (Rrs) et l'épaisseur optique des aérosols à 865 nm (AOT_{865}), de restituer la transmittance et de calculer la concentration en chlorophylle-a ($Chla$) à partir de l'algorithme OC4V4 de O'Reilly et al. (2000).

SOM-NV est schématisé à la figure 3.4 et décrit en détail dans Diouf (2012); Diouf et al. (2013); Correa et al. (2023). Nous résumons la démarche par les étapes à suivre :

- 1) Une première phase prépare la carte SOM qui classe les couples réflectance-angles. A cette phase, les entrées sont les angles zénithal solaire θ_s et de diffusion $\Delta\phi$ et la réflectance (mesure du capteur précorrigé des contributions de Rayleigh ρ_R , de l'écume ρ_{WC} et du glitter ρ_g , voir équations 4 et 5); les sorties sont des clusters représentés chacun par un vecteur référent qui est constitué de réflectances et angle (plus détaillée dans Niang et al. (2006)). Les couples réflectance-angle sont simultanément projetés dans le cas de Diouf et al. (2013).
- 2) Une deuxième phase consiste à labelliser la carte SOM par des données théoriques constituées également de couples réflectance-angles et leurs paramètres associés (type d'aérosols, AOT_{865} , Chla). Chaque neurone capte un vecteur théorique qui lui est proche. Cette phase attribue à chaque neurone de la carte SOM-A-S (A pour angle et S pour spectre de réflectance) les paramètres type d'aérosols, épaisseur optique et Chla.
- 3) Une troisième phase analyse les observations du satellite en projetant chaque pixel sur la carte SOM-A-S labellisée. Chaque neurone capte l'observation qui lui est proche en terme de spectre de réflectances et d'angles. Cette phase associe à chaque pixel des paramètres théoriques qui vont servir d'entrée au modèle d'inversion.
- 4) Une quatrième phase cherche à retrouver la mesure précorrigée du satellite (ρ_{cor} , équation 5) par approche neuronale supervisée appelée perceptron multicouche (MLP) (Figure 3.2). Cette phase calcule la réflectance théorique (ρ_{cor}^{cal}) et la compare à la mesure précorrigée du satellite (ρ_{cor}). Cette approche d'inversion (figure 3.3) est basée sur un processus itératif de minimisation de la fonction coût (J) (voir Jamet et al. (2005); Brajard et al. (2006)) par ajustement des paramètres atmosphériques et océaniques (ν , m_i , t , b_0 , C)) qui représentent les paramètres de contrôle des MLPs.

Etant donné sa capacité à mieux estimer l'AOT (Diouf et al., 2013), à donner un spectre de réflectances marines cohérent avec la théorie et ainsi à potentiellement mieux estimer les concentrations de Chla de surface, l'algorithme SOM-NV présente d'importants atouts pour notre région d'étude. Nous avons donc décidé d'adapter l'algorithme aux données issues du capteur MODIS-Aqua.

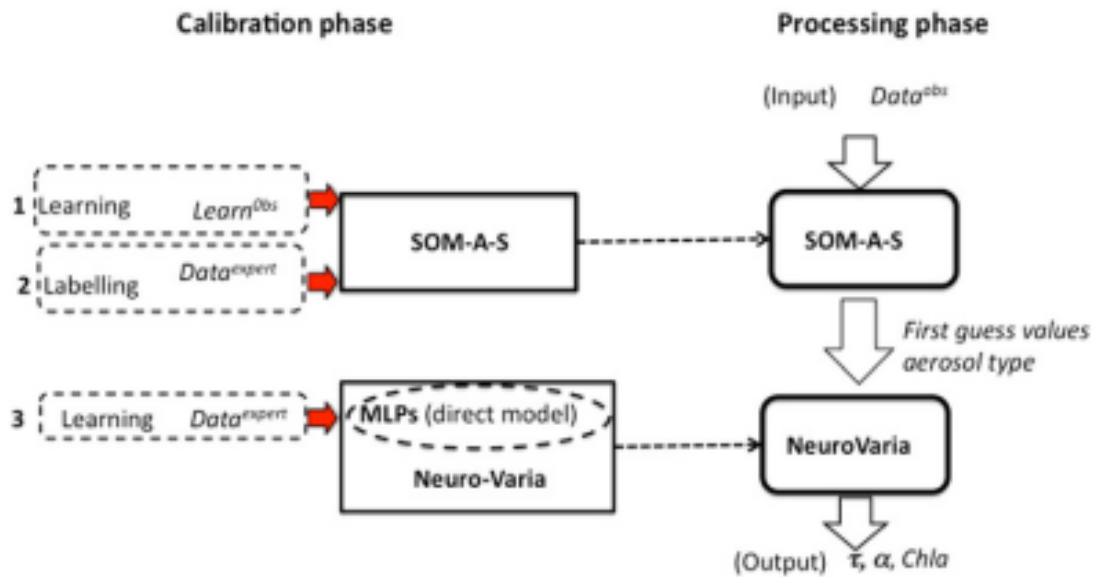


FIGURE 3.4 – Organigramme montrant les différentes bases de données utilisées dans le calibrage de SOM-NV. $Learn^{obs}$ est incluse dans $Data_{obs}$. SOM-A-S est d’abord calibré avec les observations puis étiqueté avec les données expertes. Les MLPs modélisant le modèle direct dans NeuroVaria sont calibrés avec Data expert. Les caractères gras désignent les bases de données et les caractères clairs, les vecteurs correspondant à la base de données. Les Sorties de SOM-NV sont principalement la réflectance spectrale (qui permet ensuite de calculer la Chla), l’épaisseur optique et le type d’aérosols

3.4 Adaptation de SOM-NV au données MODIS

La méthode SOM-NV a été appliquée aux mesures SeaWiFS sur le système Sud Canaries. Pour assurer la continuité des données satellites prenant en compte la correction atmosphérique des aérosols absorbants, nous avons appliqué la méthode aux données MODIS afin d’utiliser ces observations pour étudier le compartiment plancton de cette région océanique. Les travaux de Brajard et al. (2012) ont montré l’efficacité de la méthode d’inversion sur le capteur MERIS. Étant donné que la grande différence entre SeaWiFS et MODIS vient des caractéristiques intrinsèques des instruments optiques (SNR, sensibilité) et du système de balayage (voir chapitre 2), nous avons choisi d’adapter l’algorithme SOM-NV au capteur MODIS en suivant la même approche que le SOM-NV original (Figure 3.6). Ceci parce que les canaux de MODIS qui sont dédiés aux applications en couleur de l’eau sont similaires à SeaWiFS, mis à part le canal 510 nm (remplacé par un canal 530 nm).

L’algorithme SOM-NV est appliqué à MODIS (Correa et al., 2023) avec les mêmes LUTs que celles générées pour SeaWiFS et sur le même domaine. La transformation de la luminance à la réflectance suit le même principe également, mais avec une adaptation de l’irradiance solaire. La donnée brute de niveau 1 est récupérée puis traitée de

façon standard par SeaDAS qui applique une correction atmosphérique pour générer des données de niveau 2 avec toutes les informations associées (Figure 3.5). Dans cet ensemble, la luminance de Rayleigh, de surface, et la transmittance gazeuse sont utilisées pour effectuer une première correction de la luminance totale et donner une mesure satellite qui ne dépend plus que de la contribution des aérosols, du signal marin, et des effets atmosphériques donnés par la transmittance diffuse (t) (voir équation 5 de Correa et al. (2023)). La donnée journalière constituée de ρ_{cor} et tous les paramètres utiles pour la suite (les masques de terre, de nuage, les angles ...) est conservée pour la suite du traitement.

L'assimilation des deux bases de données $Data^{obs}$ et $Data^{exp}$ est assurée par le logiciel YAO (Thiria et al., 2006). Ce logiciel dispose d'un code adjoint qui permet de calculer le gradient de la fonction coût et d'ajuster les paramètres de contrôle. Yao lit les observations journalières préalablement sauveées et exécute l'étape d'inversion. A la fin, Yao génère la réflectance des aérosols (ρ_A), la transmittance diffuse et la réflectance marine qui sont toutes liées par la relation :

$$\rho_w = \frac{\rho_{cor}^{obs} - \rho_A}{t} \quad (3.2)$$

L'algorithme de restitution de la Chla de MODIS (OC3M) du groupe OBPG (O'Reilly et al., 2000) est utilisé pour déterminer la Chla. L'épaisseur optique (AOT_{869} nm) est également générée et permet de tester la performance de la méthode. L'adaptation est décrite en détail dans Correa et al. (2023). Cette adaptation est validée en comparant les valeurs de Chla aux mesures géolocalisées de la sonde FP, ainsi qu'en mettant en parallèle l'épaisseur optique aux mesures AERONET. Les spectres de réflectance sont enfin visualisés et comparés aux connaissances théoriques.

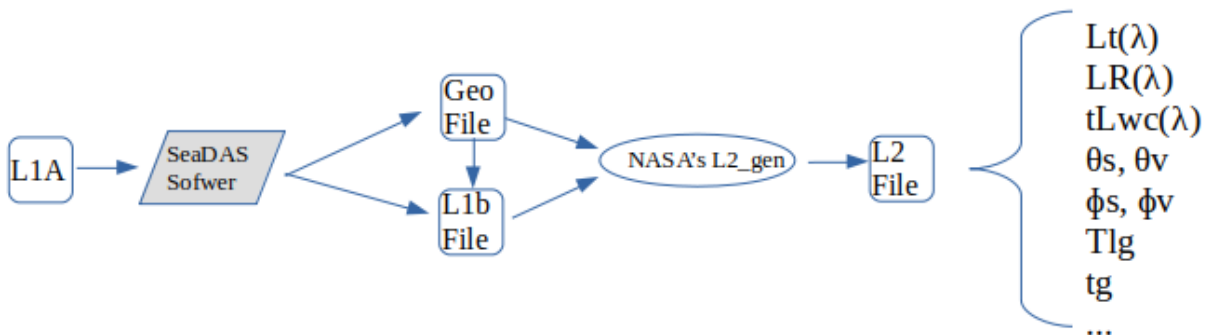


FIGURE 3.5 – Schématisation des étapes du traitement SeaDAS. t_g est la transmittance gazeuse. La liste des produits contenus dans le fichier de niveau 2 n'est pas exhaustive.

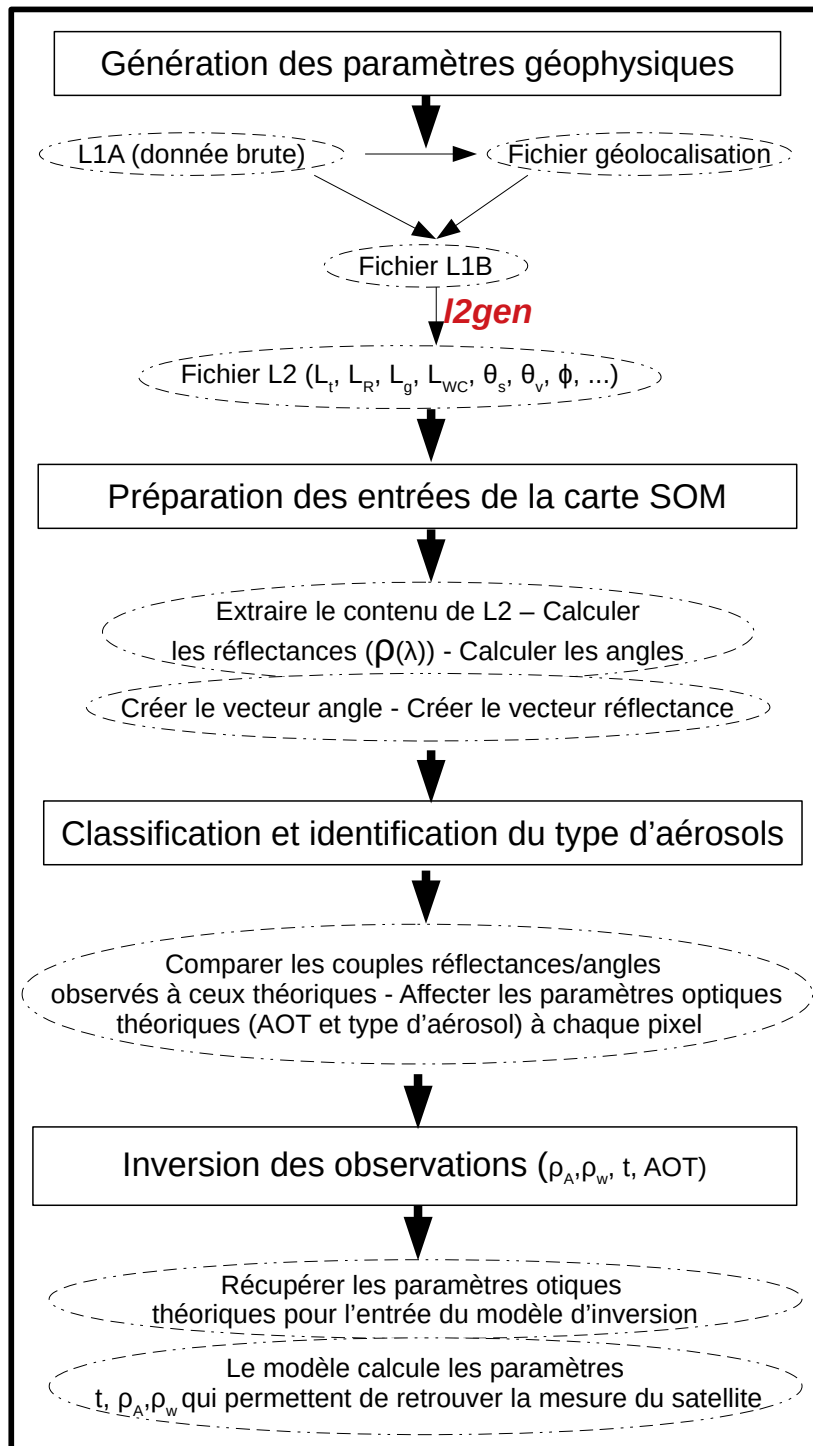


FIGURE 3.6 – Schématisation des différentes étapes suivies pour générer un fichier SOM-NV à partir des données satellitaires de niveau 1.

3.5 SOM-NV appliqué aux données SeaWiFS

SOM-NV initialement appliqué aux données SeaWiFS sur toute sa période (fin 1997 à 2009), permet de restituer un certain nombre de paramètres géophysiques (réflectance

(Rrs), concentration en chlorophylle-a (Chla), épaisseur optique à 865 nm (AOT_{865}) qui sont sauvegardés sous forme de fichiers journaliers. L'épaisseur optique a été validée par Diouf et al. (2013) qui ont comparé l' AOT_{865} nm à l'AOT de la même bande spectrale fournie par les capteurs du réseau AERONET (AErosol RObotic NETwork) d'un site proche de Dakar (14,394167° N, 16,958611° W). Ces auteurs ont pu montrer l'amélioration de l'AOT par rapport à l'AOT standard de SeaWiFS. Nous avons utilisé la Chla standard de SeaWiFS et celle de SOM-NV pour analyser ce paramètre. Un comptage de pixels valides des deux produits montre une nette amélioration de la couverture par SOM-NV. Cette amélioration varie en fonction des saisons, mais atteint plus de 40% au printemps sur le plateau sénégalais (12-17° N de la côte à l'isobathe 100 m) (Figure 3.7). Les faibles couvertures sont associées aux mois d'été pour les deux produits (juillet et août), période de forte nébulosité (saison de mousson).

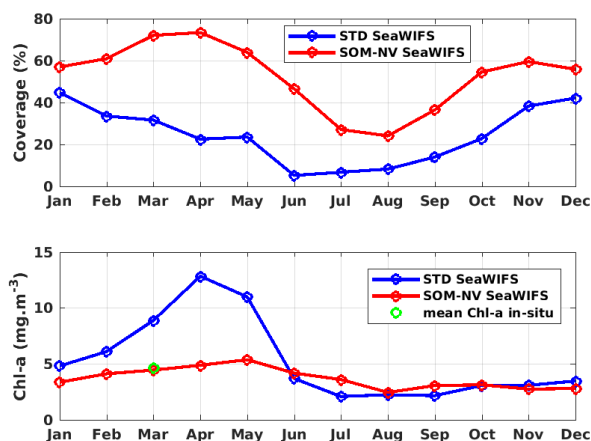


FIGURE 3.7 – Couverture (en haut) et concentration de la chlorophylle-a de surface (en bas) des données SeaWiFS de 1998 à 2009 sur le plateau sénégalais. Les données standard sont en bleu et celles de SOM-NV en rouge. Le cercle vert représente la moyenne des mesures *in situ* (par HPLC) de Chla collectées en mars des années 2012, 2013 et 2014 sur le plateau sénégalais.

Parallèlement à la couverture, nous avons analysé la structure spatiale de la Chla de surface du plateau sénégalais (PS) calculée par Diouf et al. (2013) selon l'algorithme OC4V4 (O'Reilly et al., 2000; O'Reilly and Werdell, 2019). OC4V4 est une relation polynomiale impliquant quatre longueurs d'onde (443, 489, 510 et 555 nm) pour estimer la Chla à partir du rapport de réflectance $Rrs(443, 489, \text{ou } 510)/Rrs(555)$ à la Chla. C'est l'algorithme qui est utilisé pour déterminer la Chla standard de SeaWiFS (STD SeaWiFS). La distribution spatio-temporelle de la Chla est cohérente avec l'apport en nutriments (Figure 3.8,3.9).

La variabilité mensuelle moyenne sur la période 1998-2009 montre une différence nette d'amplitude de Chla sur le PS au printemps (Figure 3.7). Les mesures *in situ* réalisées en mars pendant les campagnes UPSEN-1 (2012), UPSEN-2/ECOAO (2013) et AWA (2014)

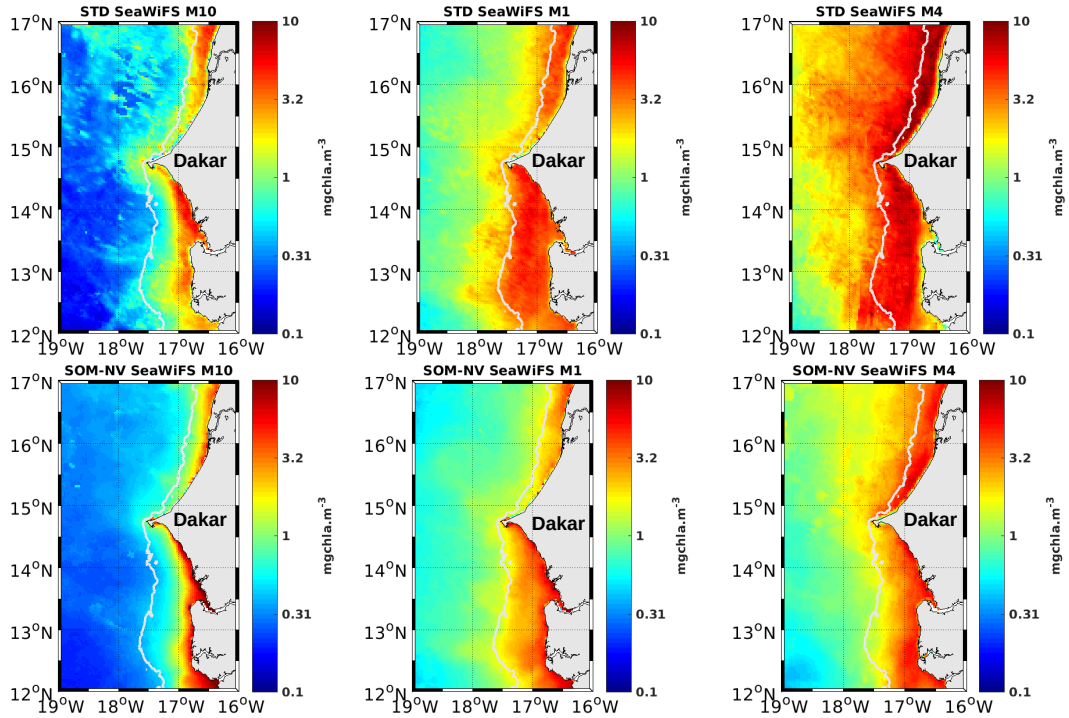


FIGURE 3.8 – Distribution spatiale de la Chla moyenne des mois d’octobre (M10), de janvier (M1) et d’avril (M4) pour STD (en haut) et SOM-NV (en bas) de SeaWiFS. La ligne grise marque l’isobathe 100 m qui correspond à la limite du plateau au sud de DAKAR.

donnent sur le PS une valeur de Chla beaucoup plus proche de la moyenne SOM-NV que du produit standard (Figure 3.7).

Les observations montrent une distribution spatiale comparable pour les deux produits (STD et SOM-NV de SeaWiFS) mais avec les valeurs différentes (Figure 3.8). Des concentrations plus élevées sont observées de décembre à mai, période d’upwelling côtier pendant laquelle les vents favorisent l’apport de nutriments dans la couche euphotique, comme décrit dans plusieurs études (Touré, 1983; Deme-Gningue et al., 1990; Roy, 1991; Lathuilière et al., 2008). Les maxima côtiers (Figure 3.8) ont tendance à s’étendre vers le large en fonction des saisons comme indiqué par Lathuilière et al. (2008); Demarcq and Somoue (2015).

Le diagramme espace-temps de Hovmoller (Figure 3.9) montre que les contrastes saisonniers sont plus importants au nord de DAKAR que sur le plateau sud. Le plateau nord montre des moyennes mensuelles plus importantes en saison d’upwelling et plus faibles en saison pluvieuse (juillet-août-septembre, JAS) comparé au plateau sud (Figure 3.9). Si l’étroitesse du plateau nord peut favoriser une moyenne plus importante de la Chla en saison d’upwelling, on ne sait pas bien si ce sont des apports continentaux liés au ruissellement ou si c’est la dynamique qui est à l’origine du maintien d’un enrichissement plus important sur le plateau sud en fin d’upwelling. Il est important de souligner que la partie sud est plus impactée par les apports d’eau continentale en saison de mousson que

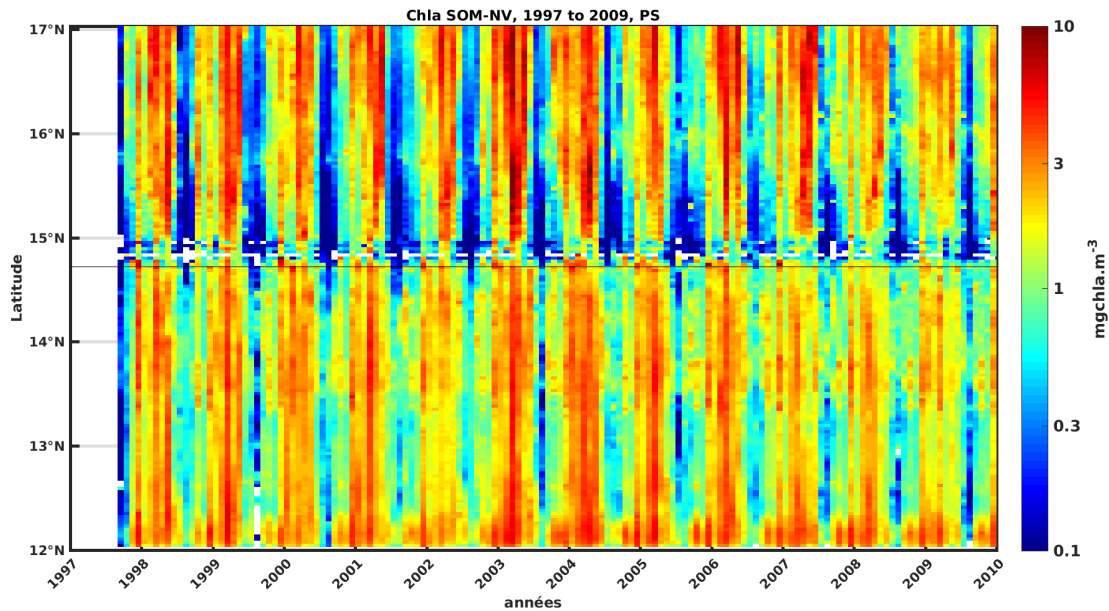


FIGURE 3.9 – Distribution de la moyenne mensuelle de Chla de surface sur le PS en fonction de la latitude. La ligne noire marque la latitude de DAKAR. Le blanc représente un manque de donnée. Chaque mois de janvier est marqué par l’année à laquelle il correspond.

la partie nord.

Ces analyses montrent une cohérence de la Chla associée à une amélioration de la couverture qui souligne donc l’avantage de la méthode de traitement proposée.

3.6 Résultats complémentaires associés à MODIS

L’algorithme SOM-NV est appliqué aux données MODIS de 2003 à 2018 (voir Correa et al. (2023)). Les Rrs ont été générées de la même manière que l’algorithme de base (Correa et al. (2023)); seule la grille de sortie est différente. Dans les deux produits SOM-NV, les réflectances sorties du modèle d’inversion NeuroVaria ont permis de calculer la Chla à l’aide de l’algorithme actuel de OBPG (O’Reilly and Werdell, 2019) retenu pour chaque capteur (OC4 pour SeaWiFS et OC3M pour MODIS). Il existe une période commune aux deux traitements SOM-NV : 2003-2009. La Chla de cette période commune permet de voir la cohérence du traitement, même si les amplitudes diffèrent entre les deux produits (Figure 3.10). Ces différences d’amplitude pourraient être dues à l’effet du glitter. En effet, SeaWiFS a été conçu pour s’affranchir de cet effet contrairement à MODIS. Même si la correction du glitter est effectuée de façon standard, les effets résiduels peuvent ajouter une contribution à la luminance marine et réduire l’amplitude de la Chla. La nouvelle archive de SOM-NV est mise en ligne pour

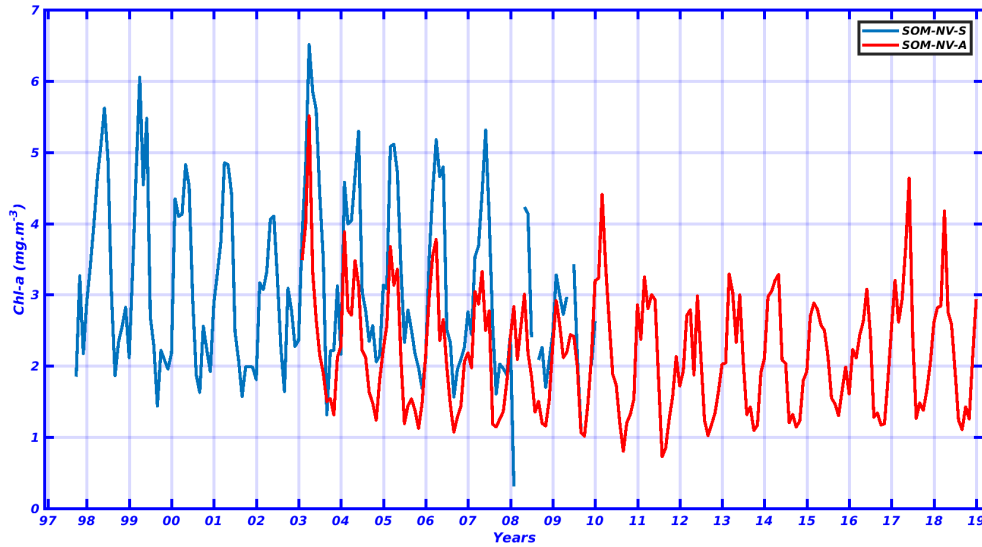


FIGURE 3.10 – Variabilité de la Chl-a SOM-NV sur le plateau sénégalais. En bleu pour le produit issu des mesures SeaWiFS ; en rouge pour le produit issu des mesures MODIS

la communauté couleur de l'eau (DOI : <https://doi.org/10.5281/zenodo.7971187>). La donnée est encodée sur une grille à ~ 1 km de résolution. Elle est constituée des réflectances à cinq longueurs d'onde (412 443 488 531 et 547 nm), de l'épaisseur optique à 865 nm, et de la Chl-a. Chacune de ces grandeurs est examinée et comparée aux mesures *in situ* (lorsqu'elles existent), ou mise en lien avec la littérature (voir Correa et al. (2023)).

La figure 3.11 montre plus en détail les spectres présentés à la figure 5 de Correa et al. (2023). On remarque que l'écart type devient important à partir des valeurs de Chl-a de plus de 3 mg.m^{-3} pour les Rrs STD, alors que pour SOM-NV les écarts sont relativement moins importants. En effet, STD est applicable pour les aérosols faiblement absorbants et a tendance à surestimer la contribution atmosphérique lorsque les aérosols deviennent fortement absorbants.

Nous n'avons pas discuté de la distribution spatiale des spectres STD et SOM-NV dans Correa et al. (2023) mais les images journalières montrent une bonne cohérence entre ces spectres Rrs et la biomasse (exemple de la figure 4.6 pour SOM-NV). Les réflectances au bleu (443 et 488) présentent des valeurs côtières plus faibles. L'inverse se produit pour les réflectances dans le vert (R_{rs} 531 et 547 nm) qui semblent évoluer dans le même sens que la distribution spatiale de la Chl-a. Ces formes de distribution répondent aux caractéristiques de l'eau de mer : absorption du bleu (respectivement dans le vert) lorsque la concentration en chl-a est faible (forte) (Morel and Maritorena, 2001; Mobley et al., 2022). Il faut noter que les spectres de réflectance marine mesurés *in situ* ne sont pas disponibles, ce qui ne permet pas de valider les réflectances SOM-NV, même si Correa et al. (2023) montre que la réponse spectrale est plus cohérente pour SOM-NV.

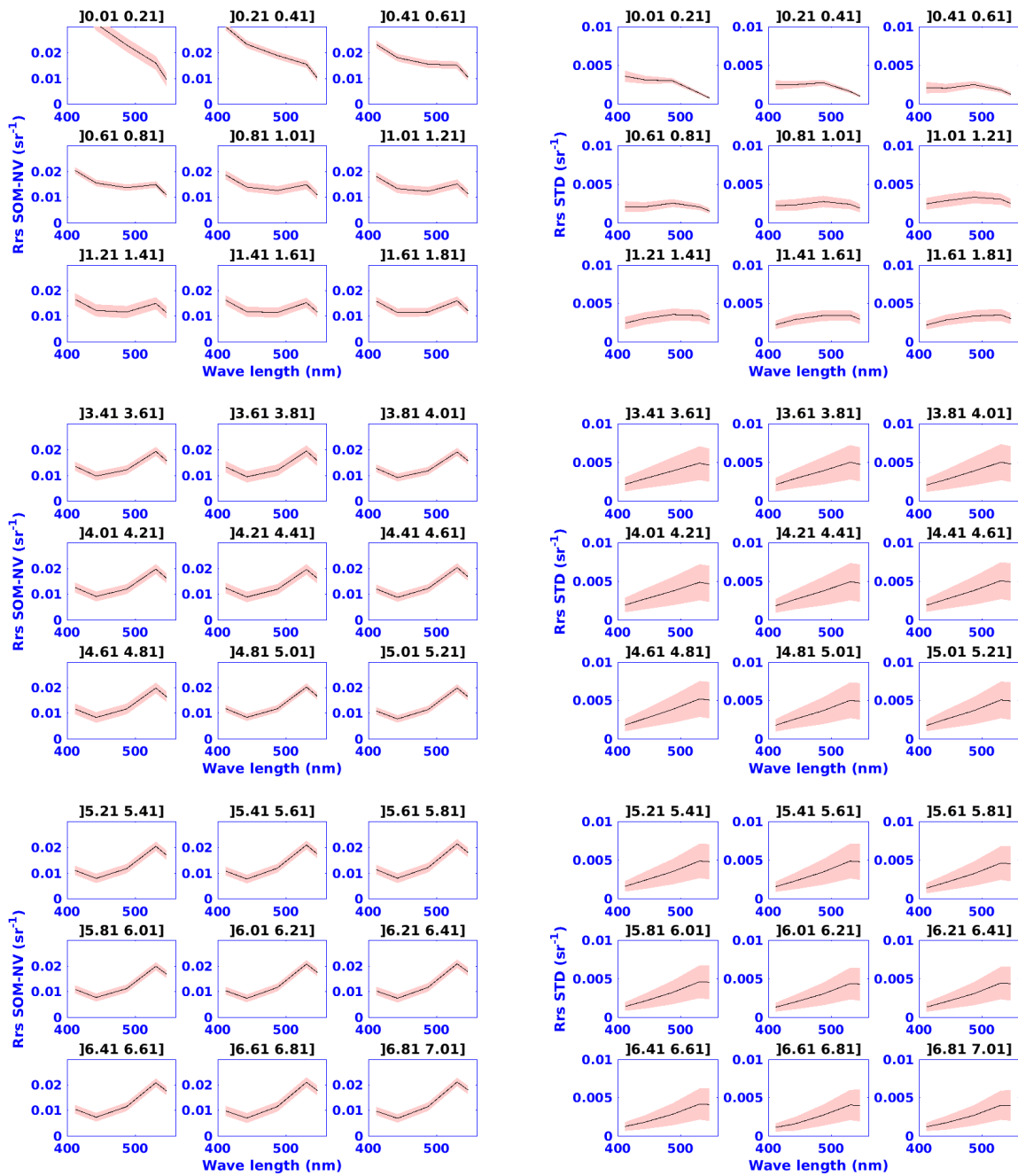


FIGURE 3.11 – Réflectance spectrale, pour chaque gamme de Chla. Les gammes sont montrées entre crochets au-dessus de chaque image. Les bandes de couleur orange représentent la déviation standard calculée à chaque longueur d’onde. Les trois premières colonnes représentent les réflectances de SOM-NV, et les trois dernières celles de STD. Ces images sont les valeurs moyennes pour toute l’année 2017 sur le domaine sud du système des Canaries. Pour des raisons de visibilité des formes de réflectance, nous avons fixé pour l’axe des ordonnées une limite pour SOM-NV et une autre pour STD ; les amplitudes étant différentes pour les deux jeux de données.

La distribution de la Chla SOM-NV est peu détaillée dans Correa et al. (2023) plus focalisé sur la validation des paramètres. La Chla présente une distribution très contrastée

spatialement, à l'image de ce qui était observé pour SeaWiFS. Les valeurs élevées sont observées près des côtes, avec une extension vers le large plus importante dans la partie nord du domaine d'étude. Comme pour SOM-NV SeaWiFS, la Chla de SOM-NV- et STD-MODIS présentent une distribution spatiale similaire mais les valeurs sont différentes (Figure 3.12). Pour évaluer cette différence, une carte moyenne des 16 années est calculée pour chacun des deux produits (SOM-NV et STD), et le rapport entre les deux estimations est ensuite donné pixel par pixel (Figure 3.12). Le coefficient de proportionnalité est supérieur (respectivement inférieur) à 1 lorsque la Chla moyenne SOM-NV pour le pixel est supérieure (inférieure) à celle de STD. On remarque que les zones peu profondes (au niveau du Banc d'Arguin et des Iles Bijagos, mais aussi à l'embouchure des fleuves Gambie et Casamance) sont caractérisées par un coefficient supérieur à 1. Hormis ces zones peu profondes, la Chla STD est au dessus des valeurs de SOM-NV dans les eaux côtières, mais en dessous pour les eaux du large, avec une zone de transition de près de 2° de longitude où les valeurs sont très proches. Les écarts entre les deux produits dépendent des saisons (Correa et al., 2023). En automne (SON), les différences sont les plus faibles et la figure 8b de Correa et al. (2023) montre que les amplitudes le long de deux radiales à 13° N et 18° N convergent très rapidement vers la même amplitude en allant vers le large. En été (JJA), les valeurs de SOM-NV sont toujours au-dessous de celles de STD (au moins le long de deux radiales Correa et al. (2023)), ce qui singularise cette saison. L'hiver et le printemps se singularisent par des différences d'amplitudes bien marquées au large du domaine, surtout en hiver.

Le domaine étudié se caractérise par une présence permanente de poussières désertiques

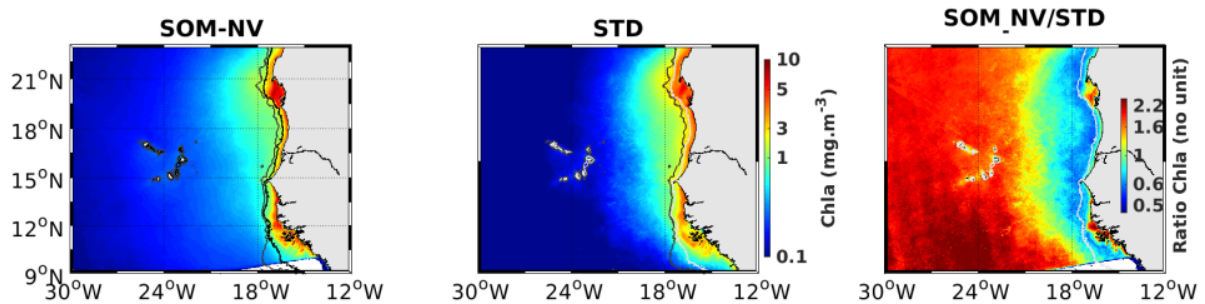


FIGURE 3.12 – Distribution moyenne de la Chla SOM-NV (image à gauche), STD (image du milieu) et du rapport de Chla entre les deux produits (image de droite). Les deux lignes très proches représentent l'isobathe 100 m et 200 m qui marquent la limite du plateau sud et nord sénégalais, respectivement.

qui sont des aérosols dont l'absorption ne peut être négligée. La région est également caractérisée par des eaux riches. L'absorption par les aérosols et les eaux riches est plus importante aux courtes longueurs d'onde du visible (Mobley et al., 2022), et a tendance à affecter ces bandes. Les différences remarquées ne sont donc pas étonnantes, et ne peuvent être que la conséquence de la correction atmosphérique. Nous avons présenté de façon plus

détaillée le processus de correction SOM-NV appliqué à MODIS et les conséquences sur les paramètres restitués. Parmi ces paramètres, l'AOT est analysé sur deux sites du réseau AERONET (Correa et al. (2023)). Ce paramètre atmosphérique est déterminant pour tester un algorithme de correction. Il est déterminé à la plus grande longueur d'onde du PIR (869 nm dans le cas de MODIS). Les mesures d'AOT des sites de Mbour (DAKAR) et de Cap-Vert ont permis de mettre en valeur les mesures d'AOT de SOM-NV (voir Correa et al. (2023)). En raison de la limite de 0,3 fixée sur les produits de niveau 2, la distribution spatiale de l'AOT STD n'a pas été mise en parallèle de celle de SOM-NV. L'AOT restitué par SOM-NV montre un cycle saisonnier bien marqué très lié à la migration de la ZCIT. EN saison sèche, la ZCIT est à la position méridionale, l'humidité baisse au nord, offrant une couverture satellite améliorée. Lorsque la ZCIT migre vers le Nord en saison pluvieuse, l'humidité gagne tout le domaine, et s'ajoute aux poussières désertiques pour donner une AOT plus importante et optiquement complexe (humidité relative augmente la taille des particules et change l'indice de réfraction), avec des conséquences sur la couverture des pixels satellite.



Article

Adaptation of a Neuro-Variational Algorithm from SeaWiFS to MODIS-Aqua Sensor for the Determination of Atmospheric and Oceanic Variables

Khassoum Correa ^{1,2,*}, Eric Machu ^{1,2}, Julien Brajard ^{3,4}, Daouda Diouf ⁵, Saïdou Moustapha Sall ¹ and Hervé Demarcq ⁶

- ¹ Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan—Siméon Fongang, Ecole Supérieure Polytechnique, Université Cheikh Anta Diop, Dakar-Fann 5085, Senegal; eric.machu@ird.fr (E.M.)
- ² Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale, Unité Mixte de Recherche 6523, Université de Bretagne Occidentale, CNRS, IRD, Ifremer—IUEM, 29280 Plouzané, France
- ³ Laboratoire d'Océanographie et du Climat: Expérimentations et Approches Numériques, UMR 7159, MNHN, CNRS, SU, IRD, 75005 Paris, France
- ⁴ Nansen Environmental and Remote Sensing Center, 5007 Bergen, Norway
- ⁵ Laboratoire de Traitement de l'Information, Ecole Supérieure Polytechnique, Université Cheikh Anta Diop, Dakar-Fann 5085, Senegal; daouda1.diouf@ucad.edu.sn
- ⁶ MARine Biodiversity, Exploitation and Conservation, IRD, IFREMER, CNRS, Université Montpellier, 34200 Sète, France; herve.demarcq@ird.fr
- * Correspondence: khassoumc@yahoo.com; Tel.: +33-774-72-64-80
- † Current address: Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale, Rue Dumont Durville, IUEM Bâtiment D, 29280 Plouzané, France.
- ‡ These authors contributed equally to this work.

Abstract: The Sahara desert is a major global source of dust that is mostly transported southwest over the ocean off West Africa. The presence of this dust impacts the remote sensing of ocean surface properties. These aerosols have absorbing properties that are poorly accounted for in the standard ocean color data processing algorithm. This can result in an overestimation of the atmospheric contribution to the ocean color signal and consequently an underestimation of the oceanic contribution. A two-step algorithm initially applied to the Sea-viewing Wide field-of-view Sensor (SeaWiFS) data was adapted to the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS-Aqua) sensor in the Northwest African region. The Northwest African region is a very productive region, where pelagic resources are an important socio-economic sector. Improving atmospheric correction of ocean color products is, thus, of particular interest for this oceanic region. The two-step approach of classifying the top-of-atmosphere radiance spectra for a better estimate of aerosol type on the one hand, and using an optimization method to fit the parameters of these aerosols and chlorophyll-a concentration (Chla) on the other hand, allows for a better representation of the optical thickness, a correction of the marine reflectance spectrum, and an increase in the spatio-temporal coverage of the area. To the extent that the properties of the water color signal are improved by this data processing, the Chla estimates should also be improved by this approach. However, it is difficult to conclude on this point from the available in situ observations.

Keywords: ocean color; atmospheric correction; absorbing aerosols; canary current



Citation: Correa, K.; Machu, E.; Brajard, J.; Diouf, D.; Sall, S.M.; Demarcq, H. Adaptation of a Neuro-Variational Algorithm from SeaWiFS to MODIS-Aqua Sensor for the Determination of Atmospheric and Oceanic Variables. *Remote Sens.* **2023**, *15*, 3613. <https://doi.org/10.3390/rs15143613>

Academic Editor: SeungHyun Son

Received: 27 May 2023

Revised: 7 July 2023

Accepted: 14 July 2023

Published: 20 July 2023



Copyright: © 2023 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

1. Introduction

A first large-scale sampling of Chla at the surface of the ocean was made possible in 1978 with the Coastal Zone Color Scanner (CZCS), the first instrument devoted to the measurement of ocean color onboard a spacecraft [1]. After a ten-year gap in ocean color, the JAXA Japanese Ocean Color Temperature Scanner was launched in 1996 followed by the NASA SeaWiFS in September 1997. Contiguous ocean color era was then applied with

a succession of missions of one-off instrument. The NASA MODIS-Aqua instrument was launched in 2002 and has provided daily coverage since [2].

The ocean color signal emerging from the sea is a small portion (<10%) of the satellite-detected top-of-atmosphere (TOA) radiance, because sensors also receive light scattered by different components of the atmosphere (e.g., [3]). Highly accurate atmospheric correction schemes are, thus, needed to retrieve the water signal [4]. A major limitation of standard algorithms remains the determination of absorbing aerosol's contribution. Aerosol is a gaseous suspension of fine solid or liquid particles that can both absorb and diffuse light. The absorption of an aerosol depends on its composition, often parameterized via its particle size distribution and refractive index [5]. Absorbing can reach up to about 30% of the solar irradiance [6] in both visible and infrared domains, modifying in particular the earth radiation budget [7,8].

The Sahara desert is the world largest source of mineral aerosols, representing almost 40% of overall natural emissions (e.g., [9]). These absorbing aerosols can be transported over considerable distances in the atmosphere (e.g., [10–12]) and primarily over the West African coast at different altitudes according to the season or the synoptic situation [13,14]. Desert dust is present over the ocean off Mauritania and Senegal up to 50% of the time [15]. Dust aerosols are, thus, of particular relevance in the processing of the ocean color signal over West African continental margins.

The general approach of the atmospheric correction algorithm is to use spectral bands for which the water-leaving reflectance is known to make an assessment of the aerosol contribution [16,17]. As water-leaving reflectance is essentially zero for near-infrared (NIR) bands, these bands are used to assess the aerosol properties. Gordon and Wang [16] highlighted two concerns in applying the older CZCS atmospheric correction algorithm to the more sensitive sensors of the new generation: first, there is the extrapolation of the spectral variation of the aerosol reflectance from the NIR into the visible; second, there is the influence of multiple scattering. In [16], the authors proposed a new algorithm that utilizes the NIR bands of SeaWiFS (centered at 765 and 865 nm) and MODIS (748 and 869 nm) for atmospheric correction. The basic principle of [16] is formulated based on the single-scattering theory. In the single-scattering scenario, where photons undergo only one scattering event, the reflectance resulting from the interaction between Rayleigh and aerosol scattering (such as photons being successively scattered by air and then by aerosols, or vice versa) is negligible and can be disregarded, provided that multiple scattering is minimal. This condition holds true for small values of Rayleigh and aerosol optical thicknesses, specifically 0.3, as defined in the current OBPG algorithm [18]. The underlying hypothesis of [16] is that if the atmospheric correction parameter between the two spectral bands falls between two aerosol models, then the aerosol contribution to the reflectance will fall between the same two models in the same proportion as this atmospheric correction parameter. Multiple-scattering effects are then added via numerical models using the guidance of the single-scattering theory. NASA's current standard algorithm (STD) [2,18], which produces MODIS level 2 data, is based on [16], although the original aerosol models and look-up tables of the optical effect of aerosols on the radiance distribution have been updated [19]. The aerosol models used to make up these LUTs partition particles from fine to coarse are based on the Angström exponent, which is inversely proportional to particle size. LUTs are built for ten aerosol types and eight types of relative humidity, i.e., 80 tables. These models, however, cannot account for the presence of strongly absorbing aerosols, whose ability to absorb short wavelengths of the solar spectrum (violet, blue, and green) is potentially highly variable. The STD algorithm can, therefore, render a weak marine signal at blue wavelengths, due to subtracting too much aerosol signal from sensor measurement.

Machine-learning methodologies have also been applied to satellite data to overcome the remaining issues to better estimate water quality parameters. Hassan and Woo [20] carried out a systematic review in peer-reviewed literature from 2001 to 2021 and identified 113 eligible studies, from which Chla, temperature, salinity, colored dissolved organic matter, suspended solids, and turbidity represent the water quality parameters extracted

through various machine-learning techniques from satellite data. Approaches based on data assimilation principle have been developed on SeaWiFS and MERIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer) to better take into account absorbent aerosols in atmospheric correction [21–25]. Diouf et al. [26] proposed a two-step algorithm for retrieving and monitoring the concentration of Saharan dusts for sea-surface Chla retrieval from SeaWiFS multi-spectral observations. The first step consists of classifying the TOA reflectance spectra and geometric angles simultaneously, using a neuronal classifier, which provides the aerosol type and a first-guess value of the aerosol parameters. A variational method then allows to retrieve accurate measurements of the aerosol, and hence, Chla. More recently, Song et al. [15] analyzed the effects of the vertical distribution of different absorbing aerosols on the TOA reflectance and the retrieved water-leaving radiance quantitatively. In most current atmospheric correction algorithms, it is assumed that the layer of aerosols is either located below the layer of molecules (a two-layer atmosphere) or that aerosol concentration decreases with altitude according to an exponential distribution. Such treatment may lead to underestimation of the retrieved water-leaving radiance over coastal waters with strongly absorbing aerosols, particularly in the short blue bands. Song et al. [15] developed a new aerosol classification algorithm for obtaining the optical models of absorbing aerosols over the ocean. They showed that not considering absorbing aerosols during atmospheric correction might produce 4 to 10% errors in the water-leaving radiance retrieval at 412 nm over turbid waters. The results also showed that the influence of the vertical distribution on the TOA radiance could be up to 8% for dust and 10% for fine-dominated absorbing aerosols, which was comparable with the influence of aerosol optical thickness.

The Canary Upwelling System along the West African coast is one of the most productive oceanic regions, where fishing activities are a key socio-economic sector. Because the quality of atmospheric corrections is a key point in the precise determination of Chla, and therefore, the estimation of the whole primary productivity of the system, their correct quantification is of particular interest for this oceanic region. The study presented here is an adaptation of the atmospheric correction scheme of [26] for MODIS-Aqua data. Data and methods are described in Section 2, while the ability of this methodological approach to define the AOT, to improve the reflectance spectra, and thus, to better estimate surface Chla, is described in Section 3. A discussion is proposed in Section 4.

2. Material and Methods

2.1. MODIS-Aqua Standard Data

MODIS-Aqua L2 data from 2003 to 2018 (16 years) covering the southern part of the Canary Upwelling System (9–23°N and 13–30°W) are used in this study for comparison with the processing proposed in the present study. These data and associated information are available from NASA's Ocean Color website (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>, last access 6 April 2020) and are called standard data (hereafter STD). STD data have a spatial resolution of 1 km at the nadir. The satellite follows a Helio-synchronous quasi-polar orbit allowing a full view of the Earth's surface in less than two days [2,27]. The atmospheric correction algorithm of [18] is used to generate MODIS-Aqua Level 2 (L2) products. The different contributions to the TOA radiance (L_t) can be broken down as in [28]:

$$L_t(\lambda) = [L_r(\lambda) + L_a(\lambda) + t_{dv}(\lambda)L_f(\lambda) + t_{dv}(\lambda)L_w(\lambda)]t_{gv}(\lambda)t_{gs}(\lambda)f_p(\lambda) \quad (1)$$

where L_r is the radiance contribution of Rayleigh scattering by air molecules, L_a is the contribution of aerosol scattering, including multiple scattering interactions with air molecules, L_f is the radiance contribution from surface whitecaps and foam, L_w is the water-leaving radiance at sea surface, t_{dv} is the transmittance of diffuse radiation from the sea surface to the sensor, t_{gv} is the transmittance of to absorbing gases for all upwelling radiations traveling along the sensor view swath, t_{gs} is the transmittance of downwelling solar radiation by absorbing gases up to the sea surface, f_p is an adjustment for polarization effects, and λ is the wavelength. Most of the terms of Equation (1) are estimated from radiative transfer codes using ancillary data (wind speed, atmospheric pressure, water vapor, etc.). For the

estimation of aerosol and marine contributions, the standard algorithm offers two cases (see [5] for details):

For clear oceanic waters (case 1), the marine signal is assumed to be negligible in the NIR spectral domain (dark pixel method [16]), which allows to quantify the contribution of aerosols in the NIR. The spectral difference estimated at 748 and 869 nm (NIR MODIS wavelength) allows to select the two most suitable aerosol models that will be used to estimate the signal attributed to aerosols in the visible bands and to deduce the marine contribution.

When the marine signal is not negligible in the NIR (case 2 waters), the iterative method of [29] is applied to simultaneously compute the aerosol contribution and the marine reflectance.

Marine radiance L_w is then used to calculate marine reflectance ρ_w or its equivalent, remote sensing reflectance (R_{rs}), and Chla as follows:

$$R_{rs}(\lambda) = \frac{L_w(\lambda, \theta_s, \theta_v, \phi)}{F_0(\lambda) f_s \cos(\theta_s) t_{ds}} f_b(\lambda) f_\lambda \quad (2)$$

$$\log_{10}(Chl_{-a}) = a_0 + \sum_{i=1}^4 a_i \left[\log_{10} \left(\max \left(\frac{R_{rs}(\lambda_{blue})}{R_{rs}(\lambda_{green})} \right) \right) \right]^i \quad (3)$$

where a_i refers to MODIS parameters for OC3M algorithm, θ_s and θ_v are, respectively, the solar zenith angle and the sensor's viewing angle, ϕ is the azimuthal angle, F_0 and f_s are the extraterrestrial solar irradiance and its adjustment factor, respectively, f_b and f_λ are, respectively, correction factors for bidirectional effect and out-of-band response, and t_{ds} is the transmittance of diffuse radiation through the atmosphere in the viewing path from Sun to surface. For ocean and shelf waters, the most common Chla algorithms are band ratios of blue-green wavelengths constructed by regression of in situ observations. The λ_{blue} corresponds to either 443 or 488 nm, i.e., the MODIS wavelength in the blue domain of the light spectrum, whereas λ_{green} corresponds to 547 nm.

2.2. SOM-NV Processing of MODIS-Aqua Data

Equation (1) can be written in terms of reflectance ρ , to reduce the effects of solar illumination and measurement geometry [16]:

$$\rho_t(\lambda) - \rho_R(\lambda) - T\rho_g(\lambda) - t\rho_{WC}(\lambda) = [\rho_a(\lambda) + \rho_{Ra}(\lambda)] + t\rho_w(\lambda) \quad (4)$$

The terms on the left-hand-side in Equation (4) are known with good accuracy for diffuse transmittance t [30,31], Rayleigh scattering ρ_R [31], glitter ρ_g [32], and whitecaps effects ρ_{WC} [33]; see also [18] for more details. NASA has made available a Multi-Sensor Level-1 to Level-2 (MSL12) tool for atmospheric correction (l2gen contained in the SeaDAS software), which compute the different terms of Equation (4). We used the standard l2gen process (see SeaDAS 7.5.3 version) to generate the various left terms and partially correct the satellite measurement, which now depends only on aerosols ($\rho_A = \rho_a + \rho_{Ra}$) and marine ($t\rho_w$) terms for each wavelength:

$$\rho_{cor}(\lambda) = \rho_A(\lambda) + t\rho_w(\lambda) \quad (5)$$

where ρ_A is the atmospheric reflectance due to aerosols as well as due to molecule-aerosol diffusion and ρ_{cor} is the quantity we seek to estimate from the approach [26], here applied to MODIS, whose sensor's wavelengths are close to the SeaWiFS spectral bands (Table 1).

Table 1. SeaWiFS and MODIS sensor’s wavelengths used for SOM-NV processing.

SeaWiFS Band Number	SeaWiFS Wavelength	MODIS Band Number	MODIS Center Band
1	412	8	412
2	443	9	443
3	490	10	488
4	510	11	531
5	555	12	547
7	765	15	748
8	865	16	869

2.2.1. Algorithm Description

is a two-steps algorithm that uses two different statistical models applied sequentially: the Self-Organizing Map (SOM) and the NeuroVaria method. SOM is an unsupervised learning classification model [34]. It is well suited for visualizing and clustering high-dimensional datasets.

NV is a variational inversion allowing the retrieval of accurate optical thickness and ocean surface Chl. NV is based on an iterative method described in [22,35,36]. It uses a neural network family called MultiLayer Perceptron (MLP), allowing the retrieval of accurate oceanic and atmospheric constituents. One of the great difficulties of this method is to find the accurate input parameters (for the atmosphere and for the ocean), which allow to minimize the cost function. In basic versions of NV, a dedicated MLP inverts the signal from the PIR to determine the input parameters for aerosols, while they are arbitrarily fixed for the ocean.

Two datasets are used for the SOM-NV algorithm: $Data^{obs}$ and a synthetic expert data ($Data^{expert}$), both composed of the reflectance and geometry variables. Reflectance is given at eight wavelengths for SeaWiFS and seven for MODIS (Table 1) and for two angles: the sun zenith angle θ_s and the scattering angle γ , defined as follows:

$$\gamma = \arccos(-\cos \theta_v \cos \theta_s + \sin \theta_v \sin \theta_s \cos(\Delta\phi)) \quad (6)$$

where $\Delta\phi = \phi_s - \phi_v$ and ϕ_s and ϕ_v are the solar and sensor azimuthal angles, respectively. The collection of these nine-dimensional vector (7 reflectances + 2 angles) constitutes the observation dataset defined as $Data^{obs}$. $Data^{expert}$ includes three additional geophysical variables, i.e., the type of aerosol, the AOT, and Chla. This database contains nearly 12,000,000 simulations using the two-layer radiative transfer code of [16], eight SeaWiFS bands, the two angles, and aerosol models. Aerosol models are composed of one absorbing aerosol (African dusts [37]) and four non-absorbing aerosols (maritime, oceanic, coastal, and tropospheric [38]) computed at four different relative humidity (70%, 80%, 90%, and 99%). The size distribution of particles used in SOM-NV follows Junge’s law, as described in [39]. The Angström coefficient, which allows the determination of the AOT, depends on a parameter whose wide variation (from 2 to 4.5) allows to take into account more absorbent aerosols than in the STD processing. $Data^{expert}$ was used to retrieve the aerosol type and the AOT and Chla values and constitutes what will be called the Look-Up Table (LUT).

A set of one-year data ($Learn^{obs}$) is used to train SOM and build a SOM-Angle-Spectrum (SOM-A-S) map. The vectors of the learning dataset are then organized into 600 clusters (20×30 neurones), allowing a highly discriminative representation of the data.

$Data^{obs}$ and $Data^{expert}$ (representing the expertise whose associated parameters or labels—Chla, AOT, and aerosol type—are known), are used to label the 600 clusters of SOM-A-S. A labeling of SOM-A-S has evolved since [23]. It is now based on the simultaneous projection of reflectance and angles described in [26]. At the end of this labeling phase, each cluster of SOM-A-S map has captured a set of “expert reflectance” (ρ^{exp}) and takes the corresponding label. In [26], this label is used as input parameters (first-guess) of MLPs.

The second statistical model analyze a satellite observation by projecting the nine-component vector (reflectance and geometry) associated with each pixel on the labeled SOM-A-S map. Pixels belonging to a given cluster are assigned to the Chla, the aerosol type, and optical thickness associated with this cluster. These first guesses are retrieved by the MLPs to start the iterative procedure. The MLPs compute ρ_{cor}^{sim} to be compared to ρ_{cor}^{obs} for a pixel. NV minimizes iteratively a weighted quadratic cost function J by adjusting geophysical variables to fit the observed reflectance [22]. Given that the terms in Equation (5) are represented by neural networks, the cost function J is fully differentiable and a gradient descent algorithm is used to minimize J. The different steps of the NV algorithm are compiled in the Yao software [24], which works autonomously and saves computation time.

At the end of the minimization, the AOT and an estimation of the three terms in Equation (5) is available for each pixel, including ρ_w . Finally, Chla is re-computed using OC3M. It has been discussed in [26] that recomputing Chla by inverting ρ_w was more accurate (and better represents the variability) than using the raw value of Chla determined during the minimization process.

2.2.2. Adaptation to MODIS Data

The SOM-NV algorithm is then adapted to MODIS measurements. Seven of the eight SeaWiFS spectral bands are close to those of MODIS (see Table 1). The SeaWiFS sensor crosses the Equator at 12:00 in a descending mode, whereas MODIS crosses it at 13:30 in an ascending mode. See more information on the NASA Ocean Color (<https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/> accessed on 17 February 2023). The two angles and seven reflectances measured on board MODIS are then projected onto the clusters defined in SOM-A-S. Since different conventions apply to SeaWiFS and MODIS, we modify the azimuthal angle of MODIS ($\Phi = 180 - \Phi$). This adaptation also implies that:

- The 510 nm band used by SOM-A-S (finding no equivalent on MODIS sensor) is replaced by the 531 nm during the projection of the image;
- The 765 nm wavelength column of SeaWiFS is replaced by a null vector;
- F_0 values are taken from the version 7.5 of SeaDAS software to remain in the same standard as SeaWiFS.

According to the methodology described in the previous section, each pixel of the image is associated with a cluster for which the corresponding atmospheric and oceanic variables are known. Finally, we project the portion of each swath contained in our domain on a fixed grid of 1/96 degrees resolution (1.1 km). The variables saved in the SOM-NV archive of MODIS-Aqua are reflectance, AOT at 869 nm, and Chla and geographical coordinates for each pixel.

2.2.3. Coverage Calculation

The percentage of coverage for a daily image (Cov_{jr}) was defined as the number of valid pixels (containing a valid Chla; nP_{Chla}) divided by the total number of marine pixels (nP_T):

$$Cov_{jr} = \frac{nP_{Chla}}{nP_T} \quad (7)$$

Valid Chla is kept in the range $0.001\text{--}20 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ in order to avoid case-2 coastal waters that could be influenced by other optically active substances (resuspended mineral matter and colored substances resulting from earth leaching and anthropogenic activity). Note that our area of study, which borders the arid regions of eastern Sahel, is rarely subject to important runoffs from the continent or estuaries.

2.2.4. In Situ Data

AERONET Data

NASA has commissioned a network of stations called AERONET (for AERosol RObotic NETwork) to assess aerosols by measuring optical thickness, using ground-based photometers [40]. Although most of these data are located on the mainland, coastal stations can serve to validate AOT given by the water color algorithms. In this study, we used data from two AERONET stations: Mbour (14.394°N, 16.959°W) and Cabo Verde (16.733°N, 22.935°W). We used the version 3 of the 2018 reprocessed L2 data ([41]; https://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/aerosols.html accessed on 17 February 2023). The L2 data are automatically cloud cleared and quality assured with pre-field and post-field calibration applied. Measurements are made at noon local time; daily observations are used here for comparison with SOM-NV MODIS estimates, and only common dates are considered. MODIS AOT was calculated by taking the mean value in a 10 km radius around AERONET stations.

HPLC Data

Pigment concentration data of surface waters were collected during field surveys UPSEN-1 (7–17 March 2012; <https://doi.org/10.17600/12020010>), UPSEN-2 (21 February–3 March 2013; <https://doi.org/10.17600/13110020>), ECOAO (5–20 March 2013; <https://doi.org/10.17600/13110030>), AWA (24 February–14 March 2014; <https://doi.org/10.17600/14001400>), and MiniSCOPES 2015 (23–26 November) and 2017 (29 November–2 December). Pigment concentration is obtained from the High Performance Liquid Chromatography (HPLC) method, which is a technique of analytical separation of molecules present in a complex mixture. Depending on organic matter concentration, one to two liters of sea water were filtered onto 25 mm Whatman GF/F filters stored at -80°C for later analysis. The pigments were separated and quantified according to the method described by [42], adapted from [43]. The analysis was performed with a complete Agilent Technologies system comprising LC ChemStation software. After extraction in methanol, samples were injected on a C8 Zorbax Eclipse XDB column (3×150 mm; $3.5 \mu\text{m}$ particle size). Pigment concentrations were calculated from the peak areas with external calibration standards, which were provided by DHI Water and environment (Denmark).

Multispectral Fluorometer Data (FluoroProbe)

The bbe Moldaenke FluoroProbe (hereafter FP) is a multispectral fluorometer which illuminates a sampling chamber at six different wavelengths centered at 370, 470, 525, 570, 590, and 610 nm. Emission fluorescence is measured at 680 nm. The sequential and differentiated illuminations provide a fluorescence spectrum used to differentiate four algae groups: green, brown, and blue-green algae, and cryptophytes [44]. The 370 nm LED is used to evaluate and correct the contribution of yellow substances to the fluorescence signal. The inversion of this information to determine the Chla contribution for each algal group is detailed in [44]. FP data were collected continuously (3 s interval) at the surface along the tracks of MiniSCOPES 2015 and 2017. Data are averaged over a radius of 1 km around the position of the satellite pixels to be compared with estimates produced by SOM-NV and STD.

3. Results

3.1. Aerosol Optical Thickness Derived from the SOM-NV Algorithm

Diouf et al. [26] showed that the SOM-NV algorithm applied to SeaWiFS provided a better estimate of AOT than the STD processing (better correlation coefficient) using two stations of the AERONET observation network in Mbour and Cabo Verde. We also evaluated the MODIS AOT estimates made from the STD and SOM-NV processing for these two coastal stations: Mbour, which is located on “la petite côte” of Senegal, and Cabo Verde, which is located in an open oceanic region (Figure 1). In total, 1435 (261) and 1690 (181) collocated retrievals are used for SOM-NV (STD) over the 16-year dataset

at Cabo Verde and Mbour, respectively. As for SeaWiFS, absorbing Saharan dusts are generally characterized by high AOT, which are not decoded by the STD MODIS algorithm (threshold for the dust mask set at 0.30). The AOT values retrieved by SOM-NV are consistent with the AERONET estimates, both in Mbour (Figure 1) and Cabo Verde (Figure 1b,c), with a coefficient of determination of 0.423 (p -value = 1.57×10^{-203}) and 0.446 (p -value = 4.17×10^{-186}) for Mbour and Cabo Verde, respectively. At the opposite end, weak and insignificant relation was found between collocated STD and AERONET AOT estimates: $R = 0.010$ (p -value = 0.189) for Mbour and $R = 0.002$ (p -value = 0.478) for Cabo Verde. The regression lines shown in Figure 1 indicate that both products tend to overestimate AOT values < 0.15 for STD and < 0.35 – 0.4 for SOM-NV, and to underestimate higher values. The flat or descending regression of the SOM-NV product nevertheless underlines the poor ability of STD processing to restore AOTs in this oceanic region.

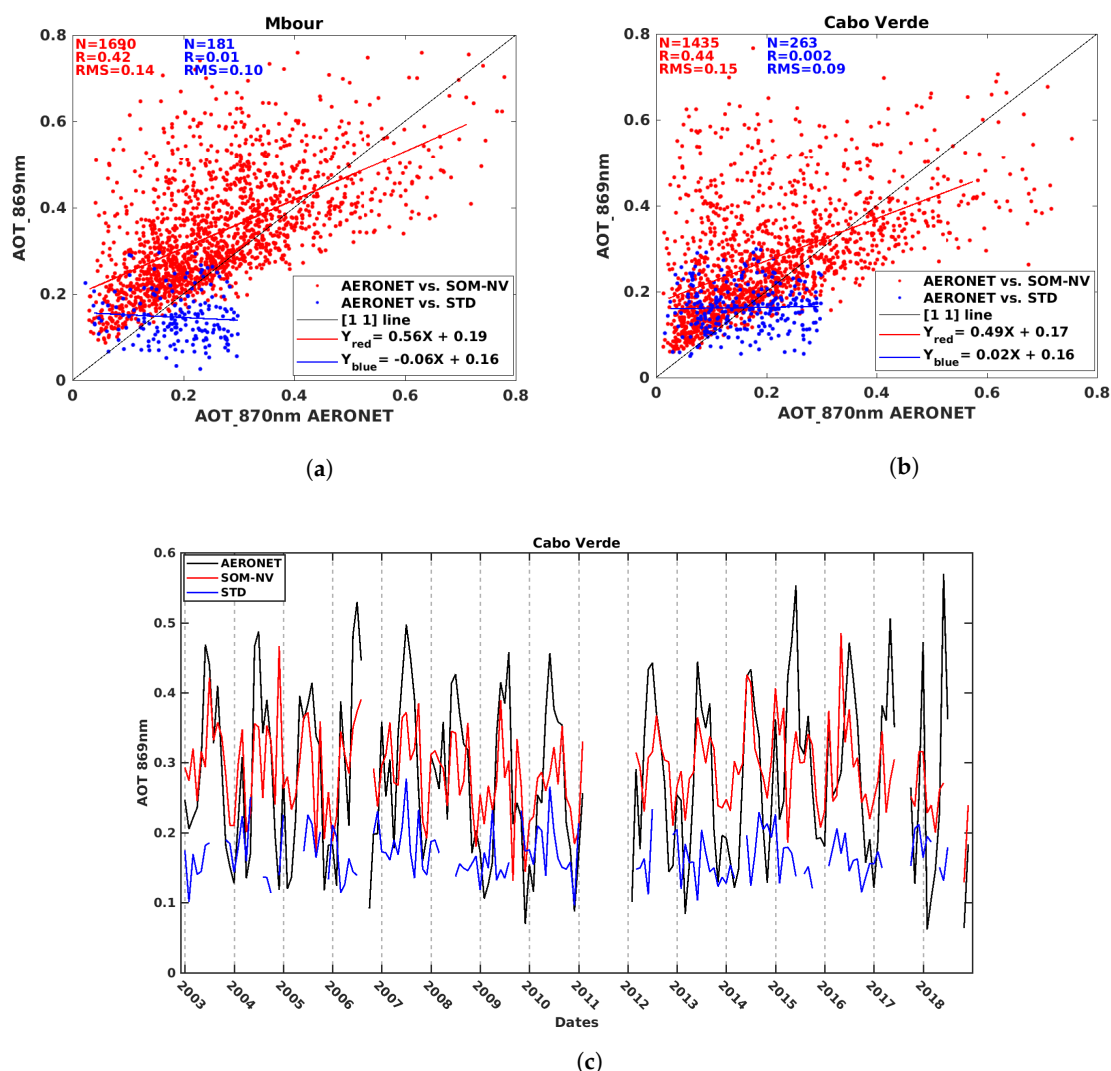


Figure 1. Daily AOT observed at (a) Mbour and (b) Cabo Verde. AERONET stations as a function of daily AOT estimated by standard (blue) and SOM-NV (red) algorithms processing of MODIS Aqua data. Red and blue lines are the linear regressions between AERONET AOTs and SOM-NV and STD, respectively. N, R, and RMS are, respectively, the number of observations, R-squared, and Root-Mean-Square. (c) Monthly time series of AOT at Cabo Verde's station from 2003 to 2018.

The average monthly distribution over the 16 years of study (2003 to 2018) shows a seasonality of AOT for which AERONET and SOM-NV are in agreement Figure 1c. The end of the dry season (June) is associated with maxima of AOT, while the lowest AOT values are encountered between November and February. For SOM-NV, season-by-season

correlations are highest in winter and lowest in spring (Table 2). AOT estimates from STD processing are much less well correlated with AERONET AOTs, with the exception of summer, when correlations are close.

Table 2. Seasonal correlations and significance of satellite and AERONET estimates of AOT869 Cabo Verde.

	Autumn	Winter	Spring	Summer
SOM-NV corr.	0.53	0.68	0.37	0.43
<i>p</i> -value	<0.05	<0.05	<0.05	<0.55
STD corr.	0.21	0.02	−0.22	0.35
<i>p</i> -value	0.07	0.8346	0.0442	0.1352

3.2. Improved Data Coverage

Diouf et al. [26] showed that the dust classification provided by SOM-A-S (first step of SOM-NV) is in agreement with the AERONET measurements of the Angström coefficient and was capable of determining different types of aerosols and dust in particular (e.g., Figure 5d in [26]). This implies that SOM-NV better characterizes the optical effects of desert dust particles, which represent a large proportion of the absorbing aerosols in our study region [15]. The improvement in AOT estimation results from the better determination of aerosol types. As shown in the previous section, the SOM-NV algorithm applied to MODIS-Aqua also better estimates AOT. For instance, on the image of 4 January 2003 (Figure 2), SOM-NV processing allows us to recover 86% of data (compared with 40% for STD), with a clear spatial separation between Saharan dust and the opaque cloud cover. Note however that a consequence of the presence of turbid waters in coastal subdomains (for example Banc d'Arguin—between 20° and 21°N—in Figure 2d) is an overestimation of the contribution of aerosols, since these waters reflect NIR wavelengths, and this contribution is inadequately considered to be of atmospheric origin.

In (Figure 3), we compare the distribution of Chla corresponding to the pixels that are processed by both the SOM-NV and STD (Figure 3c) with the pixels that are processed by SOM-NV only (Figure 3b). It appears that these distributions are not significantly different (chi-square statistic of 8.6×10^3 , *p*-value = 0.25). Each distribution is also close to the overall distribution of the SOM-NV map of 4 January 2003 (Figure 3a). This means that the Chla of pixels masked in STD processing are consistent with the values of those not masked, and that SOM-NV processing reliably recovers data not considered by STD processing. SOM-NV processing applied to 16 years of MODIS data (2003–2018) has increased the data coverage over the southern Canary Upwelling System (Figure 4). Whereas the standard processing exhibits a maximum coverage of 20% off Cape Blanc, SOM-NV shows an average annual coverage of more than 40% for the same area. The percentage of data recovered is, however, not homogeneous in space and time (Figure 4). Altogether, the increase in the data coverage varies between 150% and 400%, respectively, in the north-west and south-east corner of our domain. These results, thus, confirm the capacity of the SOM-NV method to strongly improve data coverage in the presence of Saharan dust.

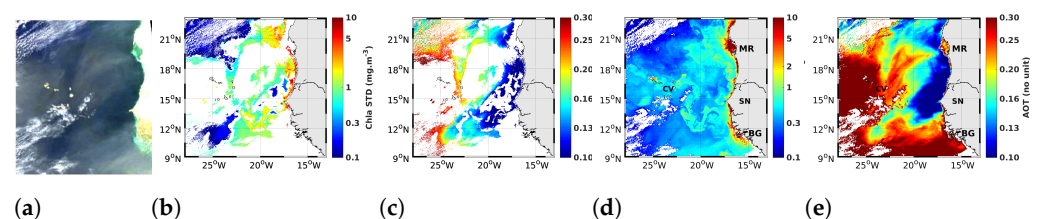


Figure 2. Illustration of the impact of SOM-NV algorithm on AOT and Chla MODIS retrieval for 4 January 2003: (a) True color image, (b) STD Chla concentration, (c) STD AOT at 869 nm, (d) SOM-NV Chla concentration, and (e) SOM-NV AOT at 869 nm. MR for Mauritania, SN for Senegal, CV for Cabo Verde, and BG for Guinea-Bissau.

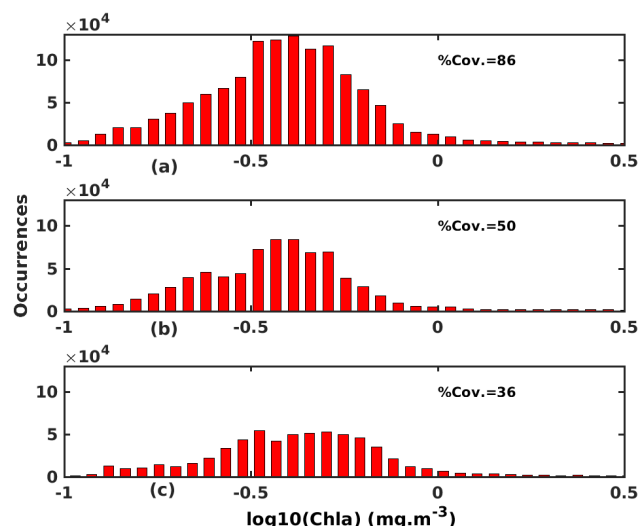


Figure 3. An example of the SOM-NV's Chla histogram in three cases for the 4 January 2003 image: (a) distribution for all SOM-NV valid pixels, (b) distribution for pixels processed only by SOM-NV, and (c) distribution for pixels shared with STD processing.

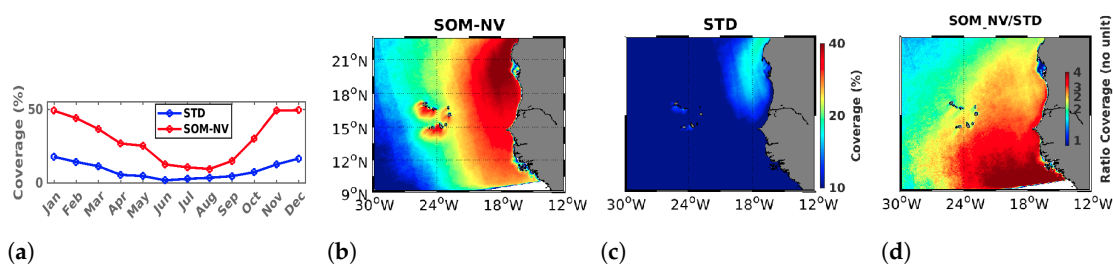


Figure 4. (a) Monthly mean coverage over the whole domain is exhibited on panel (b). (b,c) Annual average of data coverage (%) over the whole domain based on daily L2 images for the years 2003 to 2018 is shown in (b) for SOM-NV and (c) for STD MODIS-Aqua processing. (d) Ratio of annual mean coverage between SOM-NV and STD processing.

This West African region is characterized by the asymmetric alternation of a dry season (late autumn to late spring) and a rainy season (summer to early autumn). This alternation is related to the position of the Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ), which migrates to the latitude of Senegal at the beginning of boreal summer (June). For the entire domain, maximum coverage of around 50% and 15–20% is achieved in January–February for the SOM-NV and STD processing, respectively (Figure 4a). This north–south variability could be explained by the physical effects of the ocean (Figure A1a) and observation constraints (Figure A1b), which seem to show the same meridional trend. The coverage minima correspond to the monsoon season (July–August; 10% and 5%, respectively), during which the ITCZ is at its northern extent and covers the region with clouds. The seasonal northward (southward) migration of the ITCZ from April to August (September to November) is clearly evident in the monthly coverage maps (Figure A2). The improvement of the coverage between SOM-NV and STD processing is best from November to March when aerosols are dominated by desert dust contained in the lower atmospheric boundary layer [14].

3.3. Improving Reflectance Spectra

Chla differ between the SOM-NV and the STD processing, but all the small scale structures (filaments, eddies, rib-width gradient) remain identical (Figure 2). The shape of the reflectance spectrum in the visible range, especially of the three wavelengths used to estimate the Chla (Equation (3)), differs very significantly between both processing (Figure 5). Chla is known to reflect the signal in the green wavelengths, and to absorb in the blue. Thus, a lower reflectance at 412 nm (blue) and a higher reflectance at 547 nm (green)

is expected when waters contain higher Chla (e.g., coastal areas or upwelling region). It decreases when we move from the coast to the open ocean. The open ocean is assumed to have a contrary distribution. Moreover, the change in reflectance within each wavelength is supposed to be gradual (e.g., [18,45,46]), and related to changes in the optical properties of seawater [5,46–48]. The coherency is verified for SOM-NV processing, whereas the STD processing displays fundamental incoherences to this scheme. Faced with such a response of the reflectance spectrum in STD processing, one can expect a biased estimate of Chla in surface waters of this coastal region of the global ocean affected by the presence of desert dust.

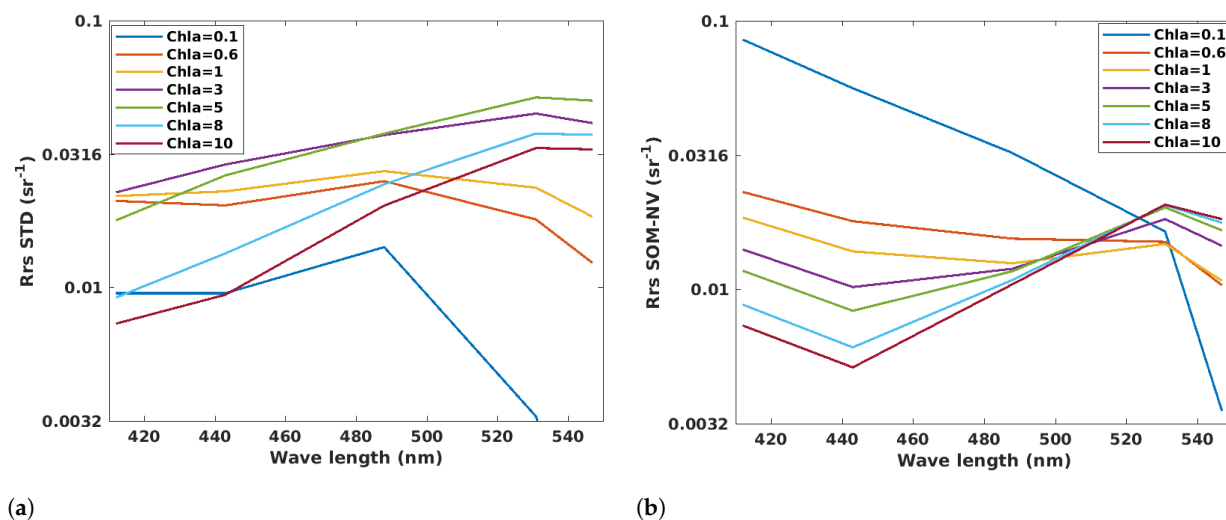


Figure 5. Mean reflectance as a function of Chla concentration for the five wavelengths of the MODIS-Aqua sensor in the visible spectrum (412, 443, 488, 531, and 547 nm): (a) STD and (b) SOM-NV processing of MODIS-Aqua images for the period 2003–2018 and for the domain of investigation (9–23°N and 13–28°W).

3.4. Consequences on Chla Estimates

Validation of Chla Estimated by SOM-NV

Between 2012 and 2014, four campaigns were conducted on the southern Senegalese shelf between 21 February and 20 March, during the upwelling season, and two in November during the transition season (see Section 2). About 200 samples were analyzed by HPLC to determine the surface Chla (see Figure A3). Between 13°30'N and 14°45'N, the average February–March concentration for the years 2012 to 2014 is 4.1 mgChla·m⁻³ for in situ data collected during UPSEN-1, UPSEN-2, ECOAO, and AWA campaigns over the shelf (0–100 m). This concentration is much closer to 2.9 mgChla·m⁻³ than to 6.21 mgChla·m⁻³, respectively, obtained from the SOM-NV and STD processing over the same shelf domain.

Station by station, spatial and temporal correspondences between concentrations measured in situ and estimated by satellite are rare. Out of 200 samples, only 13 values could be compared by fixing a maximum radius of 4 km between in situ sampling and the satellite pixel (Figure 6b). The 1 km resolution of the SOM-NV product compared to the characteristic velocities on the shelf are of the order of 10 cm/s (10 km/d), which explains the limited accuracy of the matchups. Furthermore, in an upwelling system where mesoscale and submesoscale activity is important (e.g., [49]), the proximity to a front and/or a temporal lag can easily induce significant differences between in situ and satellite Chla values (see Figure A4 as an illustration). Correlation is better between HPLC data and STD estimates than with SOM-NV processing (71% and 23%, respectively, not significant), but the number of points retained is very low (Figure 6).

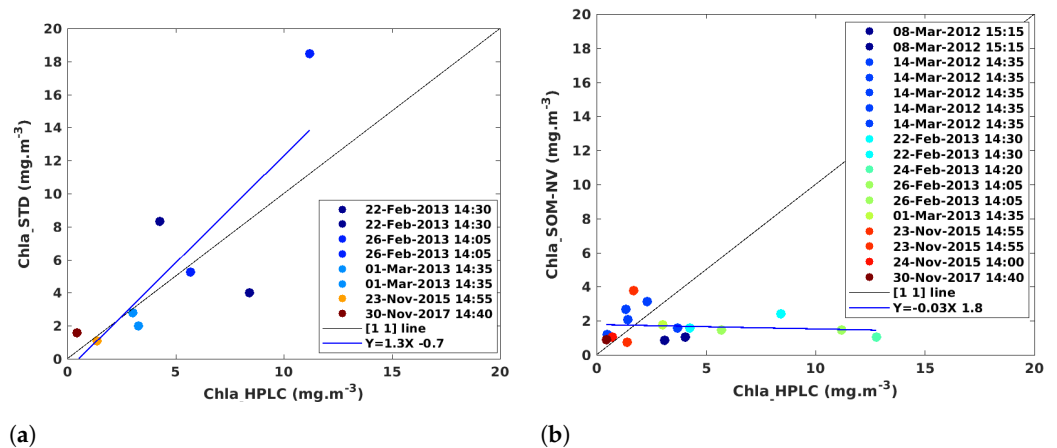


Figure 6. (a) Chla measured by HPLC as a function of MODIS-Aqua Chla. (b) Chla measured by HPLC as a function of SOM-NV Chla. Colored dots correspond to the date of MODIS-Aqua tracks over our studied region. The HPLC data considered in this validation must be located within 4 km of a valid satellite pixel and collected within 4 h of the satellite’s time of passage.

FP data collected during MiniSCOPES 2015 and 2017 (November) are used to validate the ability of SOM-NV to retrieve spatial variability of Chla. These data are superposed on MODIS images in Figure 7. Only a couple of hours recorded along the ship track are compared to MODIS image of 23 November 2015. A much longer transect can be compared on 30 November 2017. The determination coefficients between FP observations and satellite estimates are 0.73 (RMSE = 2.99, $p < 0.05$) and 0.71 (RMSE = 2.68; $p < 0.05$), respectively, for SOM-NV and STD (Figure A5). For low concentrations of offshore waters, SOM-NV values of Chla are closer to FP data (Figure 7e,f). Both forms of processing capture the coastal enrichments, but the results can be far from in situ measurements. On November 30th, both processing types miss a feature observed by FP around 5:30 pm. A bloom with Chla up to $40 \text{ mgChla}\cdot\text{m}^{-3}$ is measured the next day during a second passage at the same location. The delay between the passage of the satellite and the presence of the ship is, therefore, a good candidate for this discrepancy.

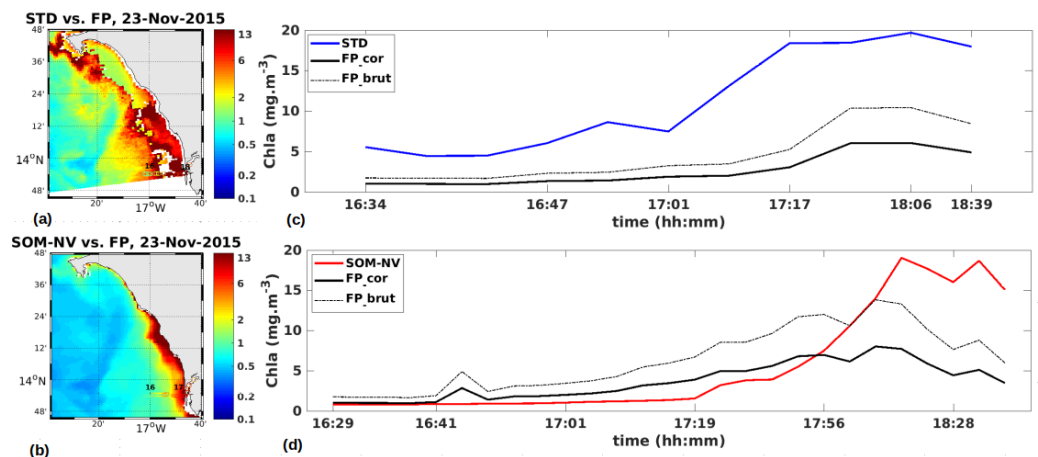


Figure 7. Cont.

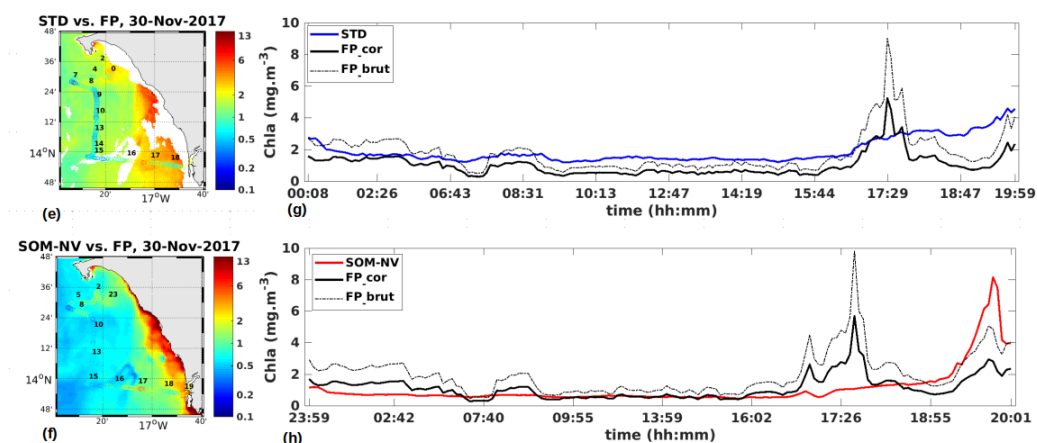


Figure 7. (a,b) Chla STD MODIS-Aqua and SOM-NV, along with the ship-track FP Chla November 23rd 2015 (2 pm). Numbers along the ship track correspond to daily hour. (c,d) are STD (blue) or SOM-NV (red) satellite and FP (plain and dashed lines) Chla time series along the ship track. Chla regression between HPLC and FP (Figure A6) shows a systematic overestimation of Chla by FP. A factor of 0.58 was, thus, applied to the correct FP Chla (black line). Raw FP Chla is represented by a dashed line. (e–h) are equivalent to (a–d) for 30 November 2017 (2:40 pm).

4. Discussion

The marine reflectance is a key quantity to study the properties of the surface layers in the field of ocean color. Atmospheric correction algorithms, which is part of the processing that SOM-NV aims at improving, have a direct impact on the retrieval of atmospheric parameters, i.e., AOT and the variability of spectral marine reflectance, which is at the basis of the Chla algorithms as well as in the determination of dominating plankton groups (e.g., [50]).

As in [26], we saw that SOM-NV processing applied to MODIS-Aqua observations outperformed STD processing in estimating AOTs in our study region, which is dominated by desert dust and high AOT values (e.g., [51]). The correlation coefficients between SOM-NV estimates and AERONET measurements are best in autumn and winter, with the lowest correlation in spring. Senhorg et al. [14] showed that the seasonality of AOT, which is an integrated measure of aerosol content, is associated with a very different vertical distribution by season. In the early dry season (December to February), particles are concentrated in the surface atmospheric boundary layer, while from spring onwards to the warm season, they are concentrated in the Saharan Air Layer (2–3 km altitude in spring and 3–4 km in summer). The particles are also larger in the wet season as the particles absorb some of this moisture (condensation nucleus) and change their refractive index [18]. Their Single Scattering Albedo (SSA), which represents the ratio (ranging between 0 and 1) of the scattering coefficient to extinction coefficient, provides information about the absorbing properties of the aerosols. Estimates of SSA by OMI (Ozone Monitoring Instrument) are smaller during the warm season [14], indicating that absorption effects are stronger [52]. The atmospheric model of [37] used to build the SOM-NV LUTs assumes that dust is distributed down to the ocean surface and that only the altitude of the top of this homogeneous layer of absorbing aerosols varies (2, 4, and 6 km). They mentioned that the vertical structure of the dust layer has a strong impact on the atmospheric reflectance in the blue. Using a radiative transfer model, Song et al. [15] studied the effect of a Gaussian distribution of particles in the atmosphere on potential reflectance errors estimated at the TOA when considering an exponential distribution or a two-layer atmosphere. The authors show that the more the Gaussian distribution is centered on a high height, the greater the error is. Similarly, the higher the AOT, the greater the error. Song et al. [15] showed that simplified exponential and two-layer atmospheric vertical distribution models can lead to errors of water-leaving radiance retrieval up to 12–15% and 30–40%, respectively. In our study, region, the greatest potential errors would, therefore, be associated with the

late-spring-early-summer period, when aerosols are highest and AOTs are strongest. As the latitudes of our domain are below 20°N, the solar zenith angle remains low [53] and the errors made remain in the lower range of the estimates made by [15].

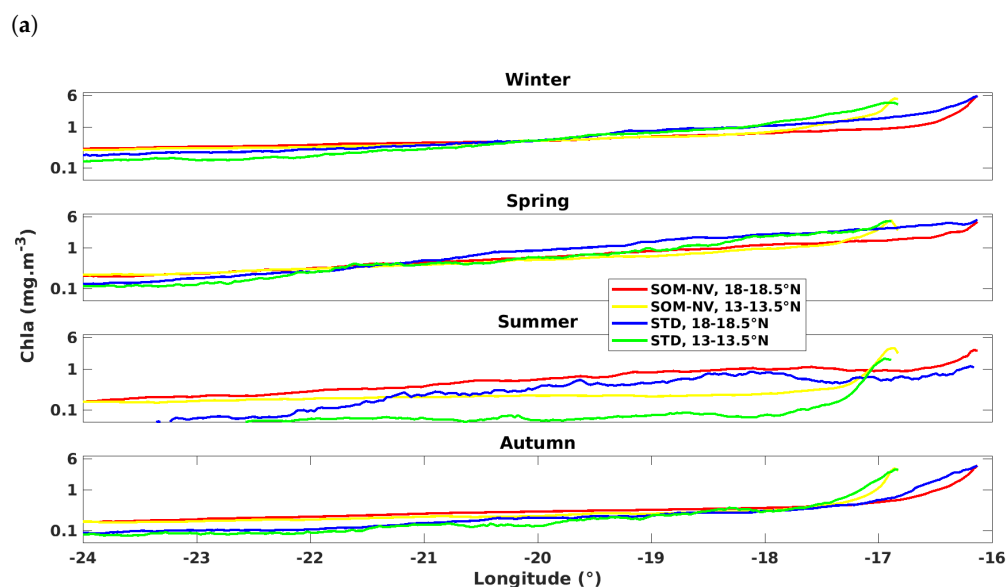
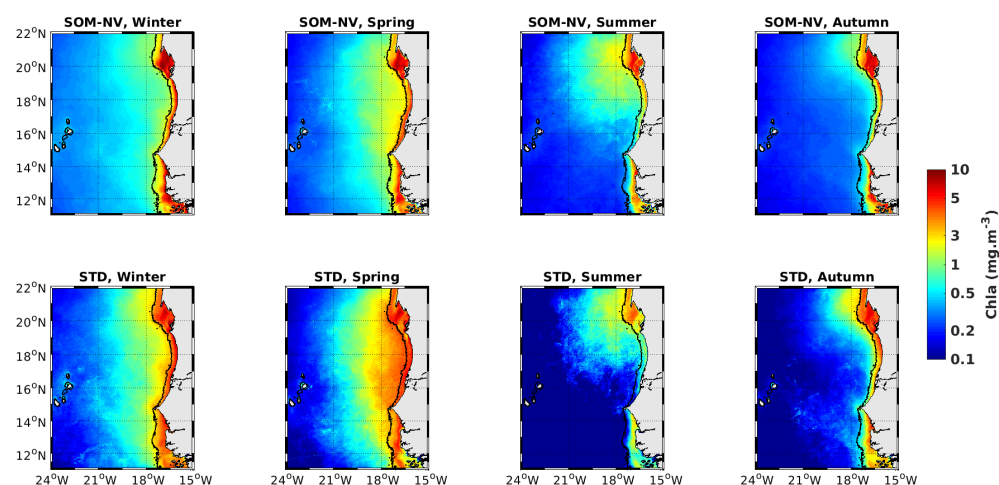
SOM-NV processing's determination of the contribution of absorbing aerosols to reflectance at the TOA results in a better determination of the marine contribution across the entire visible spectrum, and particularly at blue wavelengths (Figure 5). The mean STD reflectance spectrum, on the other hand, shows a number of inconsistencies, particularly in the blue, where, for instance, reflectance is underestimated at low Chla. STD processing uses the NIR response to determine the contribution of aerosols over the entire reflectance spectrum [16] and may, therefore, not be sufficiently constrained in the presence of strongly absorbing aerosols which are likely to introduce variability into the response depending on their origin and size, which can vary greatly depending on the source region [54,55] and relative humidity [17]. Song et al. [15] showed that not considering absorbing aerosols during atmospheric correction might produce 4–10% errors in the water-leaving radiance retrieval at 412 nm over coastal waters with strongly absorbing aerosols under the assumption of a Gaussian distribution. Overall, an imperfect vertical distribution assumption and aerosol model selection might induce uncertainty in water-leaving radiance retrieval from 10% to 80% under absorbing aerosol conditions.

Better characterization of aerosols and their impact across the spectrum means we can exploit more pixels in our study region. A better coverage of SOM-NV is, thus, associated with the region between the mainland and Cabo Verde Islands (Figure 4), where plumes of Saharan dust transported by the north-east Harmattan wind are commonly observed [15,37]. These dust patterns are characterized by higher AOT values (e.g., [51]) and are mostly masked in the standard processing, as the MODIS algorithm does not provide an estimate of reflectance in the presence of highly absorbent aerosols or tends to underestimate aerosol absorption, as also shown by [56].

Although coverage is higher off Cape Blanc (20°N) than off southern Senegal, SOM-NV recovers more pixels in the south than in the north (Figure 4). The annual mean sea surface temperature distribution shows a marked meridional gradient (Figure A1a), and thus, a greater amount of water vapor in the southern part of the domain. According to [57], relative humidity is between 70 and 90% in the region. As mentioned earlier, this humidity shifts the particle size spectrum towards larger particles and changes their refractive index [18]. Occurrence of observations also diminishes from the north to the south of the dust plume (Figure A1b). All these parameters combine to make atmospheric correction of this region with its complex properties difficult. The obvious improved coverage pattern downwind of the Cabo Verde islands for both the SOM-NV and the STD processing (Figure 4b,c), however, illustrates the effect of moisture on the ability of the algorithms to correct the atmosphere. Indeed, the conservation of potential energy when passing over a mountainous terrain, called the foehn effect, is characterized by a warming and drying of the air mass downwind of this mountain. Both algorithms, thus, performed better at lower relative humidity. Nevertheless, the reason why SOM-NV is able to better characterize the surface water properties when the air is more humid remains difficult to explain based on the proposed algorithm.

Overall, this atmospheric correction has implication on the recovery of cross-shore Chla. Three regions with fairly different upwelling dynamics characterize the seasonal variability of surface Chla in the Canary Upwelling System [58]. The northern region of the subtropical gyre is characterized by a weak seasonality and Chla confined at the coast, but it is not considered in this study. The inter-gyre region off Cape Blanc (19–24°N) is characterized by the weakest seasonality and a persistent large offshore extension of Chla (Figure 8a). The region of the recirculation gyre between 10° and 19°N is characterized by a strong seasonality and a large offshore extension of Chla from February to May followed by an abrupt Chla drop that propagates northward from May to June (Figure 8a). Chla is maximum inshore throughout the year and remains high in winter and spring in the coastal transition zone (Figure 8b), where destabilization of the upwelling jet occurs and

generates filaments and eddies (e.g., [59]). In general, STD processing produces higher Chla than SOM-NV except in summer (July to September) when coverage is very poor (10% for SOM-NV and 5% for STD; Figure 4a). West of 21°W, towards the open oligotrophic ocean, Chla is higher for SOM-NV than for STD, except in summer. The largest differences between both forms of processing occur in the coastal transition zone. In winter, dust aerosols are maintained in the atmospheric boundary layer above the surface of the ocean, whereas in spring, they are uplifted by convection over the continent and are advected westward within the Saharan Air Layer at 3 km height over the ocean [14]. However, AOT is two to three times higher in spring (and summer) than in winter. Note that the difference between STD and SOM-NV is the greatest during spring. Autumn is characterized by low dust levels over the ocean and consequently the lowest difference between the two types of processing. Unfortunately, we lack observations to validate these differences in Chla between STD and SOM-NV in the transition zone between the coast and the open ocean.



(b) Figure 8. (a) Seasonal averages of surface chlorophyll a concentrations for, from left to right, winter (DJF), spring (MAM), summer (JJA), and fall (SON). Top panels correspond to SOM-NV, bottom panels to STD. (b) Latitudinal cross-shore distribution of Chla between the coast and 24°W over latitude bands 13–13.5°N and 18–18.5°N (red and yellow for SOM-NV and blue and green for STD). From top to bottom: winter, spring, summer, and fall seasons.

5. Conclusions

Taking into account the contribution of absorbing aerosols to better estimate the different components of the signal at the TOA is essential in this oceanic region covered most of the time by air masses loaded with desert dust. The adaptation of SeaWiFS to MODIS-Aqua data processing from the SOM-NV algorithm shows the robustness of the method in retrieving oceanic parameters from satellite radiances measured by multi-spectral ocean-color sensors. Indeed, the two-step approach of classifying the TOA radiance spectra for a better estimate of aerosol type on the one hand, and using an optimization method to fit the parameters of these aerosols and Chla on the other hand, allows for a better representation of the optical thickness, a correction of the marine reflectance spectrum, and a considerable increase in the spatio-temporal coverage of the area.

To the extent that the properties of the water color signal are improved by this processing scheme, the Chla estimates should also be greatly improved by this approach. However, dedicated and numerous in situ data are still necessary to conclude on this point. SOM-NV Chla is closer to HPLC Chla, as shown in March for two different years. Chla, AOT at 869 nm, reflectance at 412, 443, 488, 531, and 547 nm resulting from the SOM-NV processing of MODIS-Aqua from 2003 to 2018 are archived in netcdf format as a regional dataset that is published in <https://zenodo.org/>, last access on 17 June 2023 (DOI: <https://doi.org/10.5281/zenodo.7971187>).

Author Contributions: Conceptualization, E.M., H.D., K.C. and D.D.; methodology, D.D., E.M., J.B., H.D. and K.C.; software, D.D., J.B. and H.D.; validation, K.C., H.D. and E.M.; formal analysis, E.M., H.D., J.B. and K.C.; resources, E.M. and H.D.; data curation, K.C., E.M., D.D., H.D. and J.B.; writing—original draft preparation, D.D., E.M. and K.C.; writing—review and editing, K.C., E.M., H.D. and J.B.; supervision, E.M., H.D. and S.M.S.; project administration, K.C. and E.M.; funding acquisition, E.M. and K.C. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This research was funded by SOLAB project, grant number ANR-18-CE32-0009; University of Western Brittany (UBO) through the “Ecole Doctorale des Sciences de la Mer et du Littoral” (EDSML); IRD (Institut de Recherche pour le Développement) for ARTS project; and International Joint Laboratory ECLAIRS.

Data Availability Statement: Data available at <https://doi.org/10.5281/zenodo.7971187>.

Acknowledgments: K. Correa was supported for this study by a scholarship from IRD (Institut de Recherche pour le Développement) and by a grant from Région Bretagne. The French National Research Agency (ANR) partly funded this research (SOLAB project; grand ANR-18-CE32-0009). The authors also acknowledge support from the International Joint Laboratory ECLAIRS. The authors thank S.M. Sall for their constant support to this work. We thank NASA Ocean Biology Processing Group. (2017). MODIS-Aqua Level 2 Ocean Color Data Version R2018.0 [OC]. NASA Ocean Biology Distributed Active Archive Center. <https://doi.org/10.5067/AQUA/MODIS/L2/OC/2018>. We would like to thank Aida Beye (aida.beye@ird.fr) for processing the FP data. We thank also Didier Tanré and their staff for establishing and maintaining the Dakar, Senegal site used in this investigation. We thank Philippe Goloub and their staff for establishing and maintaining the Cabo Verde site used in this investigation.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest. The funders had no role in the design of the study; in the collection, analyses, or interpretation of data; in the writing of the manuscript; or in the decision to publish the results.

Appendix A

Appendix A.1. Coverage Pattern

Here, we attach an average SST map (Figure A1a) and an average daily observation (Figure A1b), and show the average SOM-NV coverage map per month (Figure A2). The cold region of northern Mauritania is associated with a better coverage.

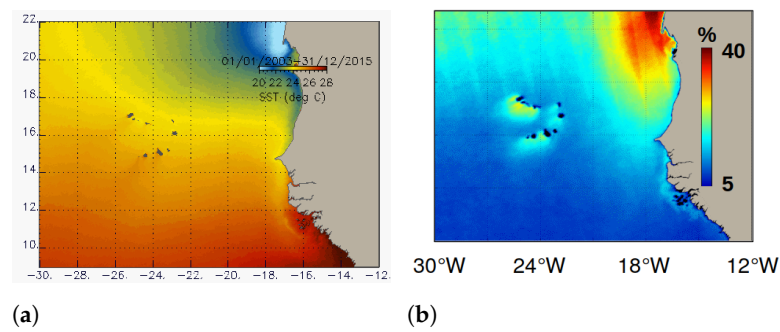


Figure A1. (a) Mean MODIS sea surface temperature at 4 km resolution for the period 2003–2015; (b) average (%) of daily observation resulting from standard L3 atmospheric flags (including water vapor and clouds).

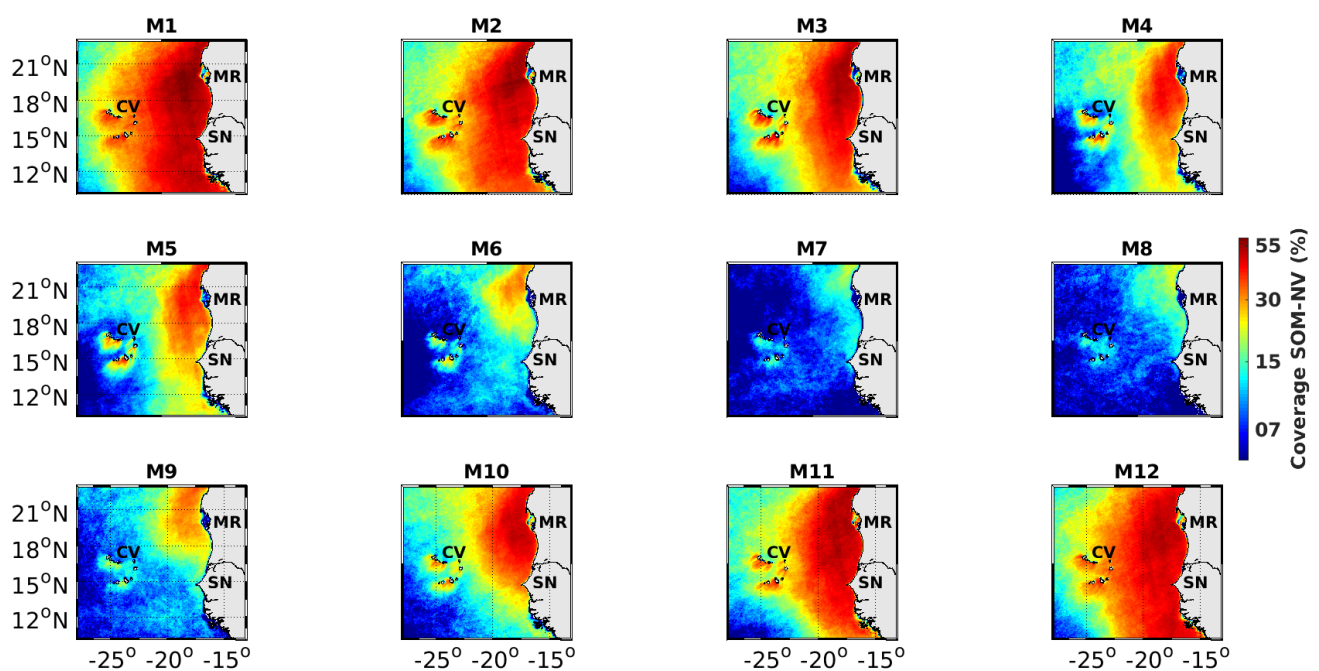


Figure A2. Average SOM-NV coverage over the period 2003–2018, from January (M1) to December (M12). MR for Mauritania, SN for Senegal, and CV for Cabo Verde.

Appendix A.2. Chla Validation

In the middle of the 2012, 2013, and 2014 upwelling seasons, several surface HPLC measurements were made on the southern Senegalese shelf between the latitudes of 13.5° to 15°N (Figure A3).

In Figure 6b, differences between HPLC and satellite Chla are important. The proximity of productive innershelf waters in 24 February Figure A4a illustrates the significant potential difference that can occur between the two estimates associated with small time and space lags, i.e., 1 h 45 and 2.5 km, respectively. Furthermore, since 2015, FP measurements have been taken on campaign days. The FP is continuously towed along the ship, and performs high-frequency measurements. Several measurements are made for a single satellite pixel. Figure A5 shows the distribution of Chla measurements for two dates (23 November 2015 and 30 November 2017). FP measurements have been averaged for each pixel crossed.

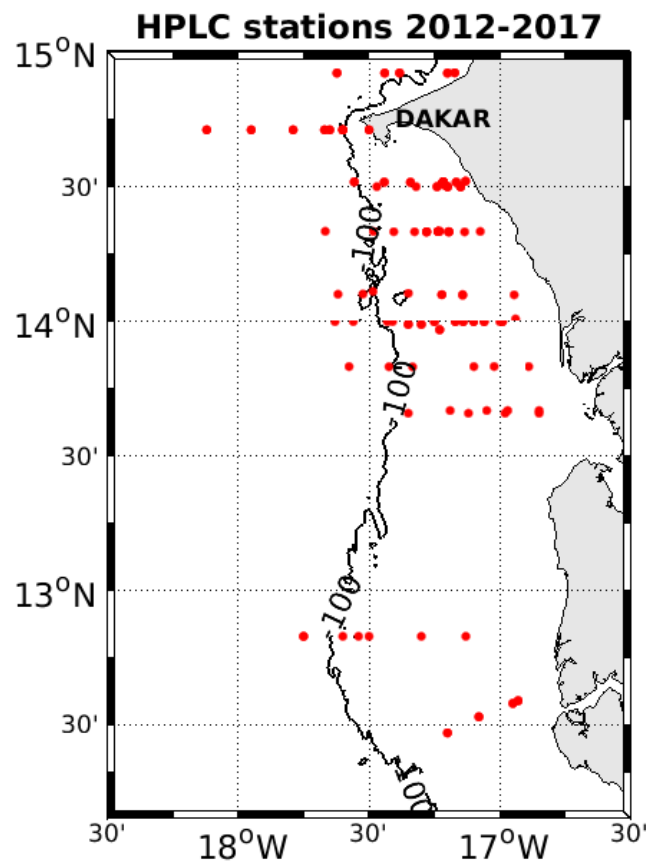


Figure A3. Surface HPLC stations during UPSEN-1 and -2, ECOAO, and AWA sampling.

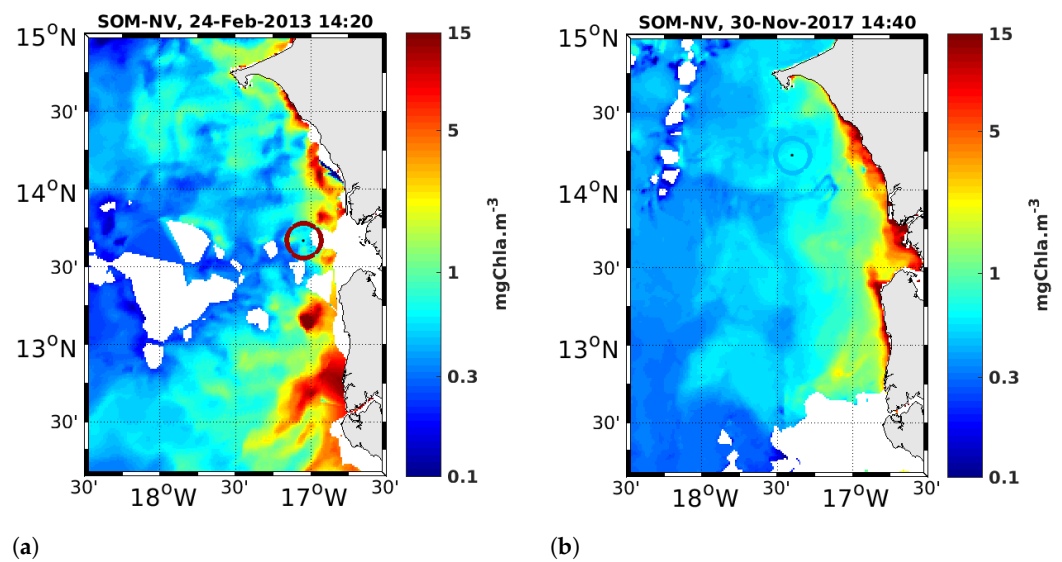


Figure A4. Circles are associated with stations carried out during UPSEN-2 (panel (a)): 24 February 2013 and MiniSCOPES 2017 (panel (b)): 30 November 2017. The color of the circle corresponds to the chlorophyll-a pigment concentration, the colorbar being common with SOM-NV MODIS-Aqua images.

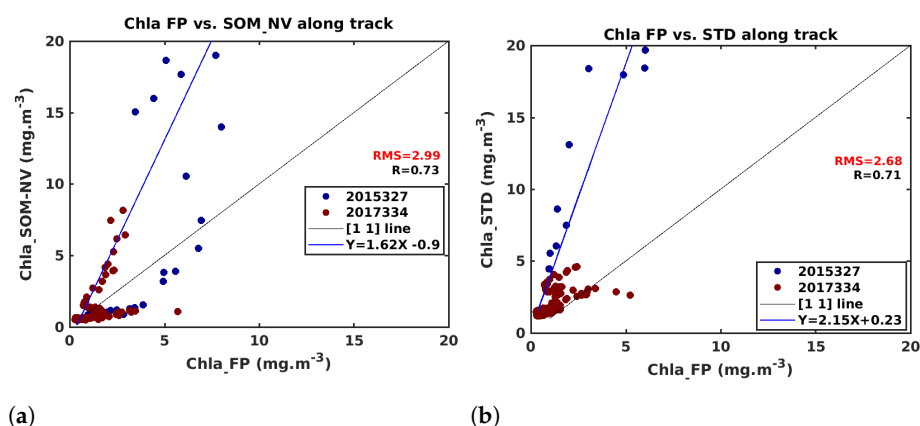


Figure A5. (a) Chla (FP vs. SOM-NV) along ship track and (b) Chla FP vs. STD along ship track.

Appendix A.3. HPLC vs. FP Regression

For 2017, the regression between HPLC and FP measurements show that FP overestimates Chla (Figure A5). In Figure 7, and thus, we applied an offset to FP data ($FP_{New} = 0.58 \times FP$).

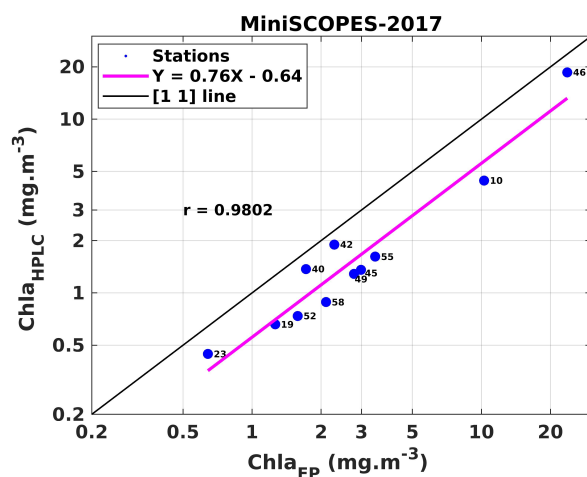


Figure A6. Regression between HPLC and FP. Only the data of the year 2017 are considered.

References

- Hovis, W.; Clark, D.; Anderson, F.; Austin, R.; Wilson, W.; Baker, E.; Ball, D.; Gordon, H.; Mueller, J.; El-Sayed, S.; et al. Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner: System description and initial imagery. *Science* **1980**, *210*, 60–63. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
- Franz, B.; Werdell, P.; Meister, G.; Bailey, S.; Eplee, R., Jr.; Feldman, G.; Kwiatkowska, E.; McClain, C.; Patt, F.; Thomas, D. The continuity of ocean color measurements from SeaWiFS to MODIS. *Earth Obs. Syst. X* **2005**, *5882*, 58820W.
- Clarke, G.; Ewing, G.; Lorenzen, C. Spectra of backscattered light from the sea obtained from aircraft as a measure of chlorophyll concentration. *Science* **1970**, *167*, 1119–1121. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
- Wang, M.; Son, S.; Shi, W. Evaluation of MODIS SWIR and NIR-SWIR atmospheric correction algorithms using SeaBASS data. *Remote Sens. Environ.* **2009**, *113*, 635–644. [[CrossRef](#)]
- Mobley, C. *Others the Oceanic Optics Book*; International Ocean Colour Coordinating Group (IOCCG): Dartmouth, NS, Canada, 2022. [[CrossRef](#)]
- Ogunjobi, K.; Kim, Y.; He, Z. Aerosol optical properties during Asian dust storm episodes in South Korea. *Theor. Appl. Climatol.* **2003**, *76*, 65–75. [[CrossRef](#)]
- Andreae, M. Raising dust in the greenhouse. *Nature* **1996**, *380*, 389–390. [[CrossRef](#)]
- Solomon, S.; Qin, D.; Manning, M.; Averyt, K.; Marquis, M. *Climate Change 2007—The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC*; Cambridge University Press: Cambridge, UK, 2007.
- Tanaka, T.; Kurosaki, Y.; Chiba, M.; Matsumura, T.; Nagai, T.; Yamazaki, A.; Uchiyama, A.; Tsunematsu, N.; Kai, K. Possible transcontinental dust transport from North Africa and the Middle East to East Asia. *Atmos. Environ.* **2005**, *39*, 3901–3909. [[CrossRef](#)]

10. Ganor, E.; Osetinsky, I.; Stupp, A.; Alpert, P. Increasing trend of African dust, over 49 years, in the eastern Mediterranean. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2010**, *115*. [[CrossRef](#)]
11. Ansmann, A.; Baars, H.; Tesche, M.; Müller, D.; Althausen, D.; Engelmann, R.; Pauliquevis, T.; Artaxo, P. Dust and smoke transport from Africa to South America: Lidar profiling over Cape Verde and the Amazon rainforest. *Geophys. Res. Lett.* **2009**, *36*. [[CrossRef](#)]
12. Prospero, J.; Glaccum, R.; Nees, R. Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America. *Nature* **1981**, *289*, 570–572. [[CrossRef](#)]
13. Senghor, H.; Machu, É.; Durán, L.; Jenkins, G.; Gaye, A. Seasonal behavior of aerosol vertical concentration in Dakar and role played by the sea-breeze. *Open J. Air Pollut.* **2020**, *9*, 11–26. [[CrossRef](#)]
14. Senghor, H.; Machu, É.; Hourdin, F.; Gaye, A. Seasonal cycle of desert aerosols in western Africa: Analysis of the coastal transition with passive and active sensors. *Atmos. Chem. Phys.* **2017**, *17*, 8395–8410. [[CrossRef](#)]
15. Song, L.; Bi, X.; Zhang, Z.; Li, L.; Dai, Q.; Zhang, W.; Li, H.; Wang, X.; Liang, D.; Feng, Y. Impact of sand and dust storms on the atmospheric environment and its source in Tianjin-China. *Sci. Total. Environ.* **2022**, *825* 153980. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
16. Gordon, H.; Wang, M. Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: A preliminary algorithm. *Appl. Opt.* **1994**, *33*, 443–452. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
17. IOCCG. IOCCG Atmospheric Correction for Remotely-Sensed Ocean-Colour Products. 2010. Available online: <http://www.ioccg.org/reports/report10.pdf> (accessed on 20 June 2023).
18. Mobley, C.; Werdell, J.; Franz, B.; Ahmad, Z.; Bailey, S. *Atmospheric Correction for Satellite Ocean Color Radiometry*; National Aeronautics: No. GSFC-E-DAA-TN35509, 2016. Available online: <https://ntrs.nasa.gov/api/citations/20160011399/downloads/20160011399.pdf> (access on 20 June 2023).
19. Ahmad, Z.; Franz, B.; McClain, C.; Kwiatkowska, E.; Werdell, J.; Shettle, E.; Holben, B. New aerosol models for the retrieval of aerosol optical thickness and normalized water-leaving radiances from the SeaWiFS and MODIS sensors over coastal regions and open oceans. *Appl. Opt.* **2010**, *49*, 5545–5560. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
20. Hassan, N.; Woo, C. Machine learning application in water quality using satellite data. In *IOP Conference Series: Earth Furthermore, Environmental Science*; IOP Publishing: Bristol, UK, 2021; Volume 842, p. 012018.
21. Brajard, J.; Moulin, C.; Thiria, S. Atmospheric correction of SeaWiFS ocean color imagery in the presence of absorbing aerosols off the Indian coast using a neuro-variational method. *Geophys. Res. Lett.* **2008**, *35*. [[CrossRef](#)]
22. Brajard, J.; Jamet, C.; Moulin, C.; Thiria, S. Use of a neuro-variational inversion for retrieving oceanic and atmospheric constituents from satellite ocean colour sensor: Application to absorbing aerosols. *Neural Netw.* **2006**, *19*, 178–185. [[CrossRef](#)]
23. Niang, A.; Badran, F.; Moulin, C.; Crépon, M.; Thiria, S. Retrieval of aerosol type and optical thickness over the Mediterranean from SeaWiFS images using an automatic neural classification method. *Remote Sens. Environ.* **2006**, *100*, 82–94. [[CrossRef](#)]
24. Thiria, S.; Badran, F.; Sorrer, C. *YAO: Un Logiciel pour les Modèles Numériques et l'assimilation de Données (Schéma Direct Adjoint et Assimilation Variationnelle)*; LOCEAN: Paris, France, 2006.
25. Moulin, C.; Gordon, H.; Chomko, R.; Banzon, V.; Evans, R. Atmospheric correction of ocean color imagery through thick layers of Saharan dust. *Geophys. Res. Lett.* **2001**, *28*, 5–8. [[CrossRef](#)]
26. Diouf, D.; Niang, A.; Brajard, J.; Crépon, M.; Thiria, S. Retrieving aerosol characteristics and sea-surface chlorophyll from satellite ocean color multi-spectral sensors using a neural-variational method. *Remote Sens. Environ.* **2013**, *130*, 74–86. [[CrossRef](#)]
27. Esaias, W.; Abbott, M.; Barton, I.; Brown, O.; Campbell, J.; Carder, K.; Clark, D.; Evans, R.; Hoge, F.; Gordon, H.; et al. Others An overview of MODIS capabilities for ocean science observations. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **1998**, *36*, 1250–1265. [[CrossRef](#)]
28. Franz, B.; Bailey, S.; Werdell, P.; McClain, C. Sensor-independent approach to the vicarious calibration of satellite ocean color radiometry. *Appl. Opt.* **2007**, *46*, 5068–5082. [[CrossRef](#)]
29. Bailey, S.; Franz, B.; Werdell, P. Estimation of near-infrared water-leaving reflectance for satellite ocean color data processing. *Opt. Express* **2010**, *18*, 7521–7527. [[CrossRef](#)]
30. Yang, H.; Gordon, H. Remote sensing of ocean color: Assessment of water-leaving radiance bidirectional effects on atmospheric diffuse transmittance. *Appl. Opt.* **1997**, *36*, 7887–7897. [[CrossRef](#)]
31. Wang, M. The Rayleigh lookup tables for the SeaWiFS data processing: Accounting for the effects of ocean surface roughness. *Int. J. Remote Sens.* **2002**, *23*, 2693–2702. [[CrossRef](#)]
32. Wang, M.; Bailey, S. Correction of sun glint contamination on the SeaWiFS ocean and atmosphere products. *Appl. Opt.* **2001**, *40*, 4790–4798. [[CrossRef](#)]
33. Gordon, H.; Wang, M. Influence of oceanic whitecaps on atmospheric correction of ocean-color sensors. *Appl. Opt.* **1994**, *33*, 7754–7763. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
34. Kohonen, T.; Kohonen, T. The basic SOM. *Self-Organizing Maps*; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 2001; pp. 105–176. . [[CrossRef](#)]
35. Brajard, J.; Niang, A.; Sawadogo, S.; Fell, F.; Santer, R.; Thiria, S. Estimating aerosol parameters above the ocean from MERIS observations using topological maps. *Int. J. Remote. Sens.* **2007**, *28*, 781–795. [[CrossRef](#)]
36. Jamet, C.; Thiria, S.; Moulin, C.; Crépon, M. Use of a neurovariational inversion for retrieving oceanic and atmospheric constituents from ocean color imagery: A feasibility study. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **2005**, *22*, 460–475. [[CrossRef](#)]
37. Moulin, C.; Gordon, H.; Banzon, V.; Evans, R. Assessment of Saharan dust absorption in the visible from SeaWiFS imagery. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2001**, *106*, 18239–18249. [[CrossRef](#)]

38. Shettle, E.; Fenn, R. *Models for the Aerosols of the Lower Atmosphere and the Effects of Humidity Variations on Their Optical Properties*; Technical Report, Air Force Geophysics Laboratory, Air Force Systems Command, United States Air Force; Environ. Res. Paper 676, AFGL-TR-79-0214; Hanscom Air Force Base: Bedford, MA, USA, 1979.
39. Chomko, R.; Gordon, H. Atmospheric correction of ocean color imagery: Use of the Junge power-law aerosol size distribution with variable refractive index to handle aerosol absorption. *Appl. Opt.* **1998**, *37*, 5560–5572. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
40. Holben, B.; Eck, T.; Slutsker, I.; Tanre, D.; Buis, J.; Setzer, A.; Vermote, E.; Reagan, J.; Kaufman, Y.; Nakajima, T.; et al. Others AERONET—A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sens. Environ.* **1998**, *66*, 1–16. [[CrossRef](#)]
41. Giles, D.; Sinyuk, A.; Sorokin, M.; Schafer, J.; Smirnov, A.; Slutsker, I.; Eck, T.; Holben, B.; Lewis, J.; Campbell, J.; et al. Others Advancements in the Aerosol Robotic Network (AERONET) Version 3 database—automated near-real-time quality control algorithm with improved cloud screening for Sun photometer aerosol optical depth (AOD) measurements. *Atmos. Meas. Tech.* **2019**, *12*, 169–209. [[CrossRef](#)]
42. Ras, J.; Claustre, H.; Uitz, J. Spatial variability of phytoplankton pigment distributions in the Subtropical South Pacific Ocean: Comparison between in situ and predicted data. *Biogeosciences* **2008**, *5*, 353–369. [[CrossRef](#)]
43. Van Heukelem, L.; Thomas, C. Computer-assisted high-performance liquid chromatography method development with applications to the isolation and analysis of phytoplankton pigments. *J. Chromatogr. A* **2001**, *910*, 31–49. [[CrossRef](#)]
44. Beutler, M.; Wiltshire, K.; Meyer, B.; Moldaenke, C.; Lürling, C.; Meyerhöfer, M.; Hansen, U.; Dau, H. A fluorometric method for the differentiation of algal populations in vivo and in situ. *Photosynth. Res.* **2002**, *72*, 39–53. [[CrossRef](#)]
45. Morel, A. Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case I waters). *J. Geophys. Res. Oceans* **1988**, *93*, 10749–10768. [[CrossRef](#)]
46. Morel, A.; Maritorena, S. Bio-optical properties of oceanic waters: A reappraisal. *J. Geophys. Res. Oceans* **2001**, *106*, 7163–7180. [[CrossRef](#)]
47. Pope, R.; Fry, E. Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements. *Appl. Opt.* **1997**, *36*, 8710–8723. [[CrossRef](#)]
48. Bricaud, A.; Morel, A.; Prieur, L. Others Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains. *Limnol. Oceanogr.* **1981**, *26*, 43–53. [[CrossRef](#)]
49. Capet, X.; Estrade, P.; Machu, E.; Ndoye, S.; Grelet, J.; Lazar, A.; Marié, L.; Dausse, D.; Brehmer, P. On the dynamics of the southern Senegal upwelling center: Observed variability from synoptic to superinertial scales. *J. Phys. Oceanogr.* **2017**, *47*, 155–180. [[CrossRef](#)]
50. Alvain, S.; Moulin, C.; Dandonneau, Y.; Bréon, F. Remote sensing of phytoplankton groups in case 1 waters from global SeaWiFS imagery. *Deep. Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* **2005**, *52*, 1989–2004. [[CrossRef](#)]
51. Skonieczny, C.; McGee, D.; Winckler, G.; Bory, A.; Bradtmiller, L.; Kinsley, C.; Polissar, P.; De Pol-Holz, R.; Rossignol, L.; Malaizé, B. Monsoon-driven Saharan dust variability over the past 240,000 years. *Sci. Adv.* **2019**, *5*, eaav1887. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
52. Jethva, H.; Torres, O.; Ahn, C. Global assessment of OMI aerosol single-scattering albedo using ground-based AERONET inversion. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2014**, *119*, 9020–9040. [[CrossRef](#)]
53. Horváth, Á.; Seethala, C.; Deneke, H. View angle dependence of MODIS liquid water path retrievals in warm oceanic clouds. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2014**, *119*, 8304–8328. [[CrossRef](#)]
54. Wagener, T. Le fer à l'interface océan-atmosphère: Flux et processus de dissolution dans l'eau de mer. Ph.D. Thesis, Université de la Méditerranée-Aix-Marseille II, Marseille, France, 2008.
55. Ryder, C.; Highwood, E.; Lai, T.; Sodemann, H.; Marsham, J. Impact of atmospheric transport on the evolution of microphysical and optical properties of Saharan dust. *Geophys. Res. Lett.* **2013**, *40*, 2433–2438. [[CrossRef](#)]
56. Shi, W.; Wang, M. Detection of turbid waters and absorbing aerosols for the MODIS ocean color data processing. *Remote Sens. Environ.* **2007**, *110*, 149–161. [[CrossRef](#)]
57. Pfahl, S.; Sodemann, H. What controls deuterium excess in global precipitation? *Clim. Past* **2014**, *10*, 771–781. [[CrossRef](#)]
58. Lathuilière, C.; Echevin, V.; Lévy, M. Seasonal and intraseasonal surface chlorophyll-a variability along the northwest African coast. *J. Geophys. Res. Oceans* **2008**, *113*. [[CrossRef](#)]
59. Barton, E.D.; Aristegui, J.; Tett, P.; Cantón, M.; Garcia-Braun, J.; Hernández-León, S.; Nykjaer, L.; Almeida, C.; Almunia, J.; Ballesteros, S.; et al. Others The transition zone of the Canary Current upwelling region. *Prog. Oceanogr.* **1998**, *41*, 455–504. [[CrossRef](#)]

Disclaimer/Publisher's Note: The statements, opinions and data contained in all publications are solely those of the individual author(s) and contributor(s) and not of MDPI and/or the editor(s). MDPI and/or the editor(s) disclaim responsibility for any injury to people or property resulting from any ideas, methods, instructions or products referred to in the content.

APPLICATION DE PHYSAT À L'ÉTUDE DES GROUPES DOMINANTS DE PHYTOPLANCTON DU SYSTÈME SUD DES CANARIES : ZOOM SUR LE PLATEAU SÉNÉGALAIS

4.1 Introduction

Nous avons vu au chapitre 1 la place fondamentale du phytoplancton dans un écosystème côtier et son impact sociétal. Pour faire face aux changements globaux et leurs conséquences, il est important de comprendre et suivre les processus biogéochimiques liés au phytoplancton. Plusieurs techniques et outils *in situ* permettent de mesurer ou caractériser le phytoplancton (Broutin et al., 2011). Bien que ces mesures soient relativement fiables, elles sont limitées en termes de couverture spatiale et temporelle. Ces limites peuvent constituer un handicap pour le suivi régulier des régions océaniques qui ont un fort impact socio-économique comme les régions d'upwelling. La mesure spatiale par des radiomètres de la couleur de l'eau offre une bonne alternative et constitue à ce jour la seule observation régulière des océans et mers du monde. Le signal mesuré a tout d'abord été exploité pour quantifier la biomasse de phytoplancton à partir du seul pigment chlorophylle-a (chl_a, noté Chl_a lorsqu'on parle de sa concentration) (Clarke et al., 1970; Joint and Groom, 2000; Hu et al., 2012). Ces observations ont permis d'avoir les premières tendances globales, saisonnières et intra-saisonnières du phytoplancton de surface du système des Canaries, marqué par un enrichissement côtier et une extension vers le large qui varie en fonction des saisons (Lathuilière et al., 2008; Correa et al., 2023). Au delà de l'approche traditionnelle de quantification de la biomasse totale, la télédétection de la couleur de l'eau s'est étendue à la diversité du phytoplancton (Brewin et al., 2011; IOCCG, 2014). La télédétection de la diversité algale permet de mieux comprendre l'évolution d'un écosystème et d'étudier l'effet de certains processus biogéochimiques océaniques (export de carbone, désoxygénation, quantité et qualité de poisson ...)

sur les différentes communautés en présence. Elle reste un exercice délicat car ses incertitudes s'ajoutent à la complexité de la correction atmosphérique. De nombreuses approches existent axées sur la récupération des propriétés optiques caractéristiques des classes de tailles (Uitz et al., 2006; Brewin et al., 2010) ou des groupes fonctionnels (Alvain et al., 2005; IOCCG, 2014). Pour les premières, l'hypothèse est que les régions eutrophes sont dominées par les grandes espèces et que les classes les plus petites dominent dans les eaux oligotrophes (Uitz et al., 2006). Bien que cette approche par abondance puisse être efficace pour certaines régions dominées par la présence d'un groupe ou d'une classe de taille (Brewin et al., 2011), elle peut buter sur les stades de croissance des espèces et induire des erreurs de classification.

D'autres approches impliquent les paramètres physiques en plus de l'information bio-optique pour dériver les types d'algues en fonction de leur rôle écologique. Une telle approche nécessite de connaître le régime physico-biologique des espèces et son environnement géographique. Elle a permis à Raitsos et al. (2008) de différencier quatre groupes de phytoplancton en Atlantique Nord : diatomées, dinoflagellés, coccolithophoridés et silicoflagellés.

Certaines approches basées sur les types fonctionnels de phytoplancton (PFT pour plankton functional types) sont passées en revue dans le rapport IOCCG (2014) et définissent généralement les taxons selon la nomenclature de Quere et al. (2005), qui lie le nom à la fonction écologique (calcifiant, silicifiant, fixateurs d'azote ...). Viennent ensuite les méthodes basées sur la variation spectrale des propriétés optiques apparentes. Une de ces approches "spectrales" est dénommée PHYSAT. Elle a été initiée par Alvain et al. (2005) et étendue par Alvain et al. (2008). PHYSAT s'appuie sur des connaissances *in situ* qui permettent de déterminer les empreintes des espèces à partir de leurs pigments spécifiques (ou pigments biomarqueurs). De par son importance dans la transformation de l'énergie lumineuse en énergie chimique, la chl_a est le pigment dominant qui existe dans la quasi-totalité des espèces de phytoplancton (d'où son intérêt dans la quantification de la biomasse totale). Ce pigment influence donc fortement le signal lumineux modifié par le phytoplancton. À côté de la chl_a, il existe d'autres pigments d'une importance quantitative moindre, appelés pigments secondaires (ou pigments accessoires). Contrairement à la chl_a, ces pigments secondaires varient d'un groupe à un autre (Jeffrey, 1980; Claustre et al., 1994; Simon et al., 2009), et sont donc utilisés comme empreintes des groupes dans le cas de PHYSAT. Ces empreintes sont associées à un groupe à condition qu'elles respectent le critère de dominance d'un seul groupe. Ce critère est basé sur la contribution relative des pigments spécifiques calculée par rapport à la concentration en chl_a et en divinyl-chlorophylle-a. Il permet de calibrer les spectres associés à chaque cas de dominance, afin de classer par la suite les images de couleur de l'eau en différents groupes. Ces spectres à calibrer sont des variables de second ordre de la réflectance marine (nommé Ra pour "Radiance Anomaly") fournie par les capteurs de couleur de l'eau. La grandeur Ra

normalise les effets de premier ordre liés à la chl_a, et fournit un signal lié aux pigments secondaires. La variation de Ra caractérise donc les masses d'eau et leurs compositions en termes de groupes dominants de phytoplancton.

La méthode PHYSAT standard permet d'identifier quatre groupes dominants à l'échelle mondiale : Synechococcus–Like–Cyanobacteria (SLC), Prochlorococcus, Nanoeukaryotes et Diatomées. Les deux premiers groupes sont associés aux eaux chaudes oligotrophes, en accord avec la répartition géographique connue de ces groupes fonctionnels. En revanche, les diatomées dominent les régions riches et PHYSAT standard ne permet pas toujours de bien les représenter. Avec l'application de nouveaux outils de classification, Mustapha et al. (2014) ont pu mettre en lumière d'autres formes de Ra associées aux diatomées. Ce travail a permis de raffiner la carte mondiale de dominance des groupes de phytoplancton sur laquelle on voit une nette augmentation des diatomées pour certaines régions côtières riches comme l'upwelling du Humboldt. Dans le système des Canaries, l'application de PHYSAT détecte une variabilité saisonnière des communautés de phytoplancton marquées par une dominance de nanoeucaryote en hiver, et de diatomées au printemps (Farikou et al., 2015). Cependant, ces auteurs se sont basés sur la calibration de PHYSAT donnée par Mustapha et al. (2014) qui est basée sur les observations faites en dehors du système des Canaries. Les mesures *in situ* utilisées dans Mustapha et al. (2014) sont collectées principalement au large du Pacifique et dans les eaux côtières d'Europe et d'Amérique du Nord. Bien que ces données correspondent à différentes conditions physiques et présentent une importante variabilité spatio-temporelle, rien ne permet de dire qu'elles sont représentatives des classes de taille et des groupes dominants du système des Canaries car le phytoplancton évolue en fonction de son environnement (Padedda et al., 2012; De Senerpont Domis et al., 2013).

Les récentes mesures réalisées sur le plateau sénégalais ont permis de constater une dominance des algues brunes qui sont généralement responsables des événements de forte efflorescence (communication personnelle, voir Figure 1.7). Ce chapitre a pour objectif de s'appuyer sur la méthode PHYSAT pour caractériser les spectres Ra et leur lien avec les grands groupes dominants de phytoplancton du système d'upwelling des Canaries. Nous passerons en revue l'approche PHYSAT et ses capacités dans la caractérisation spectrale de la diversité de ces groupes, avant de présenter notre approche complémentaire de différenciation et de discuter les résultats.

4.2 PHYSAT : approche détaillée

Décrite comme étant une approche spectrale de détection des groupes dominants de phytoplancton, l'approche PHYSAT (Alvain et al., 2005) repose sur trois étapes décrites ci-dessous.

4.2.1 Définition des groupes à partir des pigments secondaires

Sur la base des techniques de différenciation des groupes de phytoplancton à partir des observations *in situ* (Claustre et al., 1994; Coupel et al., 2015), PHYSAT s'appuie sur la composition en pigments secondaires à partir des observations *in situ*. Les échantillons collectés en Atlantique Nord et dans le Pacifique Sud pendant la campagne GeP&CO (Dandonneau et al., 2004), ont été utilisés pour définir la dominance à partir de l'équation 4.1 où P_{rel} représente la composition relative des pigments, $Chla$ et $Divi_a$ respectivement les concentrations en chlorophylle-a et dininyl chlorophylle-a ($Divi_a$). La $Divi_a$ est l'équivalent de la chl_a chez les prochlorophytes (Partensky et al., 1999; Ralf Goericke, 1993). La composition relative est donnée par :

$$P_{rel} = \frac{P}{Chla + Divi_a} \quad (4.1)$$

Les pigments caractéristiques des cinq groupes dominants identifiés par Alvain et al. (2008) sont donnés dans le tableau 4.1.

[h]

TABLE 4.1 – Pigments biomarqueurs des groupes de phytoplancton selon Alvain et al. (2008) : SLC pour *Synechococcus*–Like–Cyanobacteria, Zeax, pour Zéaxanthine, 19'HF pour 19'-Hexanoyloxy-Fucoxanthine, Diva pour Divinyl chlorophylle-a, Perid pour Peridinine et Fucox pour Fucoxanthine. Les valeurs en gras correspondent aux biomarqueurs de chaque groupe. Tableau adapté de Alvain et al. (2005)

	Pheo a	Divi a	Perid	Fucox	19'HF	Zeax
Diatomées	<0,30	< 0,40	< 0,10	> 0,18	—	< 0,20
Prochlorococcus	< 0,30	> 0,40	< 0,10	—	—	> 0,35
Haptophytes	< 0,30	< 0,40	< 0,10	—	> 0,14	< 0,20
SLC	< 0,30	< 0,40	< 0,10	—	—	> 0,20
Dinoflagellées	< 0,30	< 0,40	> 0,10	—	—	< 0,20

4.2.2 Détermination de l'anomalie spectrale

L'anomalie de réflectance Ra est définie comme le rapport de la luminance marine normalisée ($nLw(\lambda)$), sur une luminance marine de référence ($nLw(\lambda, Chla)$) et est donnée comme suit :

$$Ra(\lambda) = \frac{nLw(\lambda)}{nLw_{ref}(\lambda, Chla)} \quad (4.2)$$

Ce rapport normalise la dépendance en $Chla$ connue sur les spectres marins. De ce fait, la variation spectrale de Ra n'est théoriquement fonction que des pigments secondaires qui diffèrent d'un groupe à l'autre. La luminance marine de référence est calculée en moyennant un grand nombre de données de luminance marine en fonction des gammes

de Chla pour chaque longueur d'onde. Dans la première version de PHYSAT, la grandeur $nLw(\lambda)$ dérive de la mesure de SeaWiFS niveau 3 (L3) à 9 km de résolution. La LUT $nLw_{ref}(\lambda, Chla)$ est constituée à partir des données prises autour de chaque station le long du trajet GeP&CO. $nLw_{ref}(\lambda, Chla)$ a été mis à jour par Alvain et al. (2008) en prenant en compte toutes les données SeaWiFS disponibles en 2001 (année de la Campagne GeP&CO) pour toutes les zones géographiques afin d'inclure les données de l'océan Austral.

4.2.3 Caractérisation des spectres Ra selon PHYSAT standard

Pour améliorer la relation entre Ra et les groupes fonctionnels de phytoplancton, Alvain et al. (2005) ont pris en compte quelques conditions afin de limiter les valeurs aberrantes potentiellement contenues dans le signal. La mesure satellitaire est prise sous les meilleures conditions atmosphériques ($AOT < 0.15$) afin de limiter les erreurs liées à la correction atmosphérique. La donnée satellite est extraite autour de la station *in situ* afin de s'assurer qu'on échantillonne la même masse d'eau. À la fin de cette étape, un jeu de données Ra (aux cinq longueurs d'onde centrées à 412, 443, 490, 510 et 555 nm) et de pigments associés est obtenu. Ce jeu de données a permis de lier les formes et amplitudes de Ra aux groupes correspondants. Cette relation est résumée dans le tableau 4.2 qui peut être utilisé pour générer les cartes de dominance au niveau mondial pour les eaux du cas 1 (c'est à dire uniquement caractérisées par des considérations biologiques).

Il a été montré que les diatomées, de part leur grande taille, ont un pouvoir de rétro-diffusion plus grand, entraînant des spectres de Ra plus élevés dans le bleu, et une forte décroissance aux grandes longueurs d'onde du visible (Alvain et al., 2012). Les nanoeucaryotes dominant largement les océans du monde (Alvain et al., 2008) et sont caractérisés par des valeurs de Ra relativement faibles, avec une pente croissante au bleu (412 et 443 nm). Les prochlorococcus sont associés à des spectres plus aplatis avec des valeurs de Ra autour de 1. Les SLC présentent des spectres ayant une forme plus ou moins similaire à celle des prochlorococcus avec toutefois des valeurs plus élevées et une légère hausse autour de 412 nm.

TABLE 4.2 – Seuils de Ra utilisés par Alvain et al. (2008) pour définir la signature spectrale des 4 groupes de phytoplancton au niveau mondial

	412 nm	443 nm	490 nm	510 nm	555 nm	Critères supplémentaires
Nano-min	0,4	0,55	0,6	0,6	0,6	Ra(412)<Ra (443)
Nano-max	0,8	0,9	0,95	1,0	1,0	Ra(443)<Ra (490)
Proch-min	0,8	0,85	0,85	0,85	0,8	—
Proch-max	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	—
SLC-min	1	0,95	0,9	0,9	0,9	Ra(412)>Ra (443)
SLC-max	1,3	1,2	1,2	1,2	1,2	Ra(412)>Ra (490)
Diat-min2	1,3	1,2	1,1	1,1	1,1	Ra(412)>Ra (490)
Diat-max	2,4	2	1,7	1,6	1,6	Ra(490)>Ra (555)

De quatre groupes initialement détectés, la mise à jour de la LUT par Alvain et al. (2008) a permis l'identification d'un cinquième groupe, les phaeocystis, dont la floraison est fréquente en océan austral (Smith Jr et al., 2003; Schoemann et al., 2005). Cette détection a nécessité la prise en compte de critères supplémentaires sur les Ra et une légère modification des seuils initiaux. Les mises à jour des spectres Ra ont également permis d'identifier plus de diatomées dans l'océan Austral et les régions d'upwelling. La carte mondiale des groupes dominants (Figure 4.1) montre des contrastes spatio-temporels avec une domination des haptophytes aux hautes latitudes, et des prochlorococcus et des SLC dans les eaux oligotrophes des latitudes faibles à moyennes.

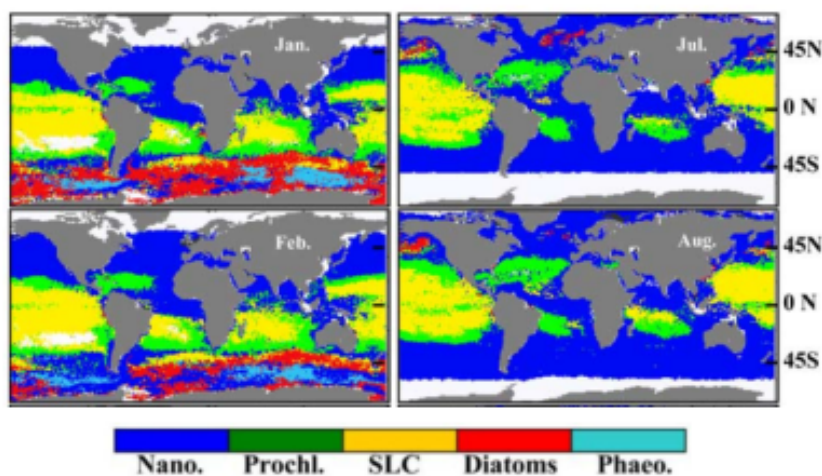


FIGURE 4.1 – Climatologie mensuelle (1998 – 2006) des groupes de phytoplancton dominants en janvier (haut) et février (bas) (colonne de gauche) et juillet (haut) et août (bas) (colonne de droite), dans Alvain et al. (2008)

4.3 Les évolutions de PHYSAT

PHYSAT a été l'une des premières approches en couleur de l'eau permettant de déterminer les différentes communautés de phytoplancton des diverses régions du globe. La méthode souffre cependant d'un manque de données *in situ* concernant certaines régions océaniques. Des mesures supplémentaires ont pu être ajoutées à la base de données *in situ* de PHYSAT, permettant une prise en compte de conditions environnementales plus diverses (Mustapha et al., 2014). Cependant le fait que PHYSAT standard soit basée sur des seuils et des critères de pente, il est très fastidieux de prendre en compte une grande base de données et d'y appliquer ce principe. De plus les seuils fixés par PHYSAT standard ne permettent pas de prendre en compte toutes les formes de Ra associées aux cas de dominance. Ces limites ont été prises en compte dans la version PHYSAT proposée par Mustapha et al. (2014) qui proposent une caractérisation des spectres par la méthode SOM, très performante pour classer un grand jeu de données. La carte SOM a l'avantage d'être à apprentissage non supervisé, ce qui permet d'automatiser la classification du signal d'anomalie et de lever le caractère subjectif lié aux seuils sur les anciennes versions. SOM garde une relation topologique de voisinage, ce qui permet de disposer les référents par proximité de forme et d'amplitude. La détermination de la relation pigment–signal est basée dans le cas de Mustapha et al. (2014), sur une classification des spectres d'anomalie en deux temps, d'abord à partir de leur forme, ensuite d'une fonction des données *in situ*. La performance de cette méthode est testée sur les 41 spectres associés à un cas de dominance dans les anciennes versions. Tous les spectres ont pu être classés (ce qui n'était le cas dans l'ancienne), et comparés avec les premiers spectres observés (Figure 4.2).

La méthodologie est ensuite appliquée au niveau global, et s'appuie sur une carte SOM de 100 neurones entraînée pour classer un ensemble de 714 264 spectres correspondant aux spectres de Ra pris dans tous les océans du monde sur une année. L'échantillon est pris dans les mêmes conditions atmosphériques et de Chla, et les eaux peu profondes ($< 10m$) ont été éliminées pour éviter l'influence du fond sur le signal. La carte SOM reçoit en entrée les valeurs spectrales de Ra qui sont captées par un neurone ayant le label le plus proche du vecteur d'entrée. À la fin de cette phase, chaque neurone de la couche secondaire capte un ensemble de spectres qui permettent de le caractériser et garde un vecteur référent. La carte SOM est par la suite labellisée en y projetant des Ra prises autour des stations *in situ* et dont on connaît la composition *in situ*. À la fin de cette phase, chaque neurone se retrouve dans l'une des trois conditions suivantes :

- 1- le neurone n'a capté aucun spectre et n'est pas labellisé ;
- 2- le neurone a capté plus de 50% des spectres de même label et prend ce label comme étiquette ;
- 3- aucun label ne domine le neurone qui est étiqueté "pas de dominance" (ND).

La carte SOM ainsi labellisée est utilisée pour décoder les observations SeaWiFS à 9 km

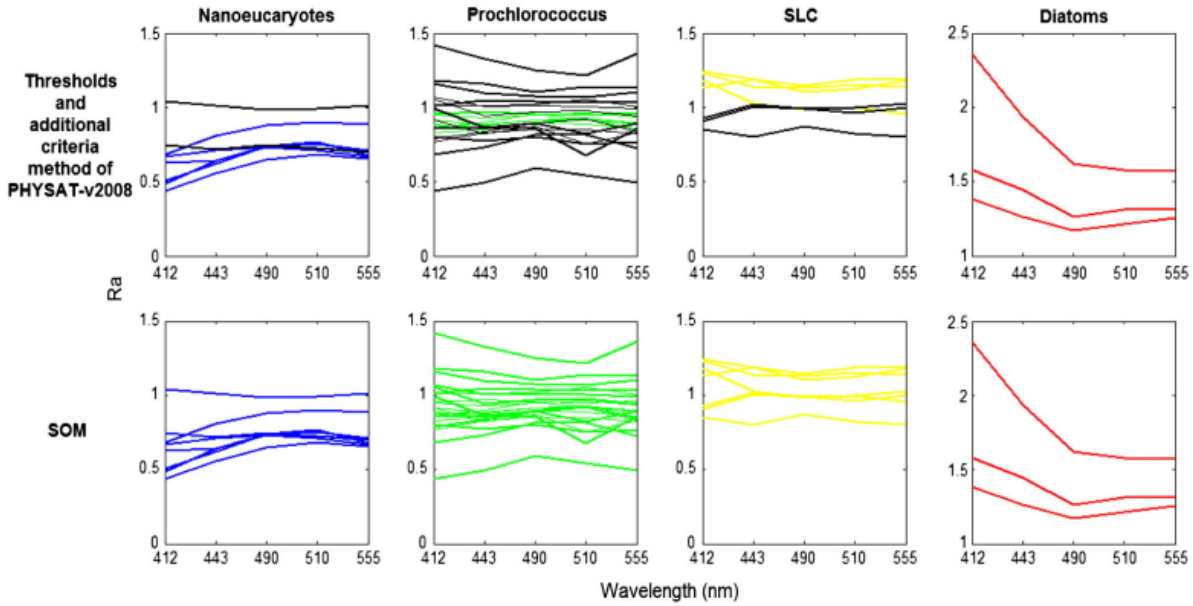


FIGURE 4.2 – Représentation des spectres de Ra des groupes dominants identifiés par PHYSAT de base. Sur les 41 spectres répertoriés, 21 (courbes en noir à la première ligne) sont non classés par l’approche originale, alors que l’approche SOM de Mustapha et al. (2014) permet de classer tous les spectres (voir deuxième ligne). Ces images sont tirées de Mustapha et al. (2014).

de résolution et produire les cartes de dominance dans tous les océans du monde. La plupart des pixels non identifiés dans PHYSAT sont situés aux hautes latitudes en raison des faibles angles du soleil, dans l’Atlantique équatorial où l’épaisseur optique des aérosols due aux panaches de poussières sahariennes est souvent supérieure à 0,15 (la valeur maximale autorisée par PHYSAT), ainsi que dans les gyres subtropicaux ultra oligotrophes du Pacifique et de l’Atlantique sud où les valeurs de Chla sont souvent inférieures à $0,04 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ (la valeur minimale autorisée dans PHYSAT) (Alvain et al., 2008). Pour contourner ce problème d’aérosols au large de l’Afrique de l’Ouest, Farikou et al. (2015) ont appliqué la méthode PHYSAT à la détection des groupes de phytoplancton sur le système d’upwelling sénégal–mauritanien en utilisant les données issues de l’algorithme SOM-NV appliqué par Diouf et al. (2013) aux données SeaWiFS (voir aussi Chapitre 2). Farikou et al. (2015) ont généré par perceptron multicouche (PMC) une autre LUT qui donne une relation continue $nLw_{ref}(\lambda, Chla)$ fonction de la Chla jusqu’à $10 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$. Les Ra sont calculées et partitionnées en 400 clusters regroupés en dix classes pertinentes. À la différence de la classification de Mustapha et al. (2014), les dix classes gardent une information spatio–temporelle qui sert dans l’analyse des spectres (Figure 4.3). L’analyse de ces classes a permis d’identifier et d’isoler les pixels potentiellement impactés par l’atmosphère ($AOT > 0,35$) ou les eaux très côtières du cas 2 (Chla élevée), pour rester dans les standards de PHYSAT de base du fait que la base de données *in situ* était principalement issue des mesures d’eau du cas 1 référencé dans Mustapha et al. (2014). Les principaux

spectres identifiés dans le cas de Farikou et al. (2015) sont donnés sur la figure 4.3. On remarque des similitudes de formes pour certaines classes : exemple les classes 2, 3 et 6 ou encore les classes 5 et 7.

4.4 Application de PHYSAT au système des Canaries

L’approche PHYSAT a donc subi des évolutions significatives allant de la classification automatique des spectres à la prise en compte de conditions atmosphériques et océaniques plus larges et plus complexes qui ont permis de mieux caractériser les groupes. Elle s’appuie sur une base de données *in situ* collectées principalement dans les régions d’Europe et d’Amérique, et principalement pour les eaux les moins riches. Or, l’analyse théorique des spectres suggère que chaque groupe de phytoplancton est généralement associé à un environnement bio–optique spécifique qui devrait être pris en compte pour améliorer les méthodes de détection (Alvain et al., 2012). Nous prenons en compte cette suggestion en appliquant l’approche PHYSAT sur la partie sud du système des Canaries en se basant sur les conditions océaniques et atmosphériques de cette région. L’approche reste basée sur le principe de PHYSAT standard, c’est-à-dire la détermination des cas de dominance à partir des mesures *in situ*, le calcul des Ra à partir des mesures satellitaires, et la détermination de la relation liant les Ra aux groupes phytoplanctoniques dominants. Nous avons choisi pour cela une approche non supervisée, plus simple que celle de Farikou et al. (2015). Nous décrivons ici les étapes de notre approche PHYSAT et les résultats qui en découlent.

4.4.1 Principaux jeux de données

Nous disposons principalement de deux jeux de données de terrain pour décrire les principales étapes de PHYSAT. Il s’agit de données d’un fluorimètre multispectral dite FluoroProbe (FP) et les données de réflectance marine de télédétection.

4.4.1.1 Les données de réflectance marine (Rrs)

L’un des paramètres clé dans l’utilisation des produits satellite pour ce modèle de PHYSAT est la réflectance marine de télédétection (Rrs), normalisée des paramètres géométriques d’observation. Ces Rrs sont issues du traitement des données journalières de niveau 2 de MODIS par l’algorithme de correction atmosphérique SOM-NV (Correa et al., 2023). La donnée SOM-NV couvre une période allant du premier janvier 2003 au 31 décembre 2018, soit un total de 16 années. Cette donnée est à $1/96^\circ$ de résolution (soit $\sim 1 \times 1 \text{ km}^2$), et regroupe les traces d’un même jour passant sur la partie sud du système

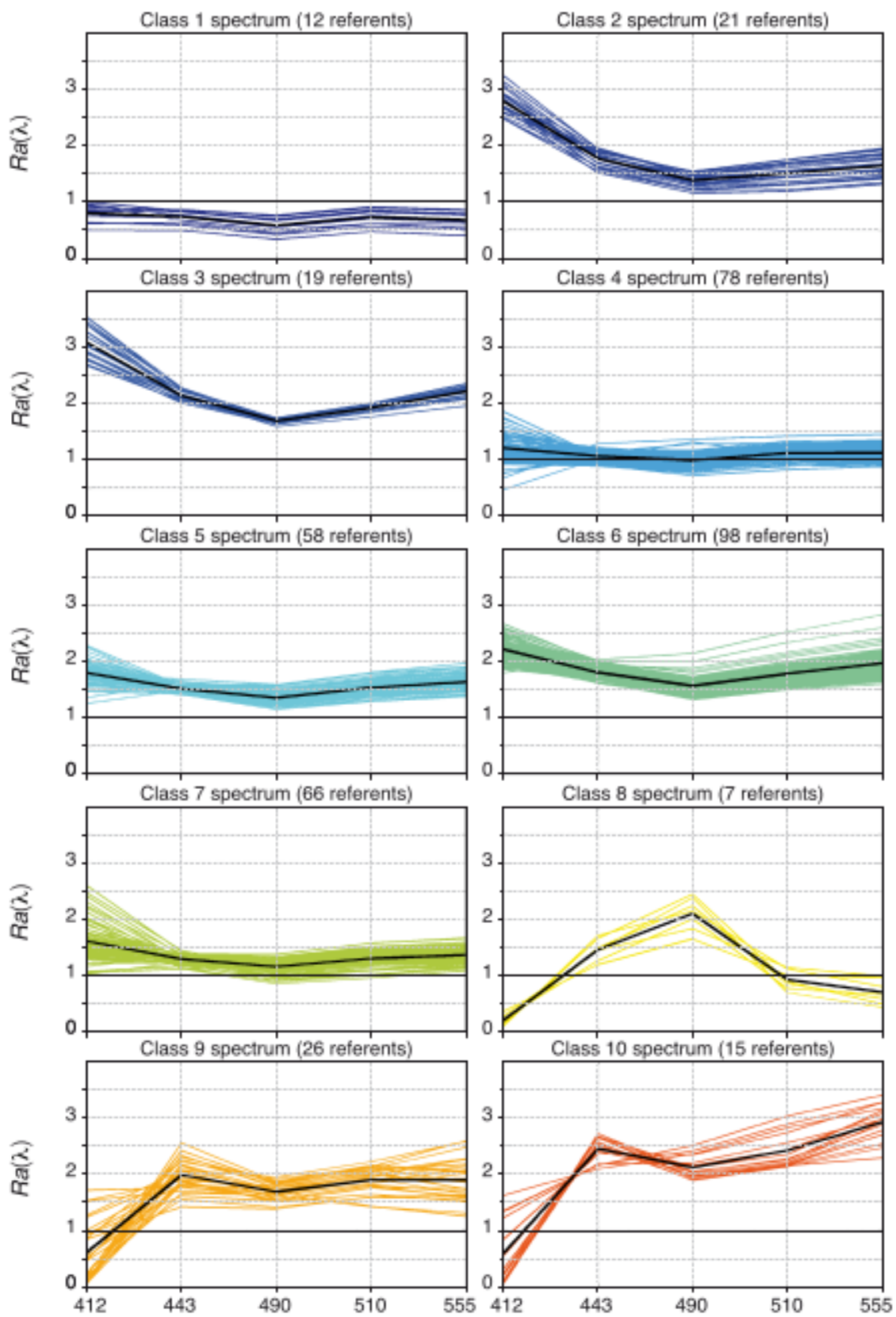


FIGURE 4.3 – Représentation des 10 classes identifiées par Farikou et al. (2015)

des Canaries ($08^{\circ} - 23^{\circ}$ N et $13^{\circ} - 28^{\circ}$ W). Les spectres de Rrs sont donnés pour cinq longueurs d'onde du visible du capteur MODIS centrées sur 412, 443, 488, 531, et 547 nm. Les valeurs de Rrs valides sont associées à une valeur de Chla. De ce fait, tous les pixels affectés par un défaut de correction atmosphérique, une présence de nuage ou tout autre masque de niveau 2 ont été masqués. Les Rrs sont mises en ligne dans la base de zenodo (DOI :<https://doi.org/10.5281/zenodo.7971187>). Comme dans le cas de Farikou et al. (2015), les R_{rs} sont des réflectances corrigées des effets des aérosols absorbants qui caractérisent notre région d'étude. Ces réflectances présentent deux avantages par rapport aux réflectances standards utilisées dans les premières versions de PHYSAT : elles concernent un bien plus grand nombre de pixels, et elles sont plus stables vis-à-vis de la variation de la Chla (Correa et al., 2023).

4.4.1.2 Données de la sonde fluorimétrique FP

Nous disposons en parallèle d'observations *in situ* mesures réalisées pendant les campagnes MiniSCOPES 2015 et 2017, et les mesures mensuelles de 2018 sur le plateau sénégalais à différentes saisons dans le cadre du programme ANR–SOLAB (voir Correa et al., 2023, Chapitre 3, pour la description de différentes données *in situ*). Les observations faites par l'intermédiaire de la sonde FP permettent de différencier les principales communautés de phytoplancton en s'affranchissant de certaines étapes en laboratoires (Beutler et al., 2002). La FP présente de nombreux autres avantages que sont : l'observation en continu le long de la trace d'un navire ; la mesure à très haute fréquence ; mais surtout le suivi à bord de l'évolution des communautés. Bien qu'initialement conçue pour les eaux continentales, la sonde FP peut être calibrée et appliquée à d'autres types d'eaux (Houliez, 2012). Son principe repose sur l'excitation des pigments et la mesure de la réémission de la fluorescence par ces pigments (voir 4.4 pour les spécificités optiques de quelques pigments phytoplanctoniques). Une lampe envoie de la lumière qui atteint les centres réactionnels des photosystèmes et est absorbée par des pigments qui passent alors à un état d'énergie supérieure instable (excitation). Lorsque les électrons regagnent leur niveau énergétique inférieur (désactivation), plusieurs possibilités s'offrent à l'énergie libérée. L'une est une conversion de l'énergie en une combinaison de chaleur et de lumière appelées fluorescence. La fluorescence réémise est mesurée par un détecteur optique (centré à 680 nm), puis l'information est traitée par un programme informatique dédié à la quantification de chaque composante. Les mesures FP permettent d'avoir une abondance relative de quatre groupes phytoplanctoniques que sont : les algues brunes (Heterokontophyte et Dinophyte), les cyanobactéries à phycocyanine (algues bleu-vert), les algues vertes (Chlorophyte) et le groupe des « Cryptophytes » qui comprend les cryptophytes et les cyanobactéries à phycoérythrine. Chacune de ces composantes est caractérisée par les pigments qui lui sont propres.

Les algues brunes ont en commun la *chl-c* et sont constitués de diatomées, de dinofla-

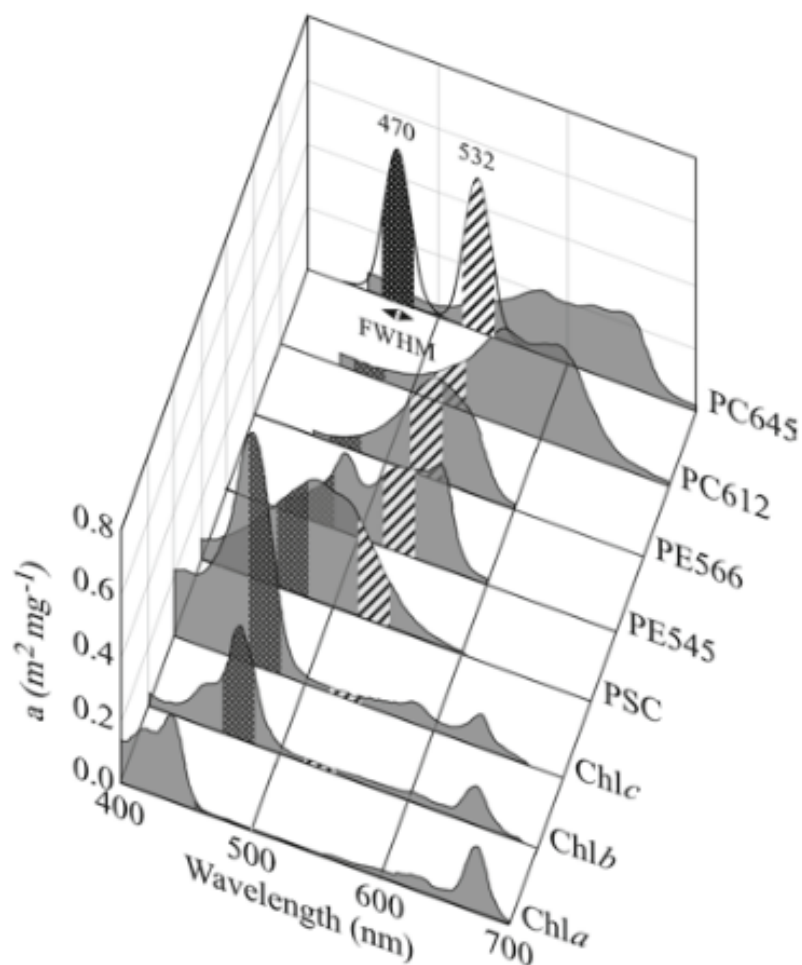


FIGURE 4.4 – Spectres d’absorption des chlorophylle-a, -b, -c, des caroténoïdes photosynthétiques (PSC), des phycoérythrines (PE*) et des phycocyanines (PC*). Les spectres d’émission de deux sources lumineuses, centrées à 470 et 532 nm et ayant chacune une largeur de bande de 20 nm à demi-puissance, sont également illustrés. Les bandes correspondant à la largeur totale au demi-maximum de l’émission (FWHM) sont superposées aux spectres d’absorption. Les spectres des chlorophylles et des caroténoïdes photosynthétiques comme ceux des phycoérythrines et des phycocyanines sont des approximations de l’absorption *in vitro*. Schéma illustratif de MacIntyre et al. (2010)

gellés, et dans une moins mesure d’haptophytes. Ce groupe absorbe fortement dans la bande bleu-vert, autour de 450 nm (Jeffrey, 1980). On avait vu précédemment que les diatomées contiennent de la **fucoxanthine**, qui permet de les dissocier des dinoflagellés qui se caractérisent par un taux de **péridine** relativement élevée.

Les algues vertes se distinguent par la présence des pigments **chl-b** et **xanthophylles** dans l’antenne pigmentaire. Ce groupe absorbe faiblement le vert autour de 550 nm. Ils sont de taille plus petite, souvent classés dans la famille des nanoeucaryotes.

La présence de **phycobilisomes** dominés par des **phycocyanines** permet de caractériser les algues bleu-vert dans un mélange. Leur forme de spectre présente un deuxième pic d’absorption dans la région orange à rouge (600 à 650 nm).

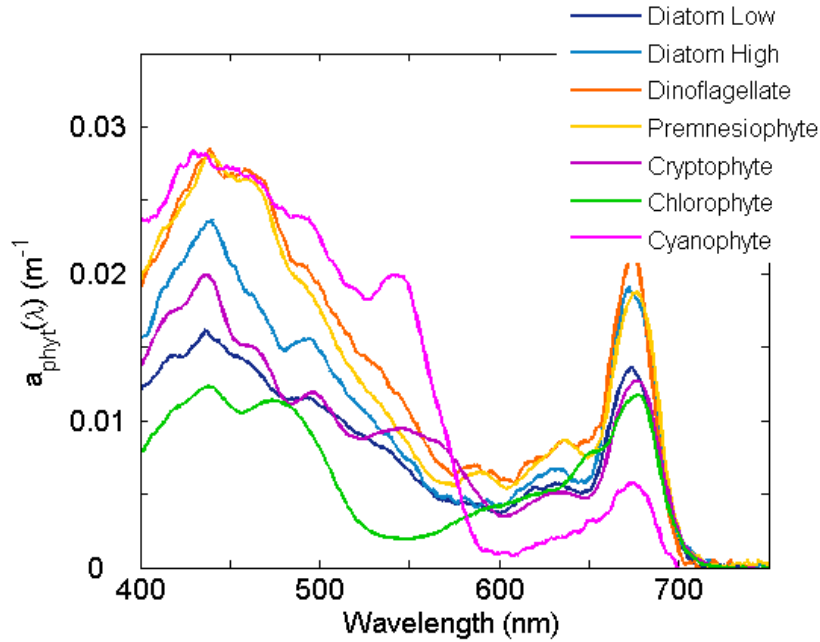


FIGURE 4.5 – Exemples de spectres d’absorption pour quelques groupes de phytoplancton de cultures monospécifiques. Cette figure est reprise de <https://www.oceanopticsbook.info/>

Le groupe mixte contient le pigment *chl-c* comme dans le cas des algues brunes, mais avec en plus un **phycobilisome** dominé par la *phycoérythrine* (Beutler et al., 2002). Dans ce groupe on trouve principalement les cryptophytes qui peuvent se distinguer par l’*alloxanthine* et un second pic d’absorption dans la gamme verte à jaune (autour de 550 nm). Mobley et al. (2022) ont également présenté le spectre d’absorption de quelques groupes de phytoplancton que l’on peut rencontrer dans les océans du monde (Figure 4.5).

4.4.2 Définition de la LUT

Sur la base des Rrs, la LUT $Rrs_{ref}(\lambda, Chla)$ de la région d’étude est générée en vue de calculer des Ra (ici anomalies normalisées de réflectance). Cette LUT est basée sur les valeurs de Chla inférieures à 10 mg.m^{-3} pour limiter l’influence des substances associées aux eaux du cas 2. Techniquement, les valeurs journalières de Chla sont récupérées lorsqu’elles sont comprises entre 0 et 10 mg.m^{-3} . Des gammes de Chla sont ensuite créées par pas de $0,02 \text{ mg.m}^{-3}$, soit un total de 500 classes par fichier journalier, et plus de 100 000 valeurs par an qui permet d’avoir une fonction robuste, fortement dépendante de la Chla. Les images journalières montrent une distribution assez contrastée des réflectances marines, à l’image de celles de la Chla. La distribution de la Chla montre des valeurs globalement plus élevées près de la côte, et parfois au milieu du plateau sud lorsque l’upwelling se développe. Les zones côtières productives sont associées à une réflectance faible au bleu, élevée au vert et contrastée pour les bandes intermédiaires (Figure 4.6). Les spectres à 412

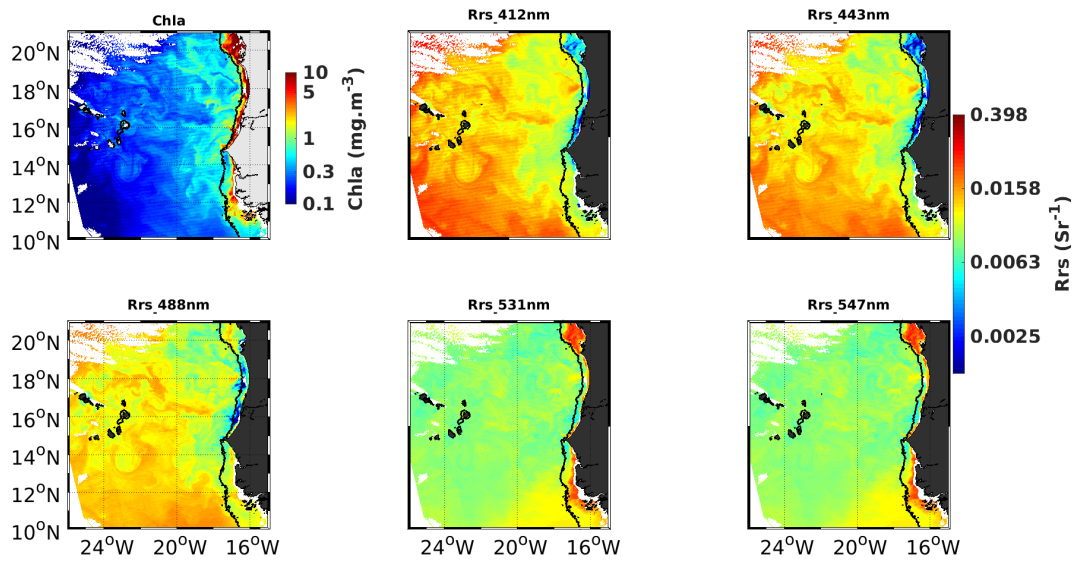


FIGURE 4.6 – Exemple de distribution de la réflectance marine et de la Chla associée. Données SOM–NV du 25 février 2017.

et 443 nm sont assez similaires, mais avec des amplitudes différentes. Il en est de même pour les spectres à 531 et 547 nm. Ces similitudes s’expliquent par l’appartenance à une même gamme (du bleu pour les deux premières et du vert pour les deux dernières). Entre ces deux formes de distribution se trouve la réflectance à la longueur d’onde 488 nm. Cette dernière présente une distribution assez particulière proche des Rrs du bleu lorsque le milieu est faible en Chla, mais souvent très différente lorsque la Chla augmente (voir un exemple à la figure 4.6). La Rrs à 488 nm est donc généralement la seule qui ne puisse pas être expliquée par le niveau de la Chla, même si elle intervient de façon sélective au calcul de ce paramètre, selon l’équation OCx de la NASA.

Les images journalières montrent que la distribution des Rrs répond à l’optique de l’eau de mer. Le signal marin est globalement d’une amplitude plus élevée au bleu pour les eaux du large, et cette amplitude diminue au profit du vert à mesure qu’on progresse vers les eaux plus côtières riches en nutriments (Lee et al., 2002; Morel and Maritorena, 2001; Pope and Fry, 1997). Cette variation spectrale du niveau de l’amplitude est attribuable aux effets d’absorption qui sont plus importants en zone côtière où Chla est associée à des substances dissoutes colorées (CDOM) et des particules non algales (NAP), alors que les zones du large sont optiquement proche de l’eau de mer pure (Mobley et al., 2022; Babin et al., 2003; Bricaud et al., 1998). Les valeurs journalières sont moyennées pour chaque année de sorte à créer une LUT de Chla et de Rrs associées par an. La LUT calculée pour chacune des années montre les spectres très similaires sur toute la période 2003–2018. La LUT moyenne globale permet néanmoins de réduire le bruit associé à chaque LUT annuelle (Figure 4.7). La LUT globale moyenne des 16 années est alors retenue pour le calcul des Ra. Elle contient donc 500 valeurs $Rrs_{ref}(\lambda, Chla)$ qui permettent de déterminer les

anomalies de réflectance (4.3) pour chaque pixel de l'orbite du satellite. Par définition, la

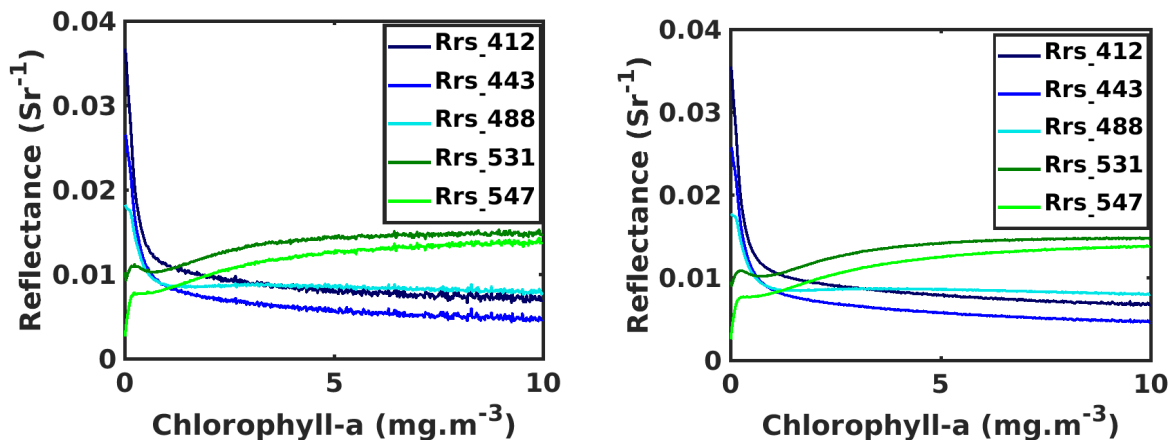


FIGURE 4.7 – Spectres de réflectances marine (en sr^{-1}) à 5 longueurs d'ondes (en nm) du visible en fonction de la Chla (en $mg.m^{-3}$). À gauche pour la LUT de l'année 2007, et à droite pour la LUT moyenne des 16 années de données.

LUT minimise la contribution absolue la Chla phytoplanctonique car elle est caractérisée par une forme spectrale qui croît (respectivement décroît) au vert (au bleu) lorsque la Chla augmente (diminue) (voir aussi Correa et al., 2023). Il est donc théoriquement prévu que cette LUT permette de fortement réduire à partir de la relation (4.3) les effets de la Chla sur les Rrs, sans qu'on puisse cependant être sûr de totalement supprimer sa contribution direct.

4.4.3 Approche PHYSAT adoptée (approche empirique)

Comme dans le cas des précédentes versions (Mustapha et al., 2014; Farikou et al., 2015) notre approche consiste à classer les Ra en vue de générer des spectres moyens par classe. Par ailleurs, compte-tenu du fait que notre approche s'appuie sur la donnée FP qui donne directement la biomasse par groupe ou assemblage pigmentaire, il convient de définir notre notion de dominance à partir des mesures *in situ*.

4.4.3.1 Analyse des tendances moyennes de classes de Ra du domaine sud des Canaries

Notre approche consiste tout d'abord à visualiser les classes de Ra à partir des données journalières. Nous avons réalisé une classification par K-means, qui est une référence de base pour une classification non supervisée. Le K-means, ou algorithme de Lloyd (Lloyd, 1982), est un algorithme itératif de partitionnement des données qui affecte n observations à l'un des k clusters définis par les centroïdes, k étant choisi avant le début de l'algorithme. Compte-tenu du domaine relativement restreint, et sur la base de l'observation des classes de Ra faites par Farikou et al. (2015) (Figure 4.3), nous avons jugé que 10 classes pour-

raient largement suffire à caractériser finement l'ensemble des observations. Pour vérifier cette hypothèse, nous avons donc sélectionné sur la période 2003-2018 plusieurs cartes journalières ayant une bonne couverture du domaine et avons effectué une classification K-means avec un nombre de clusters fixé à 10.

Les Ra sont d'abord déterminées pour chaque image journalière selon la procédure qui suit :

- 1- extraire la Rrs du pixel pour les cinq longueurs d'onde ;
- 2- identifier la gamme de Chla à laquelle appartient le pixel ;
- 3- aller chercher dans la LUT la Rrs (pour les 5 longueurs d'onde) associée à cette gamme, et l'affecter au pixel comme valeur de référence ;
- 4- effectuer le rapport de l'équation 4.2 pour déterminer la Ra pour chaque longueur d'onde.

Ensuite, la classification est effectuée et les centroïdes visualisés spectralement et spatialement. Nous présentons un cas de figure pour trois saisons (Figure 4.8 pour l'hiver, Figure 4.9 pour le printemps et Figure 4.10 pour l'été), sachant qu'en raison de la présence de nuages en saison humide pluvieuse, il devient difficile d'avoir une continuité spatiale de la donnée pour des raisons évoquées aux chapitres 2 et 3. Ces cas illustrent que certaines

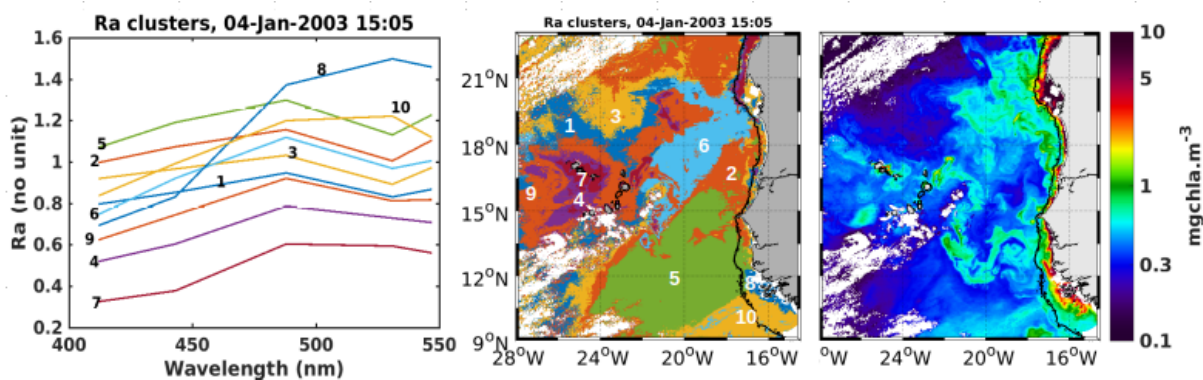


FIGURE 4.8 – Spectre moyen de Ra par classe (à gauche), carte de distribution géographique de ces classes (au milieu), et Chla du fichier SOM-NV du jour. Image du 04 janvier 2003.

classes sont très similaires en terme d'allure (ce qui laisse penser que 10 classes est beaucoup pour cette région). Par exemple les classes 1, 2, 3 et 5 du 04 janvier 2004 ; les classes 1, 2, 5, 6 et 8 du 21 mai 2009 ; les classes 1, 3, 5, 6, et 8 du 21 novembre. Ces classes similaires peuvent être liées aux eaux ayant des conditions optiques et biologiques proches. Elles peuvent donc être liées aux mêmes groupes avec des niveaux de biomasse relative (de

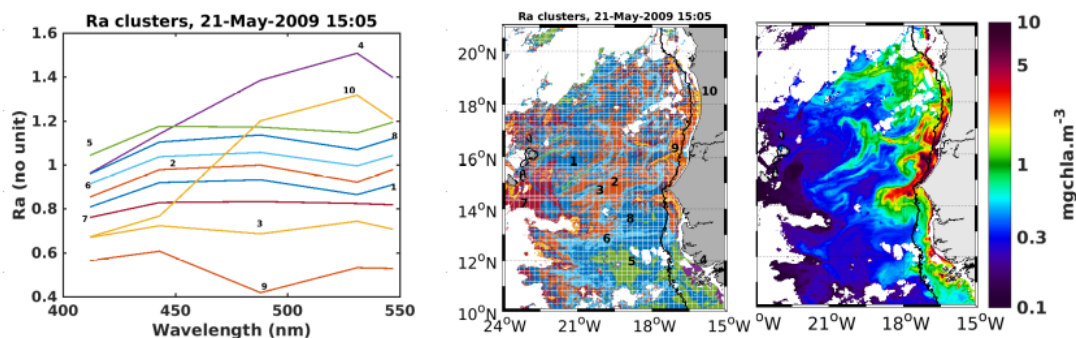


FIGURE 4.9 – Spectre moyen de Ra par classe (à gauche), carte de distribution géographique de ces classes (au milieu), et Chla du fichier SOM-NV du jour. Image du 21 mai 2009.

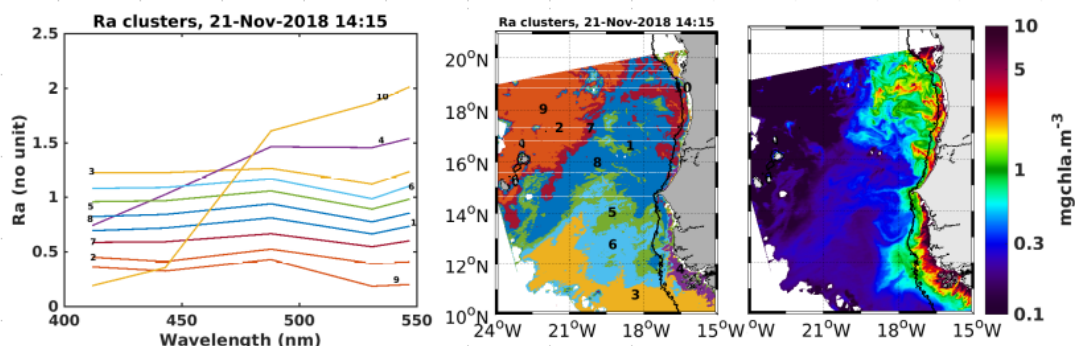


FIGURE 4.10 – Spectre moyen de Ra par classe (à gauche), carte de distribution géographique de ces classes (au milieu), et Chla du fichier SOM-NV du jour. Image du 21 novembre 2018.

concentration en pigments secondaire) différents, qui induisent des différences en termes de pouvoir absorbant et diffusant du pixel. Il existe également une classe marquée par une nette différence d’amplitude entre le bleu et le vert : faible au bleu et très élevée au vert. Cette classe est généralement associée aux zones côtière peu profondes et riches. Elle est donc à considérer avec beaucoup de précaution, car elle pourrait résulter d’une limite de l’algorithme de restitution si le signal est interprété à tort comme une contribution des aérosols absorbants. Certains spécialistes en couleur de l’eau l’associe à un signal typique de la turbidité (Demarcq H., communication personnelle), au vu des Rrs dominées par la contribution des matières minérales données (voir Doxaran et al. (2002)), même s’il faut noter que nous ne parlons pas des mêmes grandeurs. Nous notons par ailleurs une variation du nombre de classes en fonction des saisons : de trois à quatre au printemps qui correspond à la période où les vents sont faibles (moins d’enrichissement par l’upwelling), et de 3 à 7 en hiver et au printemps.

Ces constats permettent de dire qu’un nombre limité de 3 à 7 classes pourrait suffire à déterminer les classes pertinentes du domaine. Avec ce nombre limité de classes, nous avons opté pour une classification supervisée pour extraire les principales classes dominantes.

4.4.3.2 Notion de dominance à partir de la donnée FP

Jusqu'ici, les différentes versions de PHYSAT étaient basées sur la notion de dominance telle que définie par Alvain et al. (2005) (relation 4.1). Dans notre cas, il fallait revoir cette notion compte-tenu du type de données à notre disposition. La biomasse de chaque groupe donné par la FP nous permet d'établir la relation (4.4) qui définit la concentration relative de chaque groupe :

$$rChla_i = \frac{Chla_i}{Chla_t} \quad (4.3)$$

$rChla_i$ étant la concentration relative du groupe i qui a pour concentration $Chla_i$, et $Chla_t$ la concentration totale de Chla mesurée. Nous avons par la suite supposé qu'un groupe est considéré comme dominant si sa biomasse relative (relation 4.4) est $> 0,5$ (soit +50% de la biomasse totale). Nous avons testé cette hypothèse en supposant que si elle est valide, les spectres Ra associés devraient avoir globalement la (ou les) même(s) forme(s) et être dans une gamme donnée. On note en effet qu'un groupe peut dominer le signal et avoir plus d'un type de spectre qui lui est associé (Farikou et al., 2015; Mustapha et al., 2014). La gamme peut être plus ou moins large pour un même groupe dominant du fait de la différence potentielle de concentration de ses pigments biomarqueurs qui induisent des différences d'amplitude de Ra (plus de substances absorbantes donc un signal plus faible).

Nous avons également testé l'hypothèse sur la distribution spatiale des classes de Ra sur lesquelles on superpose les groupes dominants (biomasse relative $\geq 50\%$). L'idée est de vérifier si les variations des Ra dépendent des changements de communautés dominantes détectées par la FP. Techniquement, le processus, pour une situation donnée, est le suivant :

- 1- détermination du nombre de classes Ra pertinentes,
- 2- visualisation de la distribution de ces classes pertinentes,
- 3- en parallèle, calcul de la contribution relative de chaque groupe à partir des biomasses des groupes donnés par FP,
- 4- sélection du groupe FP dominant si sa contribution relative est au minimum de 50%,
- 5- identification des traces associées aux cas de dominance (FP) qu'on superpose à la carte de distribution des classes pertinentes du jour.
- 6- si la variation des dominances sur la trace FP n'est pas cohérente avec la variation des classes de Ra, alors on considère que le seuil n'est pas pertinent,
- 7- on augmente le seuil et on reprend les nouveaux calculs à partir de l'étape 3.

Cette approche empirique permet d'identifier et de définir un seuil pertinent de biomasse relative comme critère de dominance. La situation du 30 novembre 2017 (Figure 4.11) montre la distribution de sept classes de Ra (surfaces colorées sur la carte) sur lesquelles les groupes potentiellement dominants le long de la trace FP (cercles colorés) ont été superposés. On y voit une compétition entre les algues vertes et les algues brunes, et

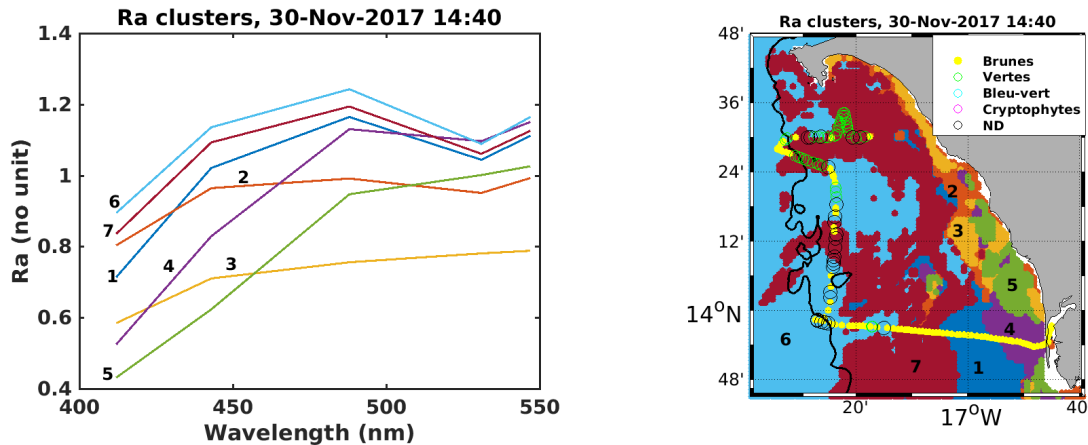


FIGURE 4.11 – Exemple de 7 classes Ra du 30 novembre 2017 : à gauche les spectres Ra moyennes (centroïdes) par classes (ces classes sont générées automatiquement par l'algorithme K-means) ; à droite la distribution des classes sur laquelle on superpose les groupes dominants donnés par la sonde FP. Les couleurs de fond sur la carte représentent les différentes classes de Ra. La ligne avec les couleurs représente la trace de la mesure FP. Le long de la trace FP, la légende indique les groupes dominants : Brunes pour algues brunes, Vertes pour algues vertes, Bleu-vert pour algues bleu-vert, Cryptophytes pour les groupes cryptophytes ; les cercles en noir représentent les pixels où aucune dominance n'est notée (ND pour non dominance). Ici le seuil de dominance est fixé à 50%.

quelques apparitions d'algues bleu-vert. Sur cette trace, aucune correspondance ne se dégage entre la variation des classes Ra et la dominance des groupes FP. Dans ce cas, le seuil de 50% ne permet pas d'expliquer l'influence d'autres groupes sur le signal d'un groupe majoritaire déterminé par PHYSAT. Par ailleurs, on a pu remarquer que certaines classes (1, 6 et 7) sont de forme spectrale très proche et pourraient constituer un même groupe, ce qui veut dire, que pour cet exemple, qu'on aurait pu fixer le nombre de classes K-means à 4 ou 5 au-lieu de 7.

Nous avons ensuite augmenté le seuil jusqu'à 60% et réduit le nombre de classes K-means à cinq. De nouvelles relations montrent alors une plus grande cohérence spatiale entre la variation des groupes dominants de la FP et celle des classes de Ra (Figure 4.12). On remarque par exemple que le long de l'isobathe 100 m (marquée en ligne noire), mis à part quelques pixels marqués par la dominance des algues brunes (cercles jaunes) et vertes (cercles verts), aucun groupe ne semble dominer la biomasse, et ces eaux correspondent toutes à la classe (1) de Ra. En revanche, à la sortie de l'estuaire du Saloum, deux classes de Ra se succèdent (2 et 5) et correspondent à la dominance des algues brunes (cercles

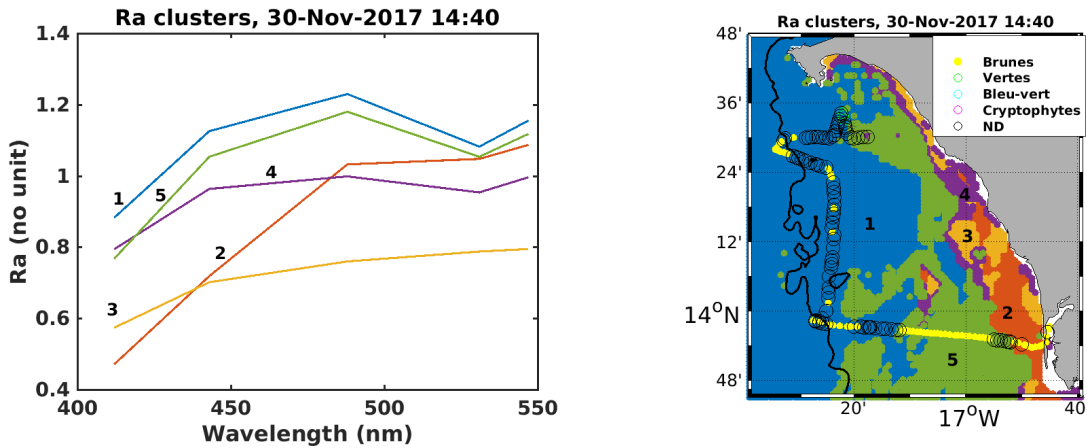


FIGURE 4.12 – Même jour que la figure 4.11 avec 5 classes de Ra et un seuil de dominance de 60%.

jaunes).

Un second exemple en novembre (Figure 4.13) montre que les classes Ra 1 et 3 sont caractérisées par une pente très marquée entre 488 et 531 nm, et coïncident sur la trace FP à une dominance des algues vertes selon le critère fixé.

Ces exemples montrent qu'à partir d'une contribution de 60% ou plus pour un groupe

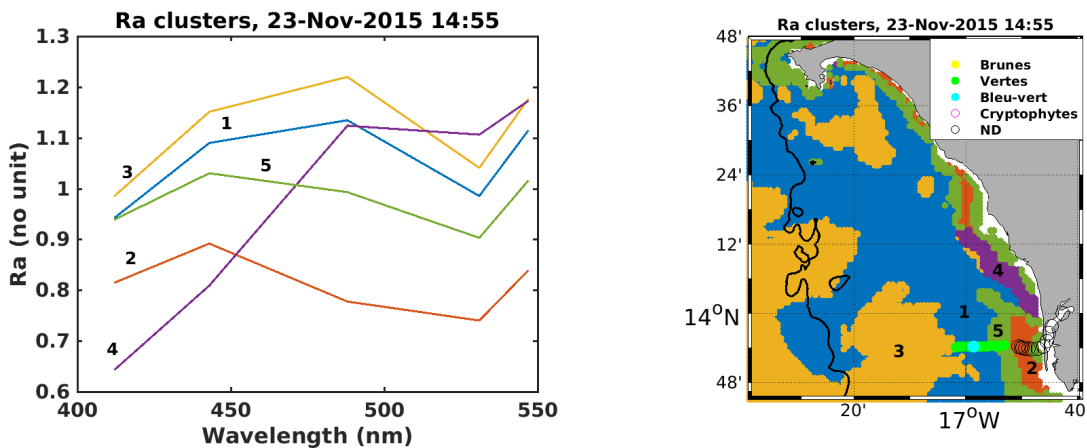


FIGURE 4.13 – Idem à la figure 4.11 avec 5 classes Ra et un seuil de dominance minimum de 60% pour la journée du 23 novembre 2015

donné, des classes de Ra peuvent être associées à des groupes bien identifiés par la sonde FP. Ce seuil semble par contre plus adapté aux algues brunes qu'aux algues vertes. La raison pourrait être liée à la taille des cellules ou à la force de diffusion de certaines classes d'algues brune (les coccolithophoridées). Nous reviendrons sur ce point en discussion.

4.4.4 Analyse des Ra par groupe dominant

La dominance étant maintenant définie, et un seuil fixé, nous avons récupéré les pixels valides correspondant aux différentes traces de FP. L'ensemble est constitué de près de

500 pixels géolocalisés (Figure 4.14). Pour l'ensemble de ces pixels, on observe différentes formes de spectres de Ra dont les amplitudes sont comprises entre 0,2 et 1,8. La moitié des observations ne correspond à aucun groupe dominant. Pour l'autre moitié, nous n'avons dénombré qu'un seul pixel dominé par les algues bleu-vert, aucun par les cryptophytes, 47 (10% des observations) dominés par les algues vertes et 164 (33% des observations) dominés par les algues brunes. Les spectres de Ra des deux principaux groupes dominants

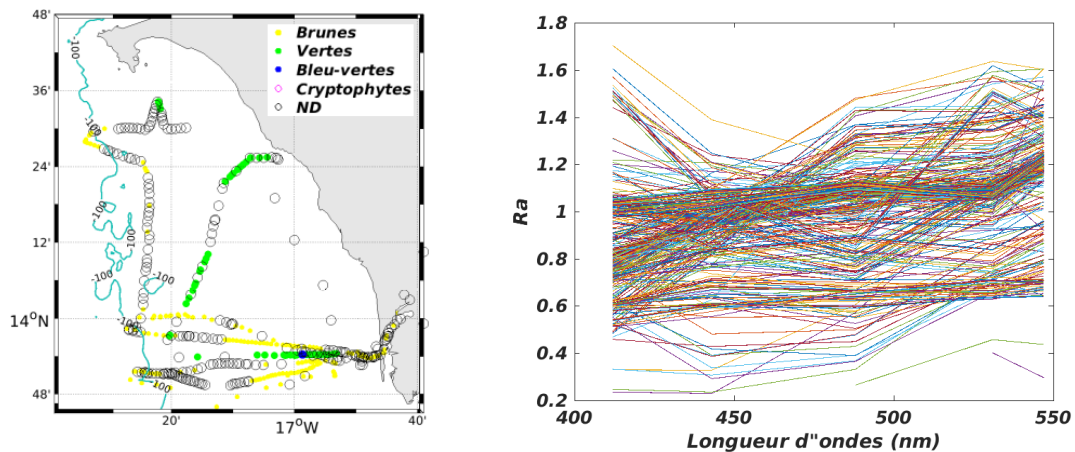


FIGURE 4.14 – Dominance des groupes détectés par FP le long de la trace (à gauche) et spectres Ra associés (à droite) pour les campagnes de 2015 à 2018. Les points de couleur représentent les pixels où un groupe domine (jaune pour les algues brunes, vert pour les algues vertes, en bleu pour les algues bleu-vert). Les cryptophytes ne sont pas présentes. Les ronds noirs représentent les pixels où la dominance n'a pas été définie (ND pour non-défini).

(algues brunes et algues vertes) sont visualisés séparément, puis classés à l'aide de l'algorithme K-means (Figure 4.15). Pour chacun de ces groupes, on observe quelques classes pertinentes de Ra qui le constituent et dont les centroïdes sont présentés en figure 4.15. Pour les algues brunes, quatre classes pertinentes de Ra sont comptabilisées et toutes retenues car elles comptent chacune au minimum 15 pixels sur un total de 164 dominés par les algues brunes. Les quatre classes sont notées par la suite **Br1FP** (87 pixels), **Br2FP** (34 pixels), **Br3FP** (15 pixels) et **Br4FP** (28 pixels).

Pour les algues vertes, quatre classes (avec le nombre de pixels associés à chacune d'elles comme dans le cas des algues brunes) sont également présentées (Figure 4.15). Nous pouvons remarquer que deux de ces classes (centroïdes avec les chiffres 24 et 5) peuvent être regroupées en une seule classe pertinente qui est notée **Gr1FP** par la suite. Une autre classe comptabilise 17 pixels et est notée **Gr2FP** par la suite. Cette classe présente des similitudes de formes avec **Br1FP** et pourrait être impactée par les algues brunes. Nous discuterons de cette similitude, mais pour l'instant nous l'associons aux algues vertes en raison de sa fréquence non négligeable par rapport au total de pixels dominés par les algues vertes. La classe 1 ne compte qu'un pixel (centroïdes avec les chiffres 1) sur un total de 47 pixels dominés par les algues vertes, elle est considérée comme non représentative et n'a pas

été retenue. Ce qui fait au final deux formes potentielles pour les algues vertes. Nous avons

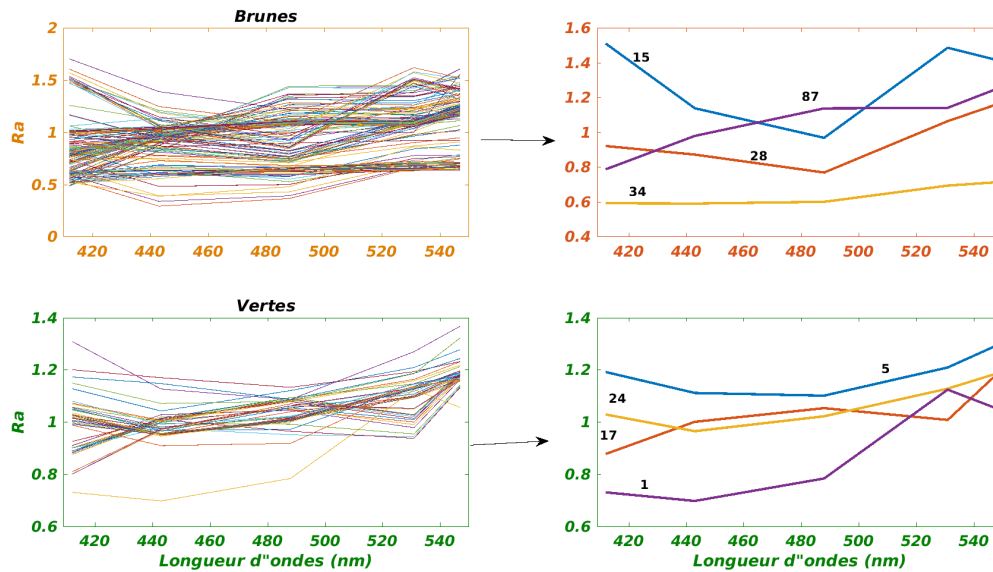


FIGURE 4.15 – Les différentes formes de Ra associées aux cas de dominance (colonne de gauche) et les classes associées (colonne de droite). En haut pour les algues brunes et en bas pour les algues vertes.

à cette étape six classes de Ra représentatives des observations de dominance identifiées. Excepté pour *Br2FP*, la variation des Ra de chaque classe est globalement faible autour du centroïde, chacune présentant une caractéristique propre (Figure 4.16). Nous avons analysé les classes d’algues brunes en fonction de leur positionnement géographique et nous avons pu remarquer que la classe majoritaire des algues brunes (*Br1FP*) est identifiée aussi bien près de la côte que le long de l’isobathe 100 m (non montré). Les classes *Br2FP* et *Br3FP* sont visibles au milieu du plateau sud et le long de l’isobathe 100 m, tandis que la classe *Br4FP* est visible près de la côte et au milieu du plateau. Nous avons également analysé les spectres non-classés qui correspondent aux cas de non-dominance. La majorité de ces spectres est proche de la classe *Br1FP*. L’autre grande partie, proche de la classe *Br2FP*, est caractérisée par des Ra plates de 412 à 531 nm et une légère augmentation entre 531 et 547 nm. Ces deux remarques laissent penser qu’au niveau du PS, la plupart des pixels associés à la non dominance sont impactés par les signaux d’algues brunes.

La particularité des mesures FP à notre disposition est qu’elles sont pour la plupart réalisées entre novembre et décembre, à part quelques mesures entre mai et octobre 2018. Quelle est cependant la représentativité des mesures d’une saison pour analyser les images de toutes les saisons ? Etant donné la forte saisonnalité associée à cette région sud du système d’upwelling des Canaries, autant en termes de turbulence, de température, de salinité ou d’apports en éléments nutritifs (Demarcq, 2000; Ndoye et al., 2014; Faye et al., 2015; Capet et al., 2017; Ndoye et al., 2017, 2018), les conditions sont particulièrement favorables à un changement de groupes dominants en fonction des saisons (Farikou et al.,

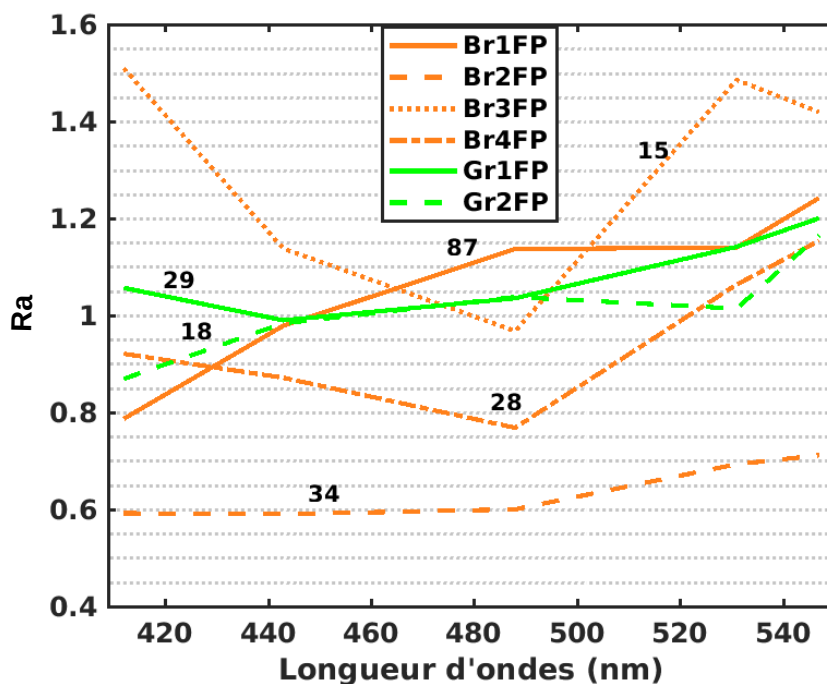
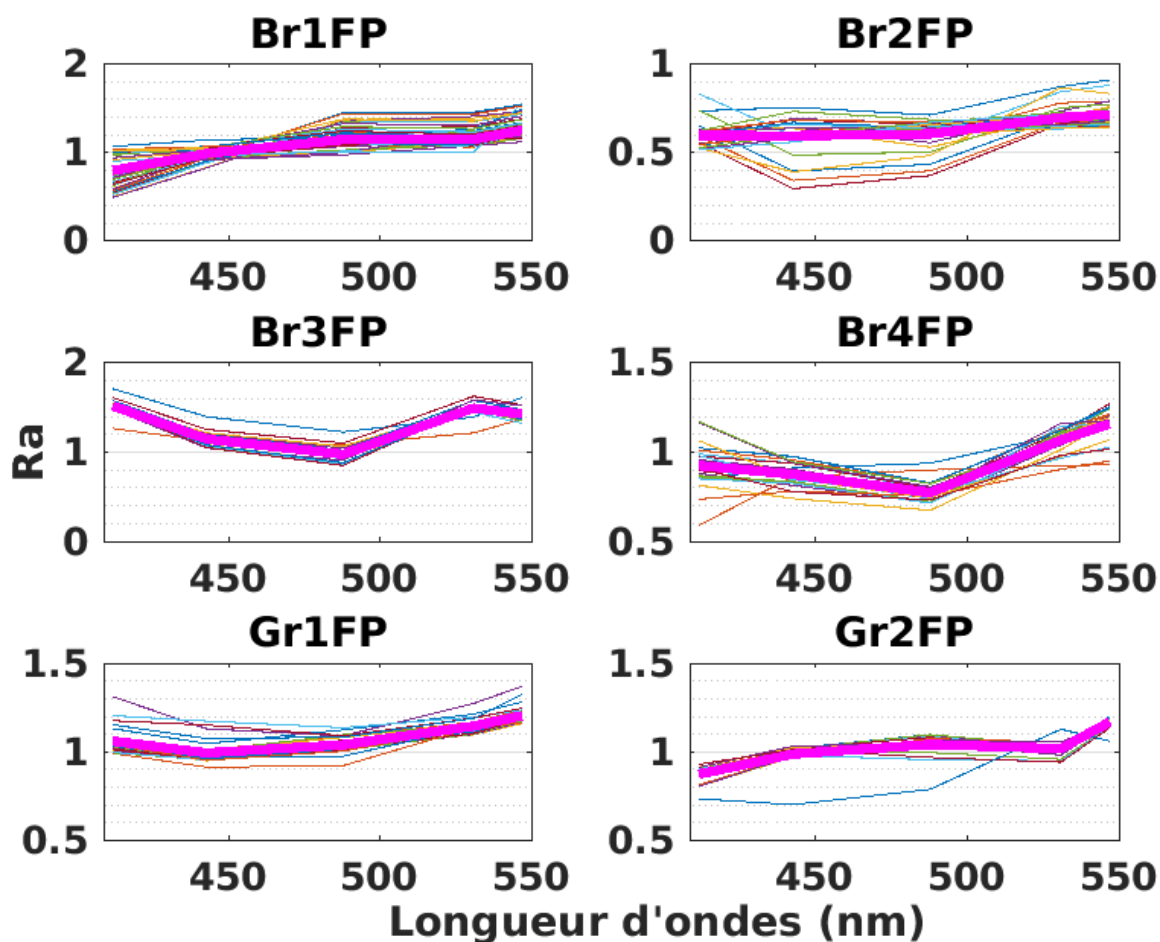


FIGURE 4.16 – Classes Ra identifiées pour les algues brunes (**Br***) et les algues vertes **Gr*** à partir de la donnée FP. La ligne en magenta représente les centroïdes. En bas, on montre sur un même graphe l'ensemble des classes (données par leurs centroïdes) ainsi que le nombre de pixels dénombrés pour chacune d'elles (chiffres en noir au dessus de chaque classe). Ici le seuil de dominance est fixé à 60% de la biomasse totale.

2015). Il fallait donc générer les critères de dominances et les appliquer rigoureusement aux images de la saison concernée par les mesures FP, sinon exploiter d'autres jeux de données disponibles dans la région. Nous avons donc pensé compléter l'information FP en exploitant les mesures HPLC de surface réalisées dans le domaine pendant la seconde moitié de la saison d'upwelling (février à mai) lorsque l'upwelling est complètement développé et que les eaux froides envahissent l'ensemble du plateau. Les mesures HPLC sont traitées préalablement de la même manière que FP (c'est-à-dire récupérer les données de surface et les géolocaliser). La principale différence est que la mesure FP d'un pixel est en réalité une valeur moyenne de toutes les observations FP le long de ce pixel (fréquence de mesure élevée pour FP), alors que les données HPLC sont ponctuelles.

Nous avons appliqué la méthode PHYSAT standard pour déterminer les groupes dominants à partir du rapport pigmentaire de chaque station (Alvain et al., 2005). On a supposé pour le rapport pigmentaire (relation 4.1) que les prochlorococcus sont négligeables sur le plateau pour la période considérée, ce qui permet d'ignorer la contribution en $Divi_a$. Les stations HPLC considérées sont celles dont la donnée satellite du même jour existe dans un rayon de 9 km (Figure 4.17). Les critères de dominance pigmentaire de Alvain et al. (2005) (voir section 4.2.1) indiquent que la plupart des stations sont dominées par la contribution relative de la fucoxanthine qui est le pigment caractéristique des diatomées (Figure 4.17). On constate tout de même que l'application de ces critères sur certaines stations ne permet pas de déterminer le pigment réellement dominant (rectangle $R2$ et $R4$ de la figure 4.17), peut-être lié au fait qu'il est normalement applicable aux eaux du large. De plus, la contribution de la chl b , qui caractérise les algues vertes, n'est pas prise en compte dans les critères fixés. Nous avons fixé arbitrairement un seuil de 0,24 au-delà duquel nous considérons que la chl b se signale de façon importante. Ce critère est conditionné à une contribution relative en péridinine et en zéaxanthine qui ne doit pas dépasser 0,10 et 0,20 respectivement. En attendant d'avoir plus d'observations, nous ne pouvons pas dire à ce stade si de telles conditions suffisent à considérer que la chl b domine une station. Il existe une station où la contribution relative de la fucoxanthine atteint le seuil de dominance en même temps que la chl b dépasse le seuil de 0,24 en contribution relative (rectangle $R1$ de la figure 4.17). Comme pour les données FP, nous avons calculé le spectre R_a du pixel le plus proche sur un rayon de 9 km autour de la station HPLC. On aurait pu prendre une valeur moyenne des pixels autour de la station, mais nous avons jugé plus pertinent pour une région dynamique de prendre le pixel le plus proche pour éviter que la variabilité des groupes de phytoplancton entre pixels voisins influence la forme moyenne du spectre.

Les spectres R_a associés à la dominance (Figure 4.17), montrent six classes dominées par la fucoxanthine. Trois de ces classes ($CF3$, $CF4$ et $CF5$) sont proches de la classe $Br4FP$ (pics à 412 et 547 nm, et plus faible valeur à 488 nm), même si les amplitudes diffèrent. Cette classe est également observée dans le lot des spectres associés à la

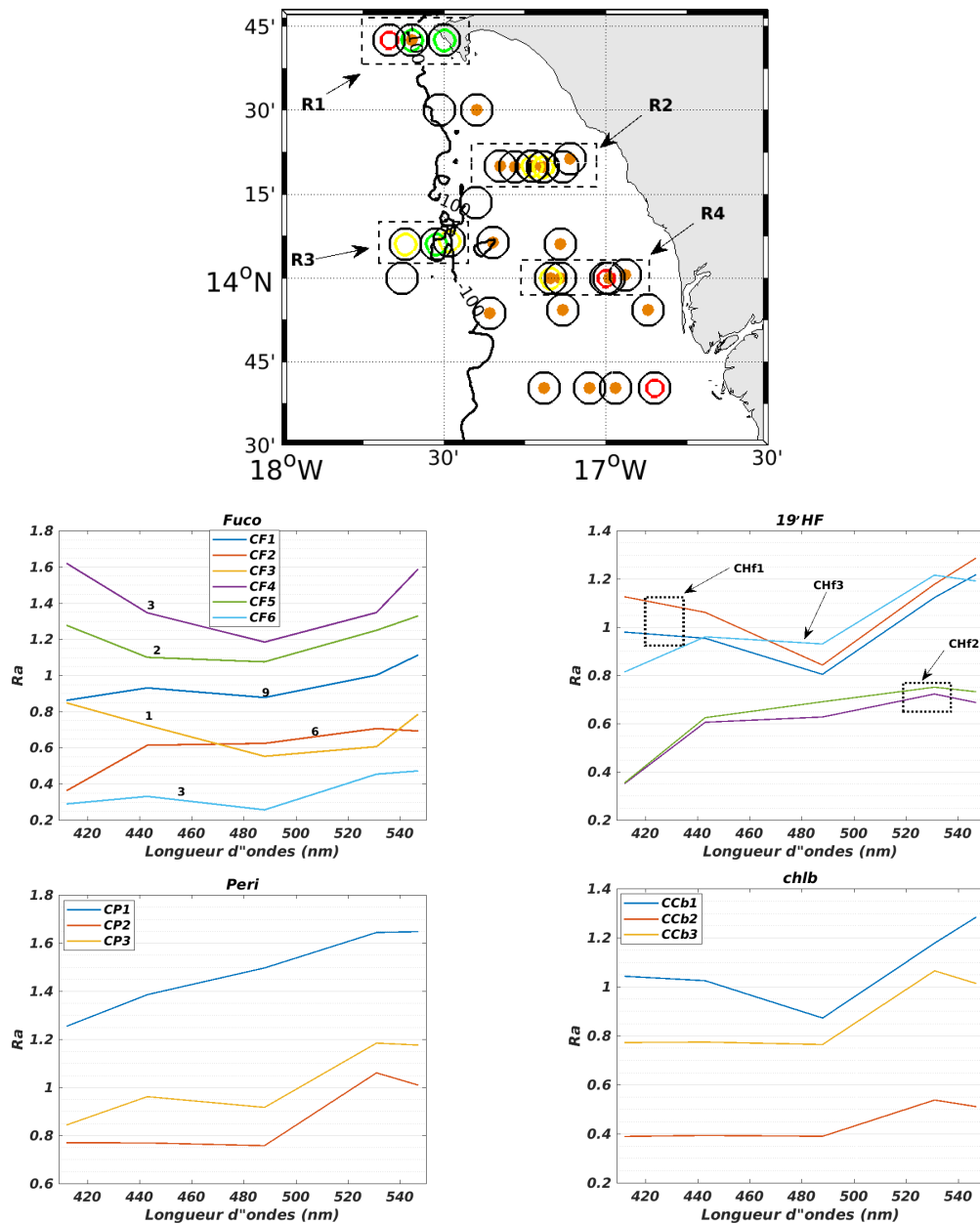


FIGURE 4.17 – Exemple d’application de PHYSAT à partir des données HPLC. La carte présente en cercles noirs les stations HPLC concomitantes à la donnée satellite sur un rayon de 9 km. A l’intérieur de chaque cercle les couleurs représentent la dominance pigmentaire observée selon le critère PHYSAT standard : marron pour la fucoxanthine, vert pour la chlb, rouge pour la périidine, jaune pour la 19’HF. Les cercles noirs vides sont des stations où PHYSAT ne donne pas de dominance. Les boîtes R* (en trait tireté) marquent les radiales où la méthode standard présente des ambiguïtés. Sur les quatre autres figures, on montre respectivement les spectres Ra associés à chaque dominance pigmentaire : fucoxanthine (Fuco), 19’-Hexanoyloxyfucoxanthine (19’HF), périidine (Peri) et chlorophylle-b (chl b).

dominance de la 19'HF (*CHf1*) et observée de nouveau dans le lot des spectres associés à la dominance de la chl b (*CCb1*). Les spectres *CHf1* et *CCb1*, encadrés par le rectangle R3 (Figure 4.17), sont tous associés à l'image satellite d'un même jour (le 8 mars 2012). Il semble donc que la présence combinée de 19'HF, fucoxanthine et chl b de cette radiale soit associée à cette forme de spectre.

On remarque également que la classe *CF2* est observée dans le lot de dominance de la 19'HF et y est nommée *CHf2*. Ici également il s'agit de pixels très rapprochés le long de la radiale encadrée R2 (Figure 4.17) qui correspond à l'image du 14 mars 2012. Nous avons pu constater le défaut de l'application de PHYSAT standard sur deux pixels de cette radiale où il n'est pas possible de dire lequel de la fucoxanthine (donc des diatomées) ou de la 19'HF (donc des haptophytes (Falkowski, 2013; Claustre et al., 1994; Wright and Jeffrey, 1987)) domine réellement le long de cette radiale R2. En voulant lever ce doute, nous avons exploité toute la donnée HPLC de ce jour et on a pu remarquer une absence de péridinine (sauf sur une station), et une contribution significative de diadinoxanthine qui est également associée à la présence de diatomées (Leonelli, 2022). Il a été également mesuré le long de cette radiale une contribution non négligeable en chl b . Cependant, rien n'a pu nous édifier sur le pigment qui impose sa signature au spectre Ra. En tout état de cause, cette marque spectrale peut être associée à un mélange de diatomées et d'haptophytes, avec une contribution d'algues vertes plus faible que dans le cas précédent. Contrairement à *Br2FP2*, *CF2* et *CHf2* présentent une déformation caractérisée par deux pics de Ra à 443 et 531 nm, et des valeurs plus faibles à 412 nm. Quelques rares classes similaires à *CF2* et *CHf2* étaient visibles lors des premières analyses en automne et classées dans le lot *Br2FP* (Figure 4.16). A partir de ces observations et ayant remarqué que cette classe est fréquemment observée en fin hiver et au printemps, nous la considérons maintenant comme une classe à part entière que nous nommons *Br5* pour la suite (voir tableau 4.3).

Nous constatons également que les classes *CF1* et *CF6* présentent une nette différence d'amplitude mais ont une allure similaire. Ces deux classes sont très similaires à la classe *Br2FP* et semblent être dominées par la fucoxanthine.

Les classes *CP2*, *CP3*, *CCb2*, *CCb3* et *CHf3* n'ont pas été retenues en raison de leur faible représentativité sur l'ensemble des observations. *CP3* et *CHf3* sont associées à l'image du 7 mars 2014 et contenues dans la boîte de la radiale R4. La couverture satellite de ce jour n'est malheureusement pas de bonne qualité. *CP2*, *CCb2* et *CCb3* sont localisées au niveau de la boîte de la radiale encadrée R1 associée à l'image du 5 mars 2014. Un défaut de PHYSAT standard y est identifié.

La classe *CP1* est identifiée sur un seul pixel dominé par la péridinine. Cependant nous avons remarqué que cette classe est contenue dans *Br1FP*, et est caractérisée par une légère croissance entre 488 et 531 nm, pendant que la plupart des classes *Br1FP* montrent

une décroissance à ce niveau. Nous avons jugé nécessaire d'isoler cette classe, et elle porte l'étiquette *Br6* pour la suite (voir tableau 4.3).

En pré-conclusion, les spectres de Ra associés à une dominance définie à partir de la fluorescence multispectrale ou des pigments présentent des allures similaires même si les différences d'amplitudes peuvent être importantes.

Nous avons jugé pertinent de considérer un critère strict sur la forme (l'allure) et souple sur l'amplitude. Nous avons supposé qu'un même groupe dominant devrait avoir la même forme de spectre puisque la composition pigmentaire caractéristique des groupes en présence est celle qui impacte l'absorption aux différentes longueurs d'onde du spectre considéré (voir figures 4.4 et 4.5). Nous avons supposé que la différence d'amplitude de Ra pour une même groupe est liée à la différence du niveau de biomasse de son pigment biomarqueur. Nous avons donc retenu 8 classes dont les caractéristiques sont résumées dans le tableau 4.3. La donnée HPLC a permis d'associer la classe *Br2* à un signal de diatomées ; la classe *Br4* à un signal mixte de diatomées, d'haptophytes et d'algues vertes ; la classe *Br5* à un signal mixte de diatomées et d'haptophytes ; et la classe *Br6* comme un signal probable des dinoflagellés. Il n'a pas été possible de différencier les haptophytes au sein des classes d'algues brunes. La classe *Br1* est identifiée comme la signature d'algues brunes mais les mesures HPLC montrent qu'elle est associée à une variété de pigments (zéaxantine, péridinine, 19'HF et fucoxanthine). En effet, cette classe est identifiée majoritairement le 30 novembre 2017. Quelques heures avant le passage du satellite, une forte contribution de la zéaxanthine et de la péridinine était observée à une station près de l'isobathe 100 m à la hauteur de la radiale 14°15' N. Nous la considérons comme classe mixte.

La classe *Br3* n'a pas été détectée par l'approche pigmentaire, de même que les classes *Gr1* et *Gr2*. On a précédemment associé *Gr1* à un signal d'algues vertes, alors que *Gr2* semble être un mélange dominé par une biomasse d'algues vertes, mais influencé par une forme spectrale *Br1*.

TABLE 4.3 – Critères de détection des groupes dominants.

Classe	Info in situ	Ra412	Ra443	Ra488	Ra531	Ra547
Br1	Mixte	< 1,1	> Ra412	> Ra443	<=Ra488 & >1.05	> Ra531
Br2	Fort Fuco	< 0,8	> Ra412	< Ra443	> Ra488	>= Ra531
Br3	Inconnue	> 1,4	< Ra412	< Ra443	> Ra488	< Ra531
Br4	Fuco,19'HF,chl _b	> 0,75	< Ra412	< Ra443	> Ra488	> Ra531
Br5	Fuco,19'HF	<0,75	> Ra412	> Ra443	>Ra488	< Ra531
Br6	Péri	>0,4	> Ra412	> Ra443	>Ra488	>= Ra531
Gr1	Vertes	>=0.95	< Ra412	> Ra443	>Ra88	> Ra531
Gr2	Tendance Vertes	>=0.8 & <0.95	> Ra412	>0.92	<Ra488 & <=1.05	> Ra531

4.4.5 Analyse des images journalières

Les images journalières sont traitées sur la base des critères définis dans le tableau 4.3. Nous avons analysé les images des années 2013, 2015, 2016, 2017 et 2018 pour trois saisons entre le début et la fin de l'upwelling. Les observations globales montrent une variabilité des classes plus marquée au niveau du plateau qu'en dehors. Plusieurs cohérences sont notées en lien avec les observations *in situ* et en fonction des saisons.

4.4.5.1 En préambule

L'image du 30 novembre 2017 a d'abord été étudiée en se basant sur les données FP (Figure 4.11 4.12). Une dominance de la classe Br1FP semblait être associée à une bonne partie de la trace FP. En considérant les données HPLC (figure 4.18) une partie de la classe *Br1FP* est finalement classée *Br6* (détecté autour de 17°10'W sur la trace sud, 14°N). À cet endroit, la sonde FP avait mesuré un bloom d'algues brunes, et les prélèvements réalisés ont permis d'identifier l'espèce *Levanderinafissa* (une espèce de la famille des dinoflagellés) comme responsable de ce bloom. Cela conforte l'association de la classe *Br6* aux dinoflagellés, même si nous la prenons avec prudence du fait qu'un seul pixel a permis de valider cette forme. On remarque également ce jour que *Br6* est détectée dès l'entrée dans l'estuaire du Sine Saloum (16°45'W), *Gr2* et *Br2* sont visibles sur quelques traces, et la majeure partie du plateau sud reste néanmoins dominée par la classe mixte *Br1*. Ceci semble cohérent avec les observations *in situ* faites à 14°12'N, la station HPLC réalisée vers 11h (soit moins de trois heures avant le passage du satellite) indique une concentration importante de zéaxanthine, de péridinine et une contribution non négligeable de fucoxanthine et 19'HF, la chl_b restant très faible.

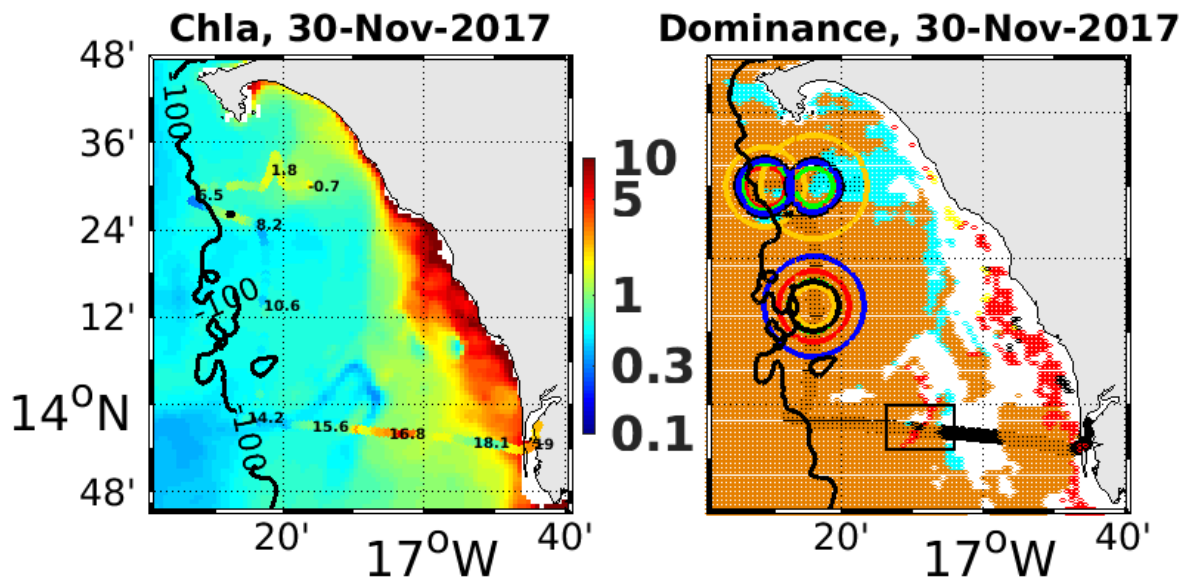


FIGURE 4.18 – Exemple d’application de la méthode de classification pour l’image du 30 novembre 2017. À gauche est montrée la Chla SOM-NV sur laquelle est superposée la Chla FP avec les heures de passage de FP en chiffres noirs. À droite sont montrées les classes d’algues dominantes : *Br1* en marron, *Br2* en jaune, *Br3* en bleu, *Br4* en magenta, *Br5* en noir, *Br6* en rouge, *Gr1* en vert et *Gr2* en cyan. Le rectangle fin noir à environ $17^{\circ}10'W/13^{\circ}54'N$ marque la position du bloom détecté par la FP. Les cercles en couleur représentent la concentration relative de chaque pigment à chaque station HPLC : rouge pour péridinine, jaune pour la fucoxanthine, noir pour 19’HF, vert pour chl_b et bleu pour zéaxanthine. Plus le rayon d’un cercle est grand, plus le pigment s’impose. Les traces en blanc correspondent aux pixels non identifiés.

4.4.5.2 Automne

Cette situation type de 30 novembre 2017 (Figure 4.18) est générale observée en novembre, décembre, voire début janvier. La plupart des images de cette période de début d’upwelling montrent une alternance entre *Br1* et *Gr2* sur et au-delà du plateau. Nous avons précédemment remarqué que ces deux classes ont des tendances très proches de 412 à 488 nm, et que *Gr2* est nettement plus faible à 531 nm. La classe *Gr2* est associée à une biomasse dominée par les algues vertes, alors que *Br1* semble être associée à la contribution d’une variété de pigments (zéaxanthine, fucoxanthine, péridinine, 19’HF et fucoxanthine). Il faut noter qu’à côté de ces deux classes dominantes, on ne manque pas de voir des traces des autres classes de *Gr1*, *Br4*, et *Br6*, et rarement *Br5* et *Br2*. Ce qui a été remarqué de plus, c’est que les rares traces de *Br2* (diatomées) sont généralement localisées très près de la côte en novembre-décembre.

L’analyse des images associées à la campagne MiniSCOPES 2015 semble conforter le lien entre la classe *Gr2* et la classe dominante des algues vertes (*Gr1*). On peut voir sur la

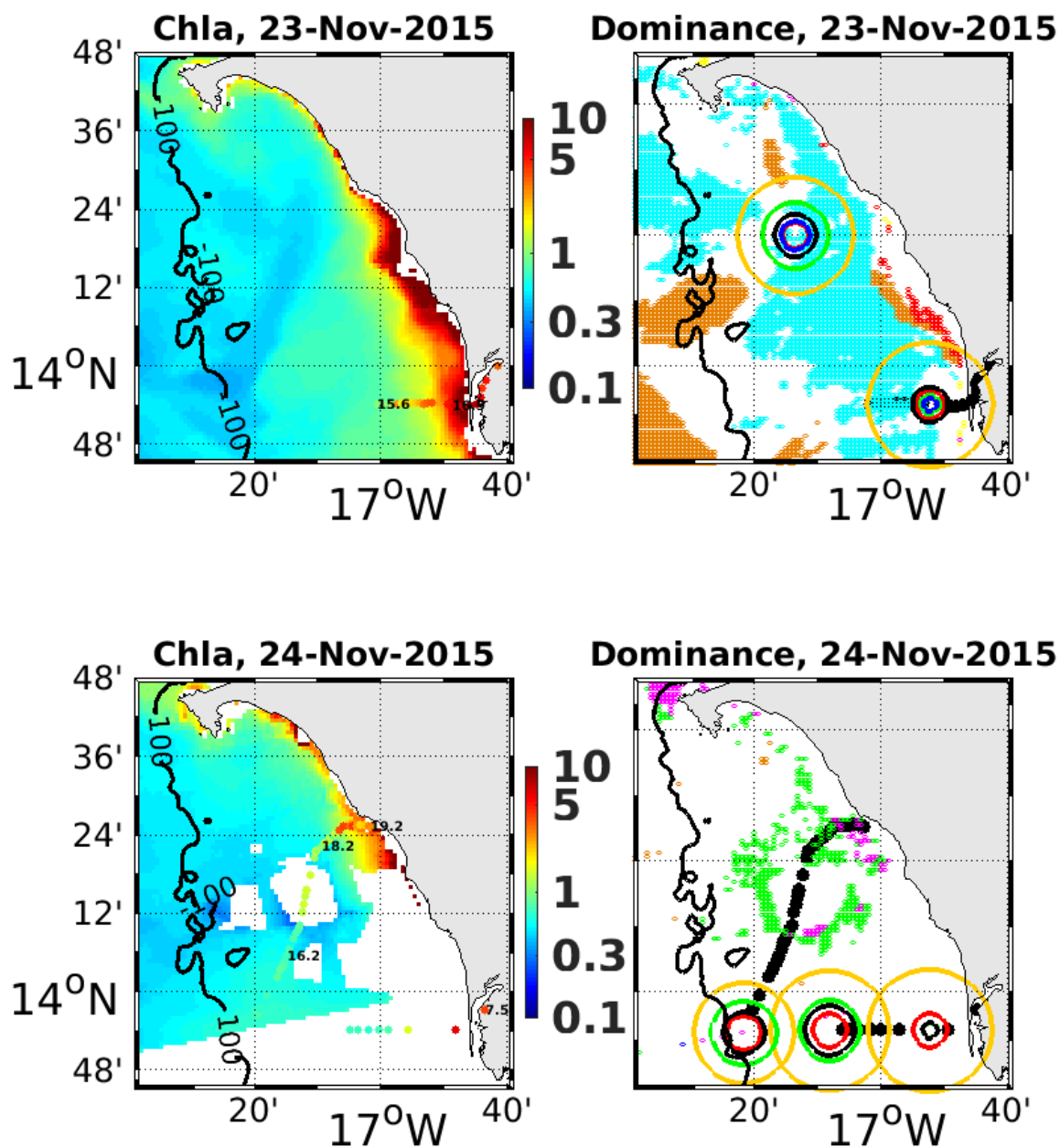


FIGURE 4.19 – Exemple d’application de la méthode de classification pour l’image du 23 novembre 2015 (haut) et du 24 novembre 2015 (bas). À droite est montrée les classes d’algues dominantes : *Br1* en marron, *Br4* en magenta, *Br6* en rouge, *Gr1* en vert et *Gr2* en cyan. Les cercles en couleur représentent la concentration relative de chaque pigment à chaque station HPLC : rouge pour péridinine, jaune pour la fucoxanthine, noir pour 19’HF, vert pour chl b et bleu pour zéaxanthine. Le rayon d’un cercle est proportionnel à la concentration relative du pigment qui lui est associé. La ligne noire plus large représente la trace du bateau. Les traces en blanc correspondent aux pixels non-identifiés ou non-traités.

figure 4.19 un changement de classe entre deux jours successifs (le 23 et le 24 novembre 2015). Le 23 novembre, le plateau sud est dominé par la classe *Gr2* (classe tendance vert) et quelques traces de *Br1* (mixte) et *Br5* (Fucoxanthine et 19'HF). La station HPLC réalisée le long de la radiale 14°20' montre une poussée de la chl_b à côté de la fucoxanthine. Le 24 novembre, on s'aperçoit que les traces *Br1* et *Br6* disparaissent (au profit de la non-dominance), la poussée de la chl_b se confirme le long de la radiale 13°54' N et la plupart des pixels marqués *Gr2* la veille, passent à *Gr1* (signal fort des algues vertes). La mesure FP à la traversée de ces pixels confirme la dominance des algues vertes. La tendance de ces deux jours semble montrer qu'une perte d'influence de *Br1* qui s'ajoute à une poussée importante de la chl_b, fait profiter à la classe forte des algues vertes (*Gr1*). Il faut noter que la classe *Gr2* est associée à une biomasse $\leq 65\%$, et a tendance à disparaître au-delà de ce seuil.

4.4.5.3 Hiver

La figure 4.20 illustre les dominances en fin hiver, principalement en février et début mars. En cette période, *Br1* à tendance à disparaître au profit de *Br2*, *Br4*, et *Br5* alors que *Gr2* semble encore pas mal représentée. Il est plus difficile d'identifier les classes qui s'imposent, mais *Br5* (fucoxanthine et 19'HF) semble sortir du lot en février. De plus, on ne manque pas de remarquer une grande diversité de classes même au-delà du plateau, contrairement à la répartition notée en début d'upwelling. On note par exemple 6 classes sur la seule image du 21 février 2018, avec des poches de *Br2* et *Br6* au-delà du plateau. La classe *Gr2* est souvent éjectée en dehors du plateau. La discontinuité spatiale des classes Ra est fréquemment notée en cette période à cause de l'incursion des filaments qui transportent les eaux côtières vers le large et qui divisent une masse d'eau ayant les mêmes propriétés biologiques (Figure 4.21). Le long de ces filaments, les classes observées en côtier sont soit conservées et se dissipent peu à peu, soit aucune dominance n'est notée dès qu'on s'écarte du plateau.

Les mesures HPLC de UPSEN 2013 ont permis de mettre en évidence le spectre des diatomées. En effet, les mesures HPLC sur deux stations montrent une contribution forte de la fucoxanthine associée à une contribution très faible voire nulle des autres pigments détectés, ce qui sous-entend une station dominée quasiment à 100% par les diatomées. Ces deux stations étaient réalisées à moins de 4h d'intervalle du passage du satellite. Enfin, ces eaux sont associées à une biomasse élevée. La classe *Br2* correspondante est très bien répartie sur une large bande autour de ces stations, ce qui renforce l'hypothèse que *Br2* est liée à une forte biomasse de diatomées. On remarque également que la station la plus au large contient de la Chl_b (concentration) et qu'encore plus au large on trouve la classe *Br5* qui est associée au mélange diatomées (fucoxanthine) et haptophytes (19'HF) avec la chl_b faiblement présentée.

La donnée HPLC permet également de montrer la cohérence de la distribution des classes

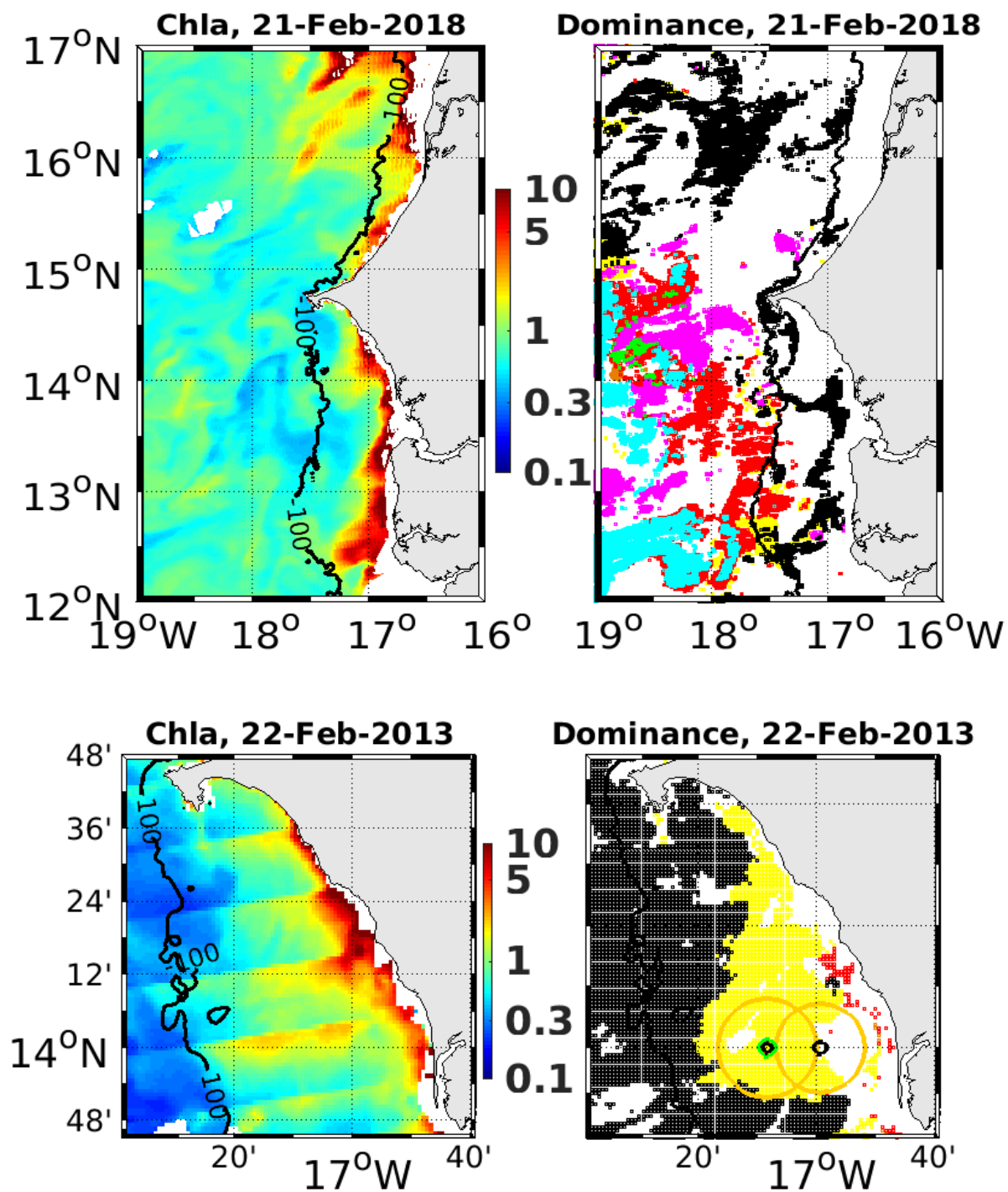


FIGURE 4.20 – Idem à la figure 4.18 pour les images du 21 février 2018 (haut) et 22 février 2013 (bas). La colonne de droite montre les classes d'algues dominantes : *Br2* en jaune, *Br4* en magenta, *Br5* en noir, *Br6* en rouge, *Gr1* en vert et *Gr2* en cyan. Les cercles en couleur (image du bas) représentent la concentration relative de chaque pigment à chaque station HPLC : jaune pour la fucoxanthine, noir pour 19'HF et vert pour chl_b. Le rayon d'un cercle est proportionnel à la concentration relative du pigment qui lui est associé. Les traces en blanc correspondent aux pixels non-identifiés ou non-traités.

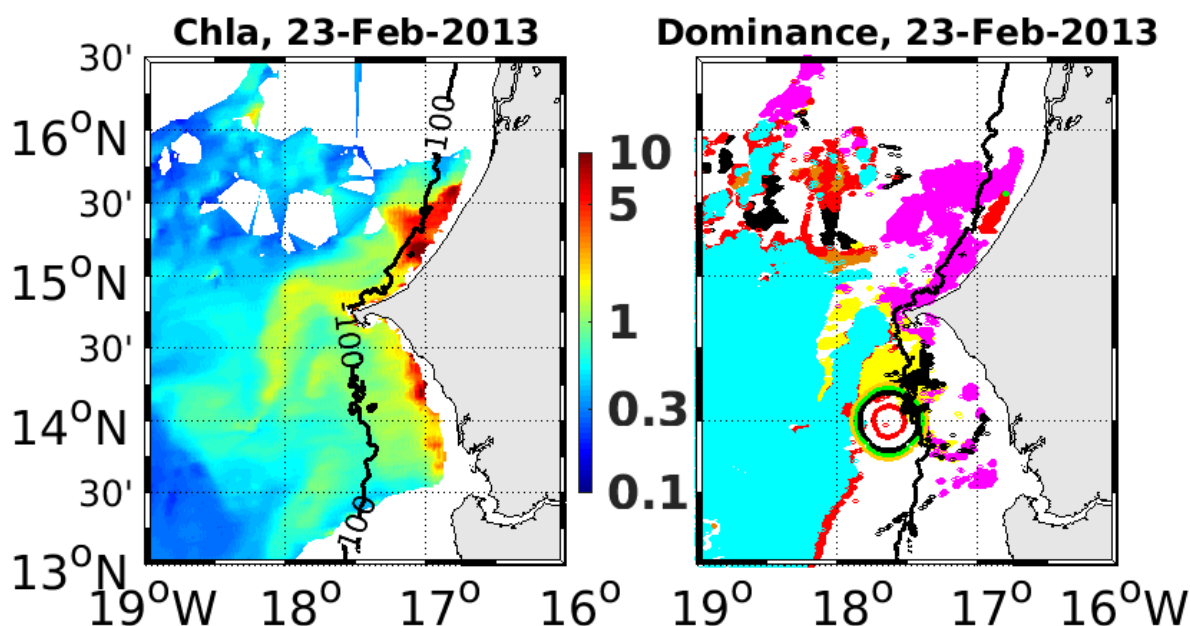


FIGURE 4.21 – Idem à la figure 4.18 pour l'image du 23 février 2013 (Chla à gauche et classe Ra à droite). Les classes dominantes sont *Gr1* (vert), *Gr2* (cyan), *Br1* (marron), *Br2* (jaune), *Br4* (magenta), *Br5* (noir), et *Br6* (rouge). Les cercles en couleur autour de la station à 14° N représentent la concentration relative de chaque pigment mesuré par HPLC : jaune pour la fucoxanthine, noir pour la 19'HF, vert pour la chl b et rouge pour la péridinine. Le rayon d'un cercle est proportionnel à la concentration relative du pigment qui lui est associé.

Ra de la figure 4.21. En effet, on remarque que la station HPLC sur la radiale 14° N est marquée par une contribution assez comparable de la fucoxanthine, de la 19'HF et de la Chlb, suivie d'une contribution assez importante en péridinine. Cette station proche de la rupture de pente semble être une zone de rencontre de masses d'eau, avec au nord les eaux dominées par les classes *Br2* (diatomées) et *Br5* (diatomées + haptophytes), tandis que le large est dominé par la classe *Gr2* (tendance algues vertes) et également des traces de *Br6* (dinoflagellés). Les eaux de classe *Br4* dominent le plateau nord et semble en compétition avec les classes *Br2* et *Br5* au niveau du plateau sud.

4.4.5.4 Printemps

Les images de printemps également analysées au cours de cette étude sont associées à des concentrations plus importantes dans notre domaine. Il faut dire que plus la biomasse de phytoplancton augmente, plus la concentration des pigments secondaires devient importante.

Tout comme en hiver, les filaments sont très présents au printemps, et peuvent se présenter sous forme de larges branches envoyant très loin du plateau les propriétés des eaux

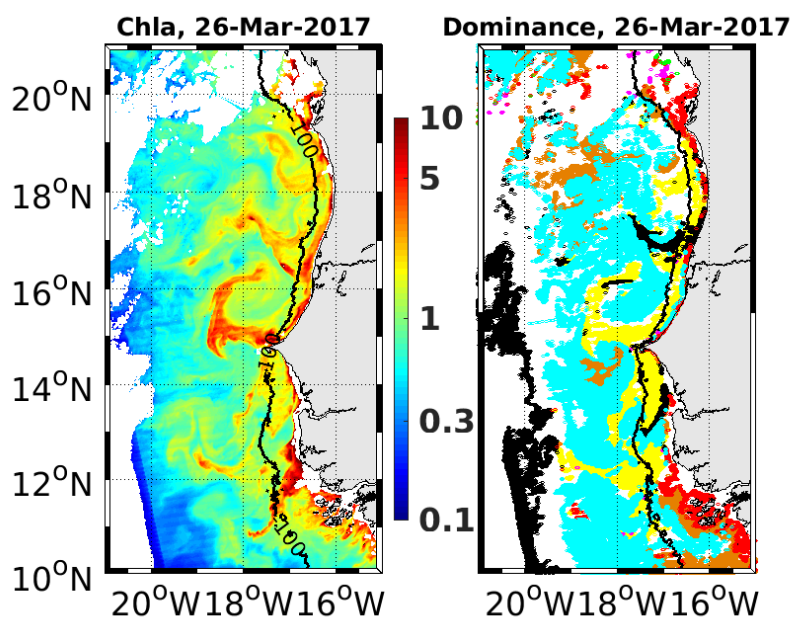


FIGURE 4.22 – Exemple du 26 mars 2017 (Chla à gauche et classe Ra à droite). Les classes dominants sont marquées par les couleurs : *Gr2* (cyan), *Br1* (marron), *Br2* (jaune), *Br4* (magenta), *Br5* (noir), et *Br6* (rouge).

côtières. On voit ainsi sur la figure 4.22 une incursion des classes *Br2* (diatomées) et *Br5* (diatomées + haptophytes) entre les eaux dominées par la classe *Gr2*.

Deux principales structures sont remarquées en lien avec la fluctuation de la biomasse de cette saison. La figure 4.23 illustre le cas de biomasse intense. On remarque que la classe des diatomées (*Br2*) couvre tout ou une grande partie du PS, et se maintient quelques jours. Elle est souvent accompagnée de la classe *Br5* (associée aux pigments biomarqueurs des diatomées des haptophytes) et des traces de *Br4* (diatomées, haptophytes, algues vertes). La poussée des diatomées peut aller loin au-delà du PS. Plus au large, les classes *Br1* (multi-pigments) et *Gr2* (algues vertes + influence *Br1*) ont tendance à se succéder ou de virer à la non-dominance.

Lorsque par contre la biomasse semble baisser d'un cran au printemps, il apparaît généralement une distribution spatialement dominée par la classe *Br4* (diatomées + haptophytes + algues vertes). La figure 4.24 illustre cette situation pour deux dates marquées par un niveau de biomasse relativement plus faible. *Br4* peut s'étendre jusqu'à gagner tout le plateau et au-delà. C'est quasiment la seule classe visible (à quelques exceptions près) sur cette situation illustrative (Figure 4.24). *Br4* est la classe la plus visible en avril et mai. Elle est secondée au niveau du plateau par les classes *Br2* (diatomées) et *Br5* (diatomées + haptophytes), et au large par les classes *Gr2* et *Br1*. De façon générale, les classes *Br1* et *Gr2* s'alternent avec la non-dominance, alors que *Br2* (diatomées seules) s'alterne avec *Br4* (mélange contenant les diatomées).

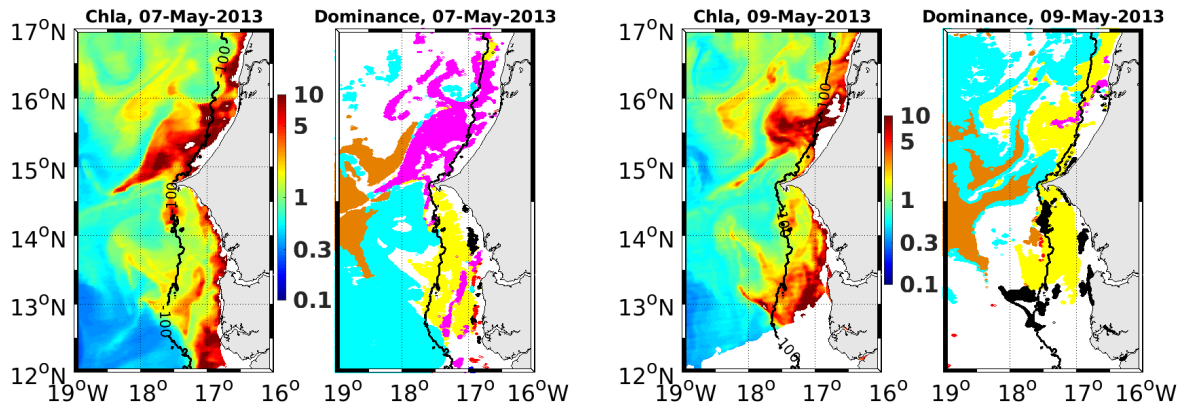


FIGURE 4.23 – Alternance des classes de Ra entre deux dates proches dans le cas d’une biomasse élevée : 07 mai et 09 mai 2013, respectivement gauche et droite. Les couleurs associées aux cartes de dominance correspondent à : *Br2* (jaune), *Br4* (magenta), *Br5* (noir), *Br6* (rouge) et *Gr2* (cyan).

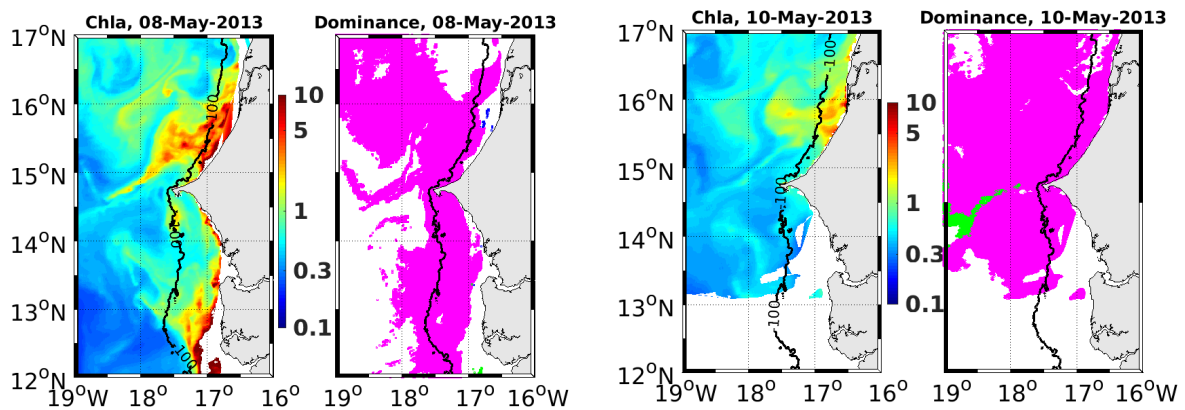


FIGURE 4.24 – Alternance des classes de Ra entre deux dates proches dans le cas d’une biomasse qui baisse : 08 mai et 10 mai 2013, respectivement gauche et droite. Les couleurs associées aux cartes de dominance correspondent à *Br3* (bleu), *Br4* (magenta) et *Gr1* (vert).

4.5 Discussion

La diversité de classes varie spatialement et saisonnièrement. Cela est lié aux caractéristiques physico-biogéochimiques associées au plateau. En effet, le plateau sénégalais est caractérisé par un upwelling saisonnier gouverné par les vents et la forme du plateau (Cury and Roy, 1991; Roy, 1989). L’upwelling génère un flux plus important de nutriments qui remontent vers les eaux de surface et se prolonge le long des filaments détectables par satellite à travers les images de température de surface (Demarcq, 2000). Cet enrichissement assure une disponibilité des nutriments alors que les conditions d’ensoleillement sont suffisantes pour un développement algal (Carr and Kearns, 2003). La dynamique du plateau sud est telle que les eaux d’upwelling dérivent vers le sud tout

en se détachant vers le large (Ndoye et al., 2018), et en laissant vers la côte des eaux riches et chauffées au cours du trajet dans des zones peu profondes (Capet et al., 2017). Ces variations des conditions hydro- et thermodynamiques génèrent diverses conditions qui pourraient être favorables au développement de nombreuses espèces, et donc pourraient favoriser la diversité. Au même moment, la stratification des eaux du large empêche les échanges verticaux et impose des conditions pauvres et peu propices à la diversité, du moins en ce qui concerne la surface.

La méthodologie appliquée ici conserve la logique suivie par l'approche PHYSAT. La particularité est qu'elle est calibrée en fonction de la base de données *in situ* à notre disposition. La donnée FP ne donne pas les pigments selon PHYSAT standard, ce qui nous oblige à définir une nouvelle notion de groupe dominant. La notion de dominance telle que nous l'avons définie sur la base de la biomasse reste cependant le même principe, à savoir que le groupe dominant impose sa signature spectrale. Nous avons appliqué un critère de dominance fixé à 60% pour éliminer les pixels où une trop forte compétition entre groupes pourrait biaiser significativement l'identification d'un groupe dominant. Ce critère est justifié par les tests réalisés et discutés au paragraphe (4.4.3.2) qui montrent qu'à partir de 60 %, les variations des classes de Ra répond mieux aux changements de biomasse des groupes donnés par la FP. Cependant, on a observé que même à ce seuil, certaines formes potentiellement associées aux algues vertes semblent se distinguer, alors que pour les algues brunes, toutes les formes avaient jusqu'à plus de 10% de représentativité par rapport au nombre total de pixels associés à la dominance sur les traces FP. Ce qui veut dire que l'on aurait pu prendre un seuil encore plus élevé, pour prendre en compte une situation spécifique. Une telle chose aurait conduit à traiter au cas par cas et réduirait la diversité. Par exemple la classe *Gr2* aurait disparu si le seuil était entre 67 et 70%. Nous avons alors préféré garder cette forme en conservant le seuil de 60%.

Nous n'avons pas noté de dominance pour les cryptophytes et les algues bleu-vert. Cela ne signifie pourtant pas l'absence de ces groupes dans la région. D'ailleurs une station du 30 novembre 2017 (Figure 4.18) montre une forte contribution de la zéaxanthine, supérieure à toutes, mais la forte contribution en péridinine a conduit à finalement labelliser cette station comme non-définie. De plus, il est vraisemblable que la classe mixte *Br1* contienne une contribution importante des SLC. Nous pensons qu'en raison de la calibration de PHYSAT avec des données majoritairement collectées sur le PS, les groupes connus pour être associés aux eaux du large ont été défavorisés dans cette détection au profil des diatomées qui dominent ce plateau. Malheureusement nous ne disposons pas à ce jour de mesure FP et HPLC du large, ce qui pourrait être utile pour détecter les groupes dominants les eaux oligotrophes. Ces dernières profitent au pico et nanoplancton en raison de leur meilleur rapport surface-volume utile pour se maintenir

plus longtemps en surface et assimiler plus efficacement les rares nutriments. De plus, les cyanobactéries sont parfois capables d'utiliser le diazote N_2 plutôt que les autres formes d'azote (nitrate et ammonium) pour alimenter la photosynthèse (diazotrophie).

Le signal observé pour *Gr2* est comparable à *Br1* et dominé par les algues vertes. La différence qui permet de séparer ces deux classes se situe à 531 nm où *Gr2* donne des valeurs nettement plus faibles. Alors que *Gr2* est associée à une biomasse de ~ 60 à 65% d'algues vertes, on peut imaginer que si le reste de la biomasse (~ 35 à 40%) n'est associée qu'à *Br1*, alors un effet d'influence optique ne serait pas exclu. Ceci du fait que la classe mixte *Br1* peut contenir des groupes de grande taille ou ayant un plus grand pouvoir de diffusion (coccolithophores) que les algues vertes.

Il a été montré que l'absorption varie en fonction des groupes (Mobley et al., 2022, figure 4.5) et impacte les amplitudes des spectres. L'absorption relative du phytoplancton est inversement proportionnelle à la taille des cellules (Bricaud et al. (2004); Ciotti et al. (2002)). Elle est donc plus importante pour le picoplancton que pour le nano- et le microplancton. Pour une même cellule, l'absorption évolue en sens inverse de la diffusion. La diffusion quant à elle est plus importante lorsque la taille est plus importante, et elle est responsable du renvoi du signal (Mobley et al., 2022). Il avait été retenu que le principal facteur influençant les R_a est la diffusion (Alvain et al., 2012). Les classes de taille plus grosses auront donc facilement tendance à influencer le spectre R_a des classes de taille plus petite. De plus, la diffusion est particulièrement importante pour certaines classes d'algues brunes comme les coccolithophoridés (potentiellement contenues dans *Br1*) en raison de leurs coquilles (Balch et al., 1996).

Trois classes sont identifiées comme potentiellement propres à trois groupes : *Br2* (diatomées), *Br6* dinoflagellés, et *Gr1* algues vertes. Ces trois classes ont des formes qui peuvent être en partie expliquées par l'absorption montrée par les figures 4.4 et 4.5. Les diatomées ont tendance à absorber sur une large bande (du bleu jusqu'aux premières bandes du vert) grâce à la chl *a* (figures 4.4) et la fucoxanthine (Fujiki and Taguchi, 2001). De plus, leur dominance aurait tendance à donner des R_{rs} plus faibles que la moyenne de référence utilisée (R_{rs} de la LUT). Ces deux points pourraient expliquer l'allure (presque plate) et l'amplitude (inférieure à l'unité) de la classe *Br2*.

Les dinoflagellés ont également un fort pouvoir absorbant au bleu. Leur dominance aura également tendance à donner des R_{rs} plus faibles que la moyenne de référence et induire une anomalie (R_a) < 1 dans le bleu.

Les algues vertes sont très faiblement absorbantes au vert. Elles présentent un pic d'absorption à 443 et 488 nm. Leur dominance aurait tendance à donner des valeurs de R_{rs} au-dessus de la R_{rs} de référence au vert et donc des R_a positives (> 1).

Les filaments se dissipent ou sont non déterminés. Cela peut s'expliquer par l'évolution de la masse d'eau côtière qui finit par générer une situation transitoire où le groupe initialement dominant commence à perdre son influence. Il faut alors que cette phase transitoire s'achève pour que les nouvelles conditions puissent profiter à un groupe, ou un mélange de groupes.

La distribution uniforme des Ra parfois constatée en faveur de *Br4* lorsque la biomasse baisse du jour au lendemain (Figure 4.23) n'a pas manqué de nous interpeller. Nous avons analysé les spectres d'origine (les Rrs) et les anomalies spectrales (Ra) pour tenter de le comprendre. Il en ressort que les spectres de Rrs varient également du jour au lendemain, et ont des amplitudes plus importantes au bleu, qui correspondent à une Chla plus faible (Figure 4.25). La distribution spatiale des Rrs ne semble pourtant pas impactée par des défauts de corrections au vu de leur tendance. Il ressort également que les spectres Rrs présentant les mêmes allures correspondent aussi à des Ra uniformes. Cette uniformité cache en réalité une importante différence d'amplitude. On remarque (voir figure 4.25) qu'entre deux bandes proches, la différence d'amplitude est plus ou moins nette en fonction des pixels. La différence d'amplitude n'étant pas prise en compte dans nos critères (sauf pour quelques rares cas comme lorsqu'il fallait différencier *Br1* de *Gr2*), il advient que les mêmes allures donnent les mêmes classes. Cela peut être causé par les stades de croissance (division cellulaire de l'ordre du jour), ou une réponse aux conditions physiques. Cette dernière hypothèse paraît cependant peu probable du fait que les effets physiques n'impliquent pas une réponse à une fréquence quasi journalière.

Huit classes de spectres de Ra ont été retenues pour caractériser l'ensemble des spectres des groupes dominants observés. Les observations journalières montrent que la classe *Br3* est très rarement observée et très proche de la classe *Br4*. Ces deux classes ne diffèrent que par la déformation de *Br3* entre 531 et 547 nm. Aucune information ne permet à ce jour de caractériser fiablement cette classe à partir des mesures *in situ*. Elle pourrait être un signal influencé par les pixels adjacents qui sont masqués après la procédure de correction atmosphérique.

La classe *Br4* est comparable aux classes 2 et 3 identifiées par Farikou et al. (2015) comme signature des diatomées (figure 4.3). Cette classe est également comparable à l'une des classes de diatomées données par Mustapha et al. (2014) (Figure 4.2). Les amplitudes de *Br4* sont cependant plus faibles, sans doute liées à l'absorption plus importante en eaux côtières. La classe *Br6* (dinoflagellés) est comparable à une partie des spectres de la classe 10 de Farikou et al. (2015) attribuée aux eaux côtières très riches. La classe *Br1* qui est identifiée comme un signal mixte semble être comparable

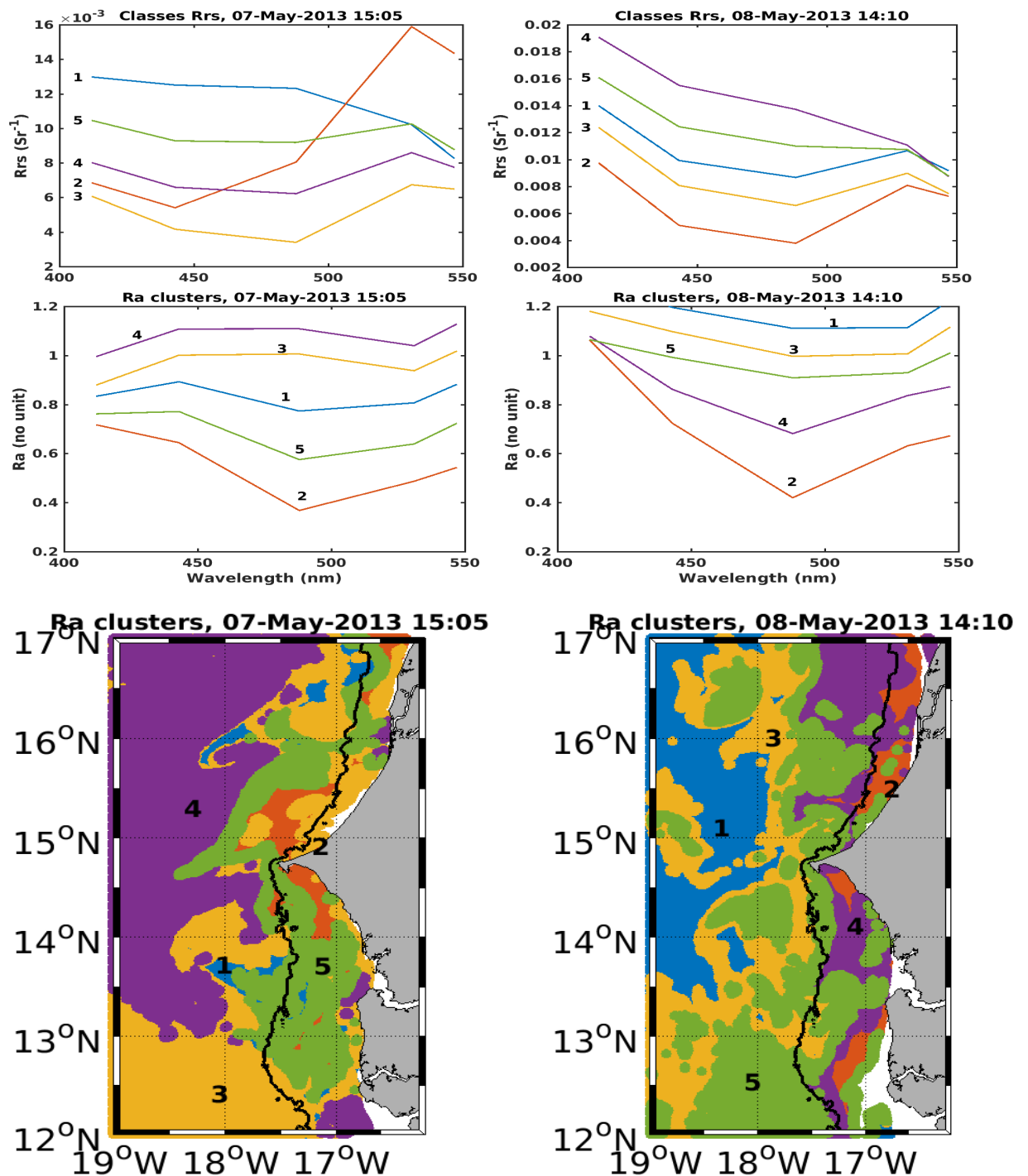


FIGURE 4.25 – Exemple de la variation spectrale des classes de Rrs (haut) et de Ra (milieu) pour deux jours successifs : 7 mai (colonne de gauche) et 08 mai (colonne de droite). Les numéros et couleurs des courbes de Ra correspondent aux numéros et couleurs des classes de Ra dont la répartition spatiale est donnée à la figure du bas.

aux seconds spectres des diatomées de Mustapha et al. (2014). Il existe par contre une similitude des classes par rapport aux classes détectées par approche PHYSAT, comme *Gr5* que nous avons associé à un mélange haptophytes-diatomées. Ce dernier spectre est comparable au signal d'haptophytes détecté par Mustapha et al. (2014).

Il est tout de même difficile de lier d'autres classes à celles des précédentes versions de PHYSAT, du fait de la calibration de ces versions qui sont basées sur la LUT globale. En eaux côtières, ces tendances peuvent radicalement changer. Par exemple les dinoflagellés sont très souvent responsables des blooms côtiers (Roux et al., 2022; do Rosário Gomes et al., 2014; Carvalho et al., 2010), et très rarement dominants dans les eaux du large (Alvain et al., 2005). En revanche, les prochlorococcus qui sont fréquents dans les eaux du large sont rarement détectés dans les eaux côtières (Hernandez Farinas et al., 2020).

Il faut tout de même noter que la définition de la dominance à partir de la FP et de la donnée HPLC peut présenter des limites. D'un côté, la FP est calibrée sur des algues ne correspondant pas aux eaux échantillonnées ici. On garde donc à l'esprit que des erreurs potentielles pourraient impacter la quantification de la biomasse des groupes. De l'autre côté, on rappelle que la définition de groupe selon le critère pigmentaire de Alvain et al. (2005) est normalement adapté aux eaux du large, en tout cas du cas 1 c'est-à-dire non affectées par la turbidité. Le critère défini des seuils pour exclure des groupes ou en conserver d'autres. Malheureusement, ces seuils n'ont pas été mis à jour et on a buté quelquefois sur des cas où il n'était pas possible de donner le groupe dominant.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES

5.1 Conclusions

Depuis la fin des années 70, de nombreuses études ont montré que l'observation satellite représentait une alternative pour quantifier au niveau quasiment global la biomasse de phytoplancton de surface (O'Reilly and Werdell, 2019; Hu et al., 2012; O'Reilly et al., 2000) ainsi qu'une approche de sa diversité (IOCCG, 2014; Nair et al., 2008; Alvain et al., 2005). Cependant dans certaines régions, les algorithmes standards de correction atmosphérique présentent de sévères limites en présence d'aérosols absorbants réduisant sévèrement la restitution des paramètres associés à la couleur de l'eau en zone côtière (Mobley et al., 2016; IOCCG, 2010; Antoine and Morel, 2005; Gordon and Wang, 1994; Fukushima et al., 1998). Des études ont ainsi suggéré qu'une estimation simultanée des propriétés optiques de l'océan et des aérosols pourrait contribuer à améliorer la correction atmosphérique (Chomko and Gordon, 1998; Moulin et al., 2001a). Le premier objectif de cette thèse était d'améliorer les mesures satellitaires à travers une correction atmosphérique adaptée à notre région d'étude, c'est-à-dire la partie sud du système d'upwelling des Canaries au large de la Mauritanie et du Sénégal. Dans le chapitre 3, nous avons traité une série de 16 années de données de couleur de l'eau du capteur MODIS-Aqua en adaptant un algorithme de classification-restitution (SOM-NV) dérivant des travaux de Niang et al. (2006) (pour SOM), Jamet et al. (2005) et Brajard et al. (2006) (pour NV). Ces deux algorithmes ont été combinés par Diouf et al. (2013) pour générer un algorithme régional de correction atmosphérique (SOM-NV) appliqué aux données SeaWiFS. Ce traitement nous a permis de générer des données avec une meilleure couverture du domaine sud des Canaries, jusqu'à +35% par rapport aux données standards (STD) de niveau 2 fournies par OBPG. Cette amélioration de la couverture est particulièrement importante au sud du domaine où elle peut être 4 fois plus importante que pour le traitement standard. Il faut noter cependant que la couverture de chacun des deux jeux de données (SOM-NV ou STD) est meilleure à la côte et se dégrade vers le large. Autour des îles du Cap-Vert, elle est meilleure au sud et se dégrade au nord. Des variables atmosphériques (AOT₈₆₉) et océaniques (Rrs et Chla) ont été analysées et les principales conclusions sont les suivantes :

- 1- L'amélioration de la couverture n'impacte pas la qualité de la donnée ;
- 2- L'AOT est mieux restituée et les hautes valeurs sont utilisables ;
- 3- Les spectres Rrs sont plus stables que ceux du produit standard L2 MODIS ;
- 4- L'amélioration de la Chla est difficile à valider du fait d'un nombre très limité de pixels concomitants avec des mesures *in situ* dans la région.

Sur ce dernier point, de nombreuses mesures ont été réalisées sur le plateau sud du Sénégal, pour différents mois et différentes années, mais peu de données ont pu être utilisées pour valider notre critère de concomitance (satellite versus HPLC) basé sur un écart de temps et de distance suffisamment faible. En évaluant la moyenne globale sur le plateau sud-sénégalais, on a pu remarquer que SOM-NV a tendance à sous-estimer la Chla par rapport à la moyenne HPLC de mars, tandis que STD la surestime. En décembre par contre, la moyenne SOM-NV est très proche de la mesure HPLC, alors que STD surestime toujours la Chla.

Les principaux résultats de cette première partie de notre travail ont fait l'objet d'une publication au journal "remote sensing" (Correa et al., 2023). Les données traitées sont archivées sous format netcdf contenant les Rrs à cinq longueurs d'onde du visible (412, 443, 488, 531 et 547 nm), l'AOT (à 869 nm), la Chla ainsi que la grille de sortie (latitude, longitude). La donnée globale est décrite et a été mise en ligne pour la communauté océanographique (DOI : <https://doi.org/10.5281/zenodo.7971187>).

Les campagnes de mesures réalisées à la fin du 20^{ème} siècle lors du programme CIRSEN avaient permis d'observer une variabilité spatiale et saisonnière de la distribution de Chla sur le PS après deux années de mesure *in situ* (Cury and Roy, 1991). Depuis cette époque, aucun autre suivi n'a permis de mieux analyser la composante phytoplanctonique du PS et de suivre son évolution et la structure de l'enrichissement de ce plateau. Alors que la communauté scientifique s'accorde à dire que les changements globaux peuvent perturber les équilibres des écosystèmes marins, la dégradation du phytoplancton est un processus parmi d'autres qui permet d'expliquer l'évolution de l'oxygène (Tall et al., 2021). Les données satellite permettent également de valider la production primaire des modèles couplés physique-biogéochimie qui cherchent à comprendre les facteurs qui contrôlent la production dans la région (Auger et al., 2016), permettent d'analyser la structure et la dynamique des eaux d'upwelling (Capet et al., 2017; Ndoye et al., 2017; Carr and Kearns, 2003), et le phytoplancton participe à la définition de l'habitat des petits poissons pélagiques planctivores (Brochier et al., 2018). Le phytoplancton occupe

une place clé dans les écosystèmes marins en termes de qualité et quantité et nécessite donc d'être évalué finement afin de comprendre le fonctionnement de ce premier maillon trophique et de suivre sa réponse au réchauffement climatique dans notre région d'étude. C'est dans ce contexte que s'inscrit notre second objectif de thèse qui vise à évaluer la biomasse et la variabilité du phytoplancton de surface sur une longue période temporelle. Dans cette seconde partie, il a été confirmé que la région sud des Canaries est marquée par un enrichissement côtier et une extension vers le large qui varie fortement en fonction des saisons. La biomasse côtière varie en moyenne de 1 à 10 $mg.m^{-3}$, alors qu'elle est inférieure à 1 $mg.m^{-3}$ lorsqu'on s'éloigne du plateau. La langue d'eau riche est collée à la côte en été et en automne, mais se détache en début de saison d'upwelling pour laisser place à un enrichissement qui gagne tout le plateau au cours de l'hiver et au printemps. Cette période est marquée par l'alternance de périodes d'upwelling et de relaxation (Chabert et al., 2023). L'enrichissement s'étend au large de façon plus marquée en hiver et au printemps qu'en été et en automne, et cette extension dépend de la latitude, suivant la dynamique des vents alizés. La distribution spatiale de la Chla est la même pour SOM-NV que pour STD mais les valeurs diffèrent en amplitude. Des valeurs comparables sont observées entre 18° et 20° W. Près des côtes, la Chla STD est plus élevée que SOM-NV (sauf en été), tandis qu'au large, c'est la Chla SOM-NV qui est plus élevée.

La biomasse du phytoplancton ne permet pas à elle seule de répondre à l'évolution d'un écosystème. Sa diversité est également une information importante pour étudier son évolution. Avant l'avènement des capteurs de seconde génération, peu d'informations étaient disponibles sur la diversité du phytoplancton depuis l'espace. L'exploitation des informations de couleur de l'eau a permis d'observer la saisonnalité de la diversité du phytoplancton à l'échelle globale (Alvain et al., 2005, 2008; Mustapha et al., 2014). Ces approches basées sur les spectres de réflectance ont également permis de mener les premières études de la diversité à l'échelle régionale, notamment dans le système des Canaries (Farikou et al., 2015). L'approche a permis d'obtenir les premières cartes de distribution des principaux groupes de phytoplancton sur la région mais souffre d'une calibration basée sur les groupes dominants des océans du monde et particulièrement les eaux du large alors que les régions côtières peuvent héberger d'autres groupes dont la composition diffère sensiblement. Notre troisième objectif consiste donc à réviser cette approche en prenant en compte les observations *in situ* collectées sur le PS ces dernières années et en profitant de la mise à jour des données de couleur de l'eau spécifique à la région. Dans cette partie, nous nous sommes basés sur les principes de base de l'approche PHYSAT pour déterminer les classes de Ra du PS. Nous avons utilisé à la fois les biomasses par groupe phytoplanctonique issues de la FluoroProbe (fluorimètre multispectral) et l'information sur les concentrations de pigments (mesures par HPLC) pour définir les groupes en présence à partir de l'information satellite. Cette approche fait ressortir une variation des

classes en présence en fonction des saisons :

1- La plupart des classes observées entre la fin de l'hiver et le début de l'été semblent liées aux diatomées ou à un mélange de pigments. Une classe (classe *Br4*) est associée au mélange Fucoxanthine (diatomées), 19'HF (haptophytes) et chl_b (algues vertes) et une autre (classe *Br5*) est associée au mélange Fucoxanthine (diatomées), 19'HF (haptophytes) .

2- Les algues vertes entrent en compétition avec les algues brunes d'automne à début d'hiver. Deux classes mixtes dominent cette période : *Br1* qui est proche des algues brunes (avec une possible contribution des cyanobactéries) et *Gr2* qui est proche des algues vertes.

Les classes Ra peuvent évoluer à l'échelle journalière, en fonction de l'évolution de la biomasse :

1- Les fortes biomasses de printemps sont associées à la classe *Br2* (diatomées) qui se caractérise par une amplitude qui varie légèrement.

2- Lorsque la biomasse diminue, la classe *Br4* s'impose.

On note également qu'une seule classe peut dominer la quasi-totalité du PS pour certains jours. L'évolution des classes semble répondre à la dynamique de l'upwelling sur le plateau. On observe que le vieillissement des masses d'eau exportées en dehors du plateau par les filaments est associé à un mélange des classes en présence. Cela signifie le mélange des eaux côtières (dominées par les diatomées) avec les eaux du large qui sont composées de groupes phytoplanctoniques aux propriétés optiques différentes (cyanobactéries versus algues brunes).

A partir des quelques images analysées et validées par des mesures *in situ* à différentes saisons, la région semble dominée par les algues brunes et les algues vertes. Parmi les sept classes clairement observées (la classe *Br3* étant très rarement visible), une classe est clairement attribuée aux diatomées (*Br2*), une aux dinoflagellés (*Br6*), une aux algues vertes (*Gr1*) et trois aux autres groupes mixtes (*Br1*, *Br4* et *Br5*).

5.2 Perspectives

La correction atmosphérique proposée (par SOM-NV) donne des spectres de réflectance nettement plus cohérents, tandis que la Ch_l_a est calculée par la suite à l'aide du même rapport de réflectance que l'algorithme de Ch_l_a standard (OCX). Or cet algorithme n'est pas sensé être valide pour les eaux du cas 2 (O'Reilly et al., 2000; Mobley et al., 2016; Hu

et al., 2019; O'Reilly and Werdell, 2019). La Chla présente au niveau côtier des valeurs sous-estimées par rapport aux mesures *in situ*. Nous avons également pu constater des artefacts sur l'AOT au niveau de la zone riche et peu profonde du Banc d'Arguin. Ce qui laisse penser que l'algorithme SOM-NV a besoin d'être amélioré pour les eaux très côtières. Une piste serait l'estimation séparée de la concentration des matières en suspension, en utilisant par exemple l'algorithme OC5 de Gohin (2011).

La biomasse de phytoplancton est analysée sous l'angle de l'amélioration apportée par rapport au produit standard. Les tendances globales et saisonnières sont discutées, mais la variabilité interannuelle manque d'analyse. Avec une série de 20 ans de données SOM-NV, il serait intéressant d'étudier la variabilité interannuelle de la biomasse de phytoplancton de la zone d'étude et sa différence éventuelle avec le produit standard, voire par rapport à des données de modèles biogéochimiques.

Les seuils pigmentaires de PHYSAT standard (Tableau 4.1) ne concernent pas les algues vertes (Chlb) et ne permettent pas toujours de séparer les groupes à partir des données *in situ* à notre disposition. On a pu voir pour certaines stations qu'il n'était pas possible de séparer les diatomées (fucoxanthine) des Haptophytes (19'HF). De plus, en raison d'un nombre limité d'observations, nous n'avons pas pu confirmer la signature spectrale de la classe *Br6*, potentiellement importante dans l'écosystème et qui semble être liée aux dinoflagellés. D'autres observations permettraient de lever les doutes associés à certaines stations et d'identifier clairement le groupe qui pourrait dominer le signal.

La détection du groupe dominant un pixel s'est faite sur la base des seuils appliqués sur la biomasse et les pigments. Plusieurs pixels ont donné des spectres similaires à ceux identifiés mais n'ont pas atteint les seuils fixés à partir des biomasses relatives et n'ont donc pas été classifiés (Figure 5.1). Ce qui veut dire que le seuil de 60% pourrait ne pas être toujours le plus pertinent. Un plus grand nombre d'observations permettrait d'évaluer la pertinence d'utiliser un seuil fixe ou adaptatif, en fonction des groupes en présence. Certaines diatomées ont potentiellement une signature spectrale nettement différente de toutes les autres, en raison de leur forme.

La campagne SCOPES (14/12/2022–09/01/2023) a permis de collecter un grand nombre d'échantillons dans le domaine d'étude. Des masses d'eau contrastées ont été échantillonnées, dont des stations dans les eaux du large dominées par les cyanobactéries (algues bleu-vert). Beaucoup de concomitances ont été notées avec les données satellites. Ces observations devraient permettre de raffiner les classes et d'identifier les classes des groupes dominants au delà du plateau (probablement identifier les classes Ra des cyanobactéries).

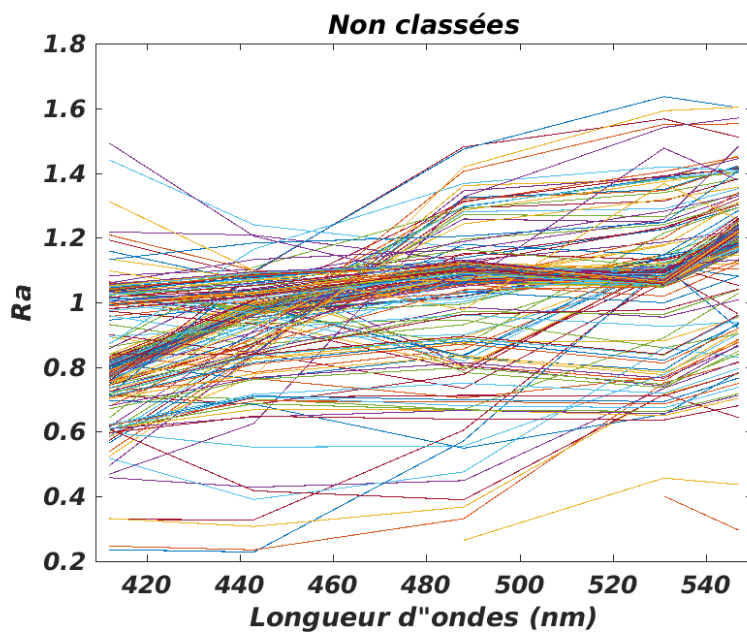


FIGURE 5.1 – Spectres de Ra sur la trace FP (2015-2018) associée aux pixels où aucune dominance n'a pas été retenue pour un seuil de dominance fixé à 60% de la biomasse totale. C'est donc l'ensemble des spectres non-classés selon notre critère de dominance.

Bien que les observations journalières soient très utiles dans un cadre de surveillance des eaux, une évaluation quantitative de la variabilité saisonnière des différents groupes/classes identifiés dans notre région apporterait des informations importantes pour étudier les maillons trophiques supérieurs comme les sardinelles. Nous envisageons de produire des cartes de cette variabilité pour l'ensemble des classes identifiées.

BIBLIOGRAPHIE

- Abouda, O., and K. Bougrinet, 2018 : Contribution à l'étude des paramètres physico-chimiques et les micro-algues peuplant le lac méggarine (ouargla). Ph.D. thesis.
- Acker, J., R. Williams, L. Chiu, P. Ardanuy, S. Miller, C. Schueler, P. W. Vachon, and M. Manore, 2014 : Remote sensing from satellites. *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*.
- Ahmad, Z., B. A. Franz, C. R. McClain, E. J. Kwiatkowska, J. Werdell, E. P. Shettle, and B. N. Holben, 2010 : New aerosol models for the retrieval of aerosol optical thickness and normalized water-leaving radiances from the seawifs and modis sensors over coastal regions and open oceans. *Applied optics*, **49 (29)**, 5545–5560.
- Ahmad, Z., C. R. McClain, J. R. Herman, B. A. Franz, E. J. Kwiatkowska, W. D. Robinson, E. J. Bucsela, and M. Tzortziou, 2007 : Atmospheric correction for no 2 absorption in retrieving water-leaving reflectances from the seawifs and modis measurements. *Applied Optics*, **46 (26)**, 6504–6512.
- Alvain, S., H. Loisel, and D. Dessailly, 2012 : Theoretical analysis of ocean color radiances anomalies and implications for phytoplankton groups detection in case 1 waters. *Optics Express*, **20 (2)**, 1070–1083.
- Alvain, S., C. Moulin, Y. Dandonneau, and F.-M. Bréon, 2005 : Remote sensing of phytoplankton groups in case 1 waters from global seawifs imagery. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, **52 (11)**, 1989–2004.
- Alvain, S., C. Moulin, Y. Dandonneau, and H. Loisel, 2008 : Seasonal distribution and succession of dominant phytoplankton groups in the global ocean : A satellite view. *Global Biogeochemical Cycles*, **22 (3)**.
- Ami, D., and L. Rochaix, 2003 : Évaluation des conséquences économiques de la gestion des risques sanitaires liés aux proliférations phytoplanctoniques marines.
- Antoine, D., and A. Morel, 1996 : Oceanic primary production : 1. adaptation of a spectral light-photosynthesis model in view of application to satellite chlorophyll observations. *Global biogeochemical cycles*, **10 (1)**, 43–55.
- Antoine, D., and A. Morel, 1998 : Relative importance of multiple scattering by air molecules and aerosols in forming the atmospheric path radiance in the visible and near-infrared parts of the spectrum. *Applied Optics*, **37 (12)**, 2245–2259.

- Antoine, D., and A. Morel, 1999 : A multiple scattering algorithm for atmospheric correction of remotely sensed ocean colour (meris instrument) : principle and implementation for atmospheres carrying various aerosols including absorbing ones. *International Journal of Remote Sensing*, **20 (9)**, 1875–1916.
- Antoine, D., and A. Morel, 2005 : Atmospheric correction of the meris observations over ocean case 1 waters. *MERIS ATBD*, **2**.
- Antoine, D., A. Morel, H. R. Gordon, V. F. Banzon, and R. H. Evans, 2005 : Bridging ocean color observations of the 1980s and 2000s in search of long-term trends. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **110 (C6)**.
- Araujo, G. S., D. Pacheco, J. Cotas, J. W. A. da Silva, J. Saboya, R. T. Moreira, and L. Pereira, 2022 : Plankton : Environmental and economic importance for a sustainable future. *Plankton Communities*, 19.
- Arístegui, J., X. A. Álvarez-Salgado, E. D. Barton, F. G. Figueiras, S. Hernández-León, C. Roy, and A. M. Santos, 2004 : Oceanography and fisheries of the canary current/iberian region of the eastern north atlantic (18a, e).
- Arístegui, J., P. Sangrá, S. Hernández-León, M. Cantón, A. Hernández-Guerra, and J. Kerling, 1994 : Island-induced eddies in the canary islands. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, **41 (10)**, 1509–1525.
- Auger, P.-A., T. Gorgues, E. Machu, O. Aumont, and P. Brehmer, 2016 : What drives the spatial variability of primary productivity and matter fluxes in the north-west african upwelling system? a modelling approach. *Biogeosciences*, **13 (23)**, 6419–6440.
- Auger, P. A., E. Machu, T. Gorgues, N. Grima, and M. Waeles, 2015 : Comparative study of potential transfer of natural and anthropogenic cadmium to plankton communities in the north-west african upwelling. *Science of the Total Environment*, **505**, 870–888.
- Ayers, G., and J. Gras, 1991 : Seasonal relationship between cloud condensation nuclei and aerosol methanesulphonate in marine air. *Nature*, **353 (6347)**, 834–835.
- Azam, F., T. Fenchel, J. G. Field, J. Gray, L. Meyer-Reil, and F. Thingstad, 1983 : The ecological role of water-column microbes in the sea. *Marine ecology progress series*, 257–263.
- Babin, M., D. Stramski, G. M. Ferrari, H. Claustre, A. Bricaud, G. Obolensky, and N. Hoepffner, 2003 : Variations in the light absorption coefficients of phytoplankton, nonalgal particles, and dissolved organic matter in coastal waters around europe. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **108 (C7)**.

- Bailey, S. W., B. A. Franz, and P. J. Werdell, 2010 : Estimation of near-infrared water-leaving reflectance for satellite ocean color data processing. *Optics express*, **18** (7), 7521–7527.
- Balch, W. M., K. A. Kilpatrick, P. Holligan, D. Harbour, and E. Fernandez, 1996 : The 1991 coccolithophore bloom in the central north atlantic. 2. relating optics to coccolith concentration. *Limnology and Oceanography*, **41** (8), 1684–1696.
- Barnes, R. A., and Coauthors, 1994 : Seawifs technical report series. volume 23 : Seawifs prelaunch radiometric calibration and spectral characterization.
- Barton, E., 1989 : The poleward undercurrent on the eastern boundary of the subtropical north atlantic. *Poleward flows along eastern ocean boundaries*, Springer, 82–95.
- Barton, E., and Coauthors, 1998 : The transition zone of the canary current upwelling region. *Progress in Oceanography*, **41** (4), 455–504.
- Behrenfeld, M. J., and P. G. Falkowski, 1997 : Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnology and oceanography*, **42** (1), 1–20.
- Bernard, S., R. M. Kudela, L. Robertson Lain, G. Pitcher, and Coauthors, 2021 : Observation of harmful algal blooms with ocean colour radiometry.
- Beutler, M., K. H. Wiltshire, B. Meyer, C. Moldaenke, C. Lüring, M. Meyerhöfer, U.-P. Hansen, and H. Dau, 2002 : A fluorometric method for the differentiation of algal populations in vivo and in situ. *Photosynthesis research*, **72** (1), 39–53.
- Brajard, J., C. Jamet, C. Moulin, and S. Thiria, 2006 : Use of a neuro-variational inversion for retrieving oceanic and atmospheric constituents from satellite ocean colour sensor : Application to absorbing aerosols. *Neural Networks*, **19** (2), 178–185.
- Brajard, J., C. Moulin, and S. Thiria, 2008 : Atmospheric correction of seawifs ocean color imagery in the presence of absorbing aerosols off the indian coast using a neuro-variational method. *Geophysical Research Letters*, **35** (20).
- Brajard, J., A. Niang, S. Sawadogo, F. Fell, R. Santer, and S. Thiria, 2007 : Estimating aerosol parameters above the ocean from meris observations using topological maps. *International Journal of Remote Sensing*, **28** (3-4), 781–795.
- Brajard, J., R. Santer, M. Crépon, and S. Thiria, 2012 : Atmospheric correction of meris data for case-2 waters using a neuro-variational inversion. *Remote sensing of environment*, **126**, 51–61.

- Brewin, R. J., S. Sathyendranath, T. Hirata, S. J. Lavender, R. M. Barciela, and N. J. Hardman-Mountford, 2010 : A three-component model of phytoplankton size class for the atlantic ocean. *Ecological Modelling*, **221** (11), 1472–1483.
- Brewin, R. J., and Coauthors, 2011 : An intercomparison of bio-optical techniques for detecting dominant phytoplankton size class from satellite remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, **115** (2), 325–339.
- Bricaud, A., H. Claustre, J. Ras, and K. Oubelkheir, 2004 : Natural variability of phytoplanktonic absorption in oceanic waters : Influence of the size structure of algal populations. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **109** (C11).
- Bricaud, A., A. Morel, M. Babin, K. Allali, and H. Claustre, 1998 : Variations of light absorption by suspended particles with chlorophyll a concentration in oceanic (case 1) waters : Analysis and implications for bio-optical models. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **103** (C13), 31 033–31 044.
- Bricaud, A., A. Morel, L. Prieur, and Coauthors, 1981 : Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the uv and visible domains. *Limnol. Oceanogr.*, **26** (1), 43–53.
- Brochier, T., and Coauthors, 2018 : Complex small pelagic fish population patterns arising from individual behavioral responses to their environment. *Progress in Oceanography*, **164**, 12–27.
- Broutin, M., G. Caffier, F. Madi, and L. Artigas, 2011 : Synthèse bibliographique sur les techniques de suivi de l'abondance, biomasse et diversité du phytoplancton en eaux marines. *Convention CNRS-IFREMER*, Vol. 30.
- Bruslé, J., 1995 : The impact of harmful algal blooms on finfish. mortality, pathology and toxicology. *Repères océans*, (10).
- Capet, X., and Coauthors, 2017 : On the dynamics of the southern senegal upwelling center : observed variability from synoptic to superinertial scales. *Journal of Physical Oceanography*, **47** (1), 155–180.
- Carr, M.-E., and E. J. Kearns, 2003 : Production regimes in four eastern boundary current systems. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, **50** (22-26), 3199–3221.
- Carvalho, G. A., P. J. Minnett, L. E. Fleming, V. F. Banzon, and W. Baringer, 2010 : Satellite remote sensing of harmful algal blooms : A new multi-algorithm method for detecting the florida red tide (*karenia brevis*). *Harmful algae*, **9** (5), 440–448.

- Caverivière, A., and D. Touré, 1990 : Note sur les mortalités de mérou (serranidae) observées en fin de saison chaude devant les côtes du Sénégal, particulièrement en 1987. *Dakar Thiaroye : CRODT*, **116**, 43–63.
- Chabert, P., X. Capet, V. Echevin, A. Lazar, C. Hourdin, and S. Ndoye, 2023 : Impact of synoptic wind intensification and relaxation on the dynamics and heat budget of the south senegalese upwelling sector. *Journal of Physical Oceanography*, **53** (4), 1041–1067.
- Chami, M., and T. Harmel, 2016 : Remote sensing and ocean color. *Land Surface Remote Sensing in Urban and Coastal Areas*, Elsevier, 141–183.
- Chapelle, A., 2016 : Modélisation du phytoplancton dans les écosystèmes côtiers. application à l'eutrophisation et aux proliférations d'algues toxiques.
- Checkley Jr, D. M., R. G. Asch, and R. R. Rykaczewski, 2017 : Climate, anchovy, and sardine. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, **9**, 8–1.
- Chomko, R. M., and H. R. Gordon, 1998 : Atmospheric correction of ocean color imagery : use of the Junge power-law aerosol size distribution with variable refractive index to handle aerosol absorption. *Applied Optics*, **37** (24), 5560–5572.
- Ciotti, A. M., M. R. Lewis, and J. J. Cullen, 2002 : Assessment of the relationships between dominant cell size in natural phytoplankton communities and the spectral shape of the absorption coefficient. *Limnology and Oceanography*, **47** (2), 404–417.
- Clark, D., 1997 : Algorithm theoretical basis document—bio-optical algorithms, case I waters, MODIS algorithm theoretical basis document 18, version 1.2.
- Clarke, G. L., G. C. Ewing, and C. J. Lorenzen, 1970 : Spectra of backscattered light from the sea obtained from aircraft as a measure of chlorophyll concentration. *Science*, **167** (3921), 1119–1121.
- Claustre, H., P. Kerhervé, J. C. Marty, L. Prieur, C. Videau, and J.-H. Hecq, 1994 : Phytoplankton dynamics associated with a geostrophic front : ecological and biogeochemical implications. *Journal of Marine Research*, **52** (4), 711–742.
- Correa, K., E. Machu, J. Brajard, D. Diouf, S. M. Sall, and H. Demarcq, 2023 : Adaptation of a neuro-variational algorithm from SeaWiFS to MODIS-Aqua sensor for the determination of atmospheric and oceanic variables. *Remote Sensing*, **15** (14), doi : 10.3390/rs15143613, URL <https://www.mdpi.com/2072-4292/15/14/3613>.
- Coupel, P., A. Matsuoka, D. Ruiz-Pino, M. Gosselin, D. Marie, J.-É. Tremblay, and M. Babin, 2015 : Pigment signatures of phytoplankton communities in the Beaufort Sea. *Biogeosciences*, **12** (4), 991–1006.

- Cox, C., and W. Munk, 1954 : Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter. *Josa*, **44** (11), 838–850.
- Cury, P., and C. Roy, 1991 : *Pêcheries ouest africaines : variabilité, instabilité et changement*. IRD Editions.
- Cury, P., L. Shannon, Y.-J. Shin, and Coauthors, 2003 : The functioning of marine ecosystems : a fisheries perspective. *Responsible fisheries in the marine ecosystem*, 103–123.
- Dandonneau, Y., P.-Y. Deschamps, J.-M. Nicolas, H. Loisel, J. Blanchot, Y. Montel, F. Thieuleux, and G. Bécu, 2004 : Seasonal and interannual variability of ocean color and composition of phytoplankton communities in the north atlantic, equatorial pacific and south pacific. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, **51** (1-3), 303–318.
- De Graaf, G., and L. Garibaldi, 2015 : The value of african fisheries. *FAO fisheries and aquaculture circular*, (C1093), I.
- De Senerpont Domis, L. N., and Coauthors, 2013 : Plankton dynamics under different climatic conditions in space and time. *Freshwater Biology*, **58** (3), 463–482.
- de Sousa e Silva, E., 1956 : Contribution à l'étude du microplancton de dakar et des régions maritimes voisines.
- Demarcq, H., and L. Somoue, 2015 : Phytoplankton and primary productivity off north-west africa.
- Demarcq, V., Hervé et Faure, 2000 : Coastal upwelling and associated retention indices derived from satellite sst. application to octopus vulgaris recruitment. *Oceanologica Acta*, **23** (4), 391–408.
- Deme-Gningue, I., C. Roy, and D. Touré, 1990 : Variabilité spatio-temporelle de la température, des nitrates et de la chlorophylle devant les côtes du sénégal.
- Diouf, D., 2012 : Méthode mixte d'inversion neuro-variationnelle d'images de la couleur de l'océan : Application aux signaux seawifs au large de l'afrique de l'ouest. Ph.D. thesis, Paris 6.
- Diouf, D., A. Niang, J. Brajard, M. Crépon, and S. Thiria, 2013 : Retrieving aerosol characteristics and sea-surface chlorophyll from satellite ocean color multi-spectral sensors using a neural-variational method. *Remote Sensing of Environment*, **130**, 74–86.
- do Rosário Gomes, H., J. I. Goes, S. P. Matondkar, E. J. Buskey, S. Basu, S. Parab, and P. Thoppil, 2014 : Massive outbreaks of noctiluca scintillans blooms in the arabian sea due to spread of hypoxia. *Nature communications*, **5** (1), 1–8.

- Dolan, J. R., 2021 : *Pioneers of plankton research : Victor hensen (1835–1924)*. Oxford University Press, 507–510 pp.
- Doxaran, D., J.-M. Froidefond, and P. Castaing, 2002 : A reflectance band ratio used to estimate suspended matter concentrations in sediment-dominated coastal waters. *International Journal of Remote Sensing*, **23 (23)**, 5079–5085.
- Erives, H., X. Xiong, J. Sun, J. A. Esposito, S. Xiong, and W. L. Barnes, 2004 : Terra modis rsb on-orbit calibration and performance : Four years of data. *Sensors, Systems, and Next-Generation Satellites VIII*, SPIE, Vol. 5570, 342–351.
- Esaias, W. E., and Coauthors, 1998 : An overview of modis capabilities for ocean science observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **36 (4)**, 1250–1265.
- Falkowski, P., 2013 : *Primary productivity in the sea*, Vol. 19. Springer Science & Business Media.
- Falkowski, P. G., 1980 : Light-shade adaptation in marine phytoplankton. *Primary productivity in the sea*, Springer, 99–119.
- Falkowski, P. G., 1997 : Evolution of the nitrogen cycle and its influence on the biological sequestration of co₂ in the ocean. *Nature*, **387 (6630)**, 272–275.
- Farikou, O., and Coauthors, 2015 : Inferring the seasonal evolution of phytoplankton groups in the senegalo-mauritanian upwelling region from satellite ocean-color spectral measurements. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **120 (9)**, 6581–6601.
- Faye, S., A. Lazar, B. A. Sow, and A. T. Gaye, 2015 : A model study of the seasonality of sea surface temperature and circulation in the atlantic north-eastern tropical upwelling system. *Frontiers in Physics*, **3**, 76.
- Feuilleley, G., J.-M. Fromentin, L. Stemmann, H. Demarcq, C. Estournel, and C. Saraux, 2020 : Concomitant changes in the environment and small pelagic fish community of the gulf of lions. *Progress in Oceanography*, **186**, 102375.
- Firestone, E. R., 2000 : *SeaWiFS Postlaunch Technical Report Series*, Vol. 11. National Aeronautics and Space Administration, Goddard Space Flight Center.
- Franz, B. A., S. W. Bailey, N. Kuring, and P. J. Werdell, 2014 : Ocean color measurements from landsat-8 oli using seadas. Tech. rep.
- Franz, B. A., S. W. Bailey, P. J. Werdell, and C. R. McClain, 2007 : Sensor-independent approach to the vicarious calibration of satellite ocean color radiometry. *Applied Optics*, **46 (22)**, 5068–5082.

- Franz, B. A., and Coauthors, 2005 : The continuity of ocean color measurements from seawifs to modis. *Earth Observing Systems X*, International Society for Optics and Photonics, Vol. 5882, 58820W.
- Fréon, P., P. Cury, L. Shannon, and C. Roy, 2005 : Sustainable exploitation of small pelagic fish stocks challenged by environmental and ecosystem changes : a review. *Bulletin of marine science*, **76 (2)**, 385–462.
- Fujiki, T., and S. Taguchi, 2001 : Relationship between light absorption and the xanthophyll-cycle pigments in marine diatoms. *Plankton Biology and Ecology*, **48 (2)**, 96–103.
- Fukushima, H., A. Higurashi, Y. Mitomi, T. Nakajima, T. Noguchi, T. Tanaka, and M. Toratani, 1998 : Correction of atmospheric effect on adeos/octs ocean color data : Algorithm description and evaluation of its performance. *Journal of Oceanography*, **54 (5)**, 417–430.
- Fukushima, H., and M. Toratani, 1997 : Asian dust aerosol : Optical effect on satellite ocean color signal and a scheme of its correction. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **102 (D14)**, 17 119–17 130.
- Gohin, F., 2011 : Annual cycles of chlorophyll-a, non-algal suspended particulate matter, and turbidity observed from space and in-situ in coastal waters. *Ocean Science*, **7 (5)**, 705–732.
- Gohin, F., S. Loyer, M. Lunven, C. Labry, J.-M. Froidefond, D. Delmas, M. Huret, and A. Herbland, 2005 : Satellite-derived parameters for biological modelling in coastal waters : Illustration over the eastern continental shelf of the bay of biscay. *Remote Sensing of environment*, **95 (1)**, 29–46.
- Gómez-Letona, M., A. G. Ramos, J. Coca, and J. Arístegui, 2017 : Trends in primary production in the canary current upwelling system—a regional perspective comparing remote sensing models. *Frontiers in Marine Science*, **4**, 370.
- Gopakumar, G., B. Sulochanan, and V. Venkatesan, 2009 : Bloom of noctiluca scintillans (macartney) in gulf of mannar, southeast coast of india. *Journal of the Marine Biological Association of India*, **51 (1)**, 75–80.
- Gordon, H., 1981 : Clear water radiance for atmospheric correction of coastal zone color scanner imagery. *Appl. Opt.*, **20**, 299–313.
- Gordon, H. R., 1987 : Calibration requirements and methodology for remote sensors viewing the ocean in the visible. *Remote Sensing of Environment*, **22 (1)**, 103–126.

- Gordon, H. R., O. B. Brown, R. H. Evans, J. W. Brown, R. C. Smith, K. S. Baker, and D. K. Clark, 1988 : A semianalytic radiance model of ocean color. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **93 (D9)**, 10 909–10 924.
- Gordon, H. R., D. K. Clark, J. W. Brown, O. B. Brown, R. H. Evans, and W. W. Broenkow, 1983 : Phytoplankton pigment concentrations in the middle atlantic bight : comparison of ship determinations and czcs estimates. *Applied optics*, **22 (1)**, 20–36.
- Gordon, H. R., and B. A. Franz, 2008 : Remote sensing of ocean color : Assessment of the water-leaving radiance bidirectional effects on the atmospheric diffuse transmittance for seawifs and modis intercomparisons. *Remote sensing of environment*, **112 (5)**, 2677–2685.
- Gordon, H. R., and K. J. Voss, 1999 : Modis normalized water-leaving radiance algorithm theoretical basis document (mod 18) version 4. *NASA Contract Number NAS503163*.
- Gordon, H. R., and M. Wang, 1994 : Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with seawifs : a preliminary algorithm. *Applied optics*, **33 (3)**, 443–452.
- Haeckel, E., 1890 : *Plankton-studien : Vergleichende untersuchungen über die bedeutung und zusammensetzung der pelagischen fauna und flora*. Verlag von G. Fischer.
- Hansen, J. E., and L. D. Travis, 1974 : Light scattering in planetary atmospheres. *Space science reviews*, **16 (4)**, 527–610.
- Hernández-Becerril, D. U., 2014 : Biodiversidad de algas planctónicas marinas (cyanobacteria, prasinophyceae, euglenophyta, chrysophyceae, dictyochophyceae, eustigmatophyceae, parmophyceae, raphidophyceae, bacillariophyta, cryptophyta, haptophyta, dinoflagellata) en méxico. *Revista mexicana de biodiversidad*, **85**, 44–53.
- Hernandez Farinas, T., F. Menet-Nedelec, L. M Zari, G. Courtay, and L. Lampert, 2020 : Etude de la dynamique et de la composition du phytoplancton via l’approche des pigments appliquée au littoral normand.
- Hess, W. R., C. Steglich, C. Lichtlé, and F. Partensky, 1999 : Phycoerythrins of the oxyphotobacterium prochlorococcus marinus are associated to the thylakoid membrane and are encoded by a single large gene cluster. *Plant molecular biology*, **40 (3)**, 507–521.
- Hickman, A., and Coauthors, 2020 : *Synergy between ocean colour and biogeochemical/ecosystem models*. International Ocean Colour Coordinating Group.
- Houliez, E., 2012 : Contrôle de l’activité photosynthétique du phytoplancton en milieu côtier : utilisation de la fluorescence spectrale et de la fluorimétrie modulée. Ph.D. thesis, Université de Lille 1.

- Hovis, W., 1978 : The coastal zone color scanner (czcs) experiment. *In NASA. Goddard Space Flight Center The Nimbus 7 User's Guide p 19-32 (SEE N79-20148 11-12, 19-32.*
- Hovis, W. A., and Coauthors, 1980 : Nimbus-7 coastal zone color scanner : system description and initial imagery. *Science*, **210 (4465)**, 60–63.
- Hu, C., L. Feng, Z. Lee, B. A. Franz, S. W. Bailey, P. J. Werdell, and C. W. Proctor, 2019 : Improving satellite global chlorophyll a data products through algorithm refinement and data recovery. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **124 (3)**, 1524–1543.
- Hu, C., Z. Lee, and B. Franz, 2012 : Chlorophyll a algorithms for oligotrophic oceans : A novel approach based on three-band reflectance difference. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **117 (C1)**.
- Iglesias-Rodriguez, M. D., O. M. Schofield, J. Batley, L. K. Medlin, and P. K. Hayes, 2006 : Intraspecific genetic diversity in the marine coccolithophore *emiliana huxleyi* (prymnesiophyceae) : the use of microsatellite analysis in marine phytoplankton population studies. *J. Phycol*, **42 (3)**, 526–536.
- IOCCG, 2006 : *Remote Sensing of Inherent Optical Properties : Fundamentals, Tests of Algorithms, and Applications*, Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group, Vol. No. 5. IOCCG, Dartmouth, Canada, doi :10.25607/OBP-96, URL <http://www.ioccg.org/reports/report5.pdf>.
- IOCCG, 2009 : *Remote Sensing in Fisheries and Aquaculture*, Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group, Vol. No. 8. IOCCG, Dartmouth, Canada, doi : 10.25607/OBP-98, URL <http://www.ioccg.org/reports/report8.pdf>.
- IOCCG, 2010 : *Atmospheric Correction for Remotely-Sensed Ocean-Colour Products*, Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group, Vol. No. 10. IOCCG, Dartmouth, Canada, doi :10.25607/OBP-101, URL <http://www.ioccg.org/reports/report10.pdf>.
- IOCCG, 2014 : *Phytoplankton Functional Types from Space*, Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group, Vol. No. 15. IOCCG, Dartmouth, Canada, doi :10.25607/OBP-106, URL http://www.ioccg.org/reports/IOCCG_Report_15_2014.pdf.
- IOCCG, 2021 : *Observation of Harmful Algal Blooms with Ocean Colour Radiometry*, Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group, Vol. No. 20. IOCCG, Dartmouth, Canada, doi :10.25607/OBP-1042, URL https://ioccg.org/wp-content/uploads/2021/05/ioccg_report_20-habs-2021-web.pdf.

- Jamet, C., S. Thiria, C. Moulin, and M. Crépon, 2005 : Use of a neurovariational inversion for retrieving oceanic and atmospheric constituents from ocean color imagery : A feasibility study. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **22** (4), 460–475.
- Jeffrey, S., 1980 : Algal pigment systems. *Primary productivity in the sea*, Springer, 33–58.
- Jeffrey, S. W., S. Wright, and M. Zapata, 2011 : Microalgal classes and their signature pigments.
- Jin, Z., T. P. Charlock, K. Rutledge, K. Stamnes, and Y. Wang, 2006 : Analytical solution of radiative transfer in the coupled atmosphere-ocean system with a rough surface. *Applied optics*, **45** (28), 7443–7455.
- Joint, I., and S. B. Groom, 2000 : Estimation of phytoplankton production from space : current status and future potential of satellite remote sensing. *Journal of experimental marine Biology and Ecology*, **250** (1-2), 233–255.
- Kohonen, T., 1982 : Self-organized formation of topologically correct feature maps. *Biological cybernetics*, **43** (1), 59–69.
- Kounta, L., X. Capet, J. Jouanno, N. Kolodziejczyk, B. Sow, and A. T. Gaye, 2018 : A model perspective on the dynamics of the shadow zone of the eastern tropical north atlantic—part 1 : the poleward slope currents along west africa. *Ocean Science*, **14** (5), 971–997.
- Lathuilière, C., V. Echevin, and M. Lévy, 2008 : Seasonal and intraseasonal surface chlorophyll-a variability along the northwest african coast. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **113** (C5).
- Lee, Z., K. L. Carder, and R. A. Arnone, 2002 : Deriving inherent optical properties from water color : a multiband quasi-analytical algorithm for optically deep waters. *Applied optics*, **41** (27), 5755–5772.
- Lee, Z.-P., and Coauthors, 2006 : *Remote Sensing of Inherent Optical Properties : Fundamentals, Tests of Algorithms, and Applications*. International Ocean Colour Coordinating Group (IOCCG).
- Leonelli, L., 2022 : An in vivo plant platform to assess genes encoding native and synthetic enzymes for carotenoid biosynthesis. *Methods in enzymology*, Vol. 671, Elsevier, 489–509.
- Lewis, K., and K. Arrigo, 2020 : Ocean color algorithms for estimating chlorophyll a, cdom absorption, and particle backscattering in the arctic ocean. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **125** (6), e2019JC015706.

- Lewis, L. A., and R. M. McCourt, 2004 : Green algae and the origin of land plants. *American journal of botany*, **91** (10), 1535–1556.
- Lindsey, R., M. Scott, and R. Simmon, 2010 : What are phytoplankton. *NASA's Earth Observatory*. Available on <http://earthobservatory.nasa.gov/Library/phytoplankton>.
- Lloyd, S., 1982 : Least squares quantization in pcm. *IEEE transactions on information theory*, **28** (2), 129–137.
- Loisel, H., V. Vantrepotte, C. Jamet, and D. N. Dat, 2013 : Challenges and new advances in ocean color remote sensing of coastal waters. *top. Oceanogr*, 1–38.
- Lutz, V., S. Sathyendranath, and E. Head, 1996 : Absorption coefficient of phytoplankton : regional variations in the north atlantic. *Marine Ecology Progress Series*, **135**, 197–213.
- Machu, É., and Coauthors, 2019 : First evidence of anoxia and nitrogen loss in the southern canary upwelling system. *Geophysical Research Letters*, **46** (5), 2619–2627.
- MacIntyre, H. L., E. Lawrenz, and T. L. Richardson, 2010 : Taxonomic discrimination of phytoplankton by spectral fluorescence. *Chlorophyll a fluorescence in aquatic sciences : methods and applications*, 129–169.
- Mittelstaedt, E., 1991 : The ocean boundary along the northwest african coast : Circulation and oceanographic properties at the sea surface. *Progress in Oceanography*, **26** (4), 307–355.
- Mobley, C., and Coauthors, 2022 : The oceanic optics book.
- Mobley, C. D., J. Werdell, B. Franz, Z. Ahmad, and S. Bailey, 2016 : Atmospheric correction for satellite ocean color radiometry.
- Mollo, P., and A. Noury, 2013 : *Le Manuel du plancton*, Vol. 195. ECLM.
- Morel, A., D. Antoine, and B. Gentili, 2002 : Bidirectional reflectance of oceanic waters : accounting for raman emission and varying particle scattering phase function. *Applied Optics*, **41** (30), 6289–6306.
- Morel, A., and B. Gentili, 1993 : Diffuse reflectance of oceanic waters. ii. bidirectional aspects. *Applied Optics*, **32** (33), 6864–6879.
- Morel, A., and S. Maritorena, 2001 : Bio-optical properties of oceanic waters : A reappraisal. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **106** (C4), 7163–7180.
- Morel, A., and L. Prieur, 1977 : Analysis of variations in ocean color 1. *Limnology and oceanography*, **22** (4), 709–722.

- Moulin, C., H. Gordon, R. Chomko, V. Banzon, and R. Evans, 2001a : Atmospheric correction of ocean color imagery through thick layers of saharan dust. *Geophysical Research Letters*, **28** (1), 5–8.
- Moulin, C., H. R. Gordon, V. F. Banzon, and R. H. Evans, 2001b : Assessment of saharan dust absorption in the visible from seawifs imagery. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **106** (D16), 18 239–18 249.
- Mustapha, Z. B., S. Alvain, C. Jamet, H. Loisel, and D. Dessailly, 2014 : Automatic classification of water-leaving radiance anomalies from global seawifs imagery : application to the detection of phytoplankton groups in open ocean waters. *Remote sensing of environment*, **146**, 97–112.
- Nair, A., S. Sathyendranath, T. Platt, J. Morales, V. Stuart, M.-H. Forget, E. Devred, and H. Bouman, 2008 : Remote sensing of phytoplankton functional types. *Remote Sensing of Environment*, **112** (8), 3366–3375.
- Ndoye, S., X. Capet, P. Estrade, E. Machu, L. Kounta, B. Sow, M. Diakhat&e, and A. Gaye, 2018 : A numerical modeling study of the southern senegal upwelling shelf : Circulation and upwelling source waters. *African Journal of Environmental Science and Technology*, **12** (12), 487–500.
- Ndoye, S., X. Capet, P. Estrade, B. Sow, D. Dagorne, A. Lazar, A. Gaye, and P. Brehmer, 2014 : Sst patterns and dynamics of the southern senegal-gambia upwelling center. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **119** (12), 8315–8335.
- Ndoye, S., X. Capet, P. Estrade, B. Sow, E. Machu, T. Brochier, J. Döring, and P. Brehmer, 2017 : Dynamics of a “low-enrichment high-retention” upwelling center over the southern senegal shelf. *Geophysical Research Letters*, **44** (10), 5034–5043.
- Niang, A., F. Badran, C. Moulin, M. Crépon, and S. Thiria, 2006 : Retrieval of aerosol type and optical thickness over the mediterranean from seawifs images using an automatic neural classification method. *Remote sensing of Environment*, **100** (1), 82–94.
- OBPG, and W. resources, 2021 : An overview of seawifs and the seastar spacecraftocean.
- O’Reilly, J. E., S. Maritorena, B. G. Mitchell, D. A. Siegel, K. L. Carder, S. A. Garver, M. Kahru, and C. McClain, 1998 : Ocean color chlorophyll algorithms for seawifs. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **103** (C11), 24 937–24 953.
- O’Reilly, J. E., and P. J. Werdell, 2019 : Chlorophyll algorithms for ocean color sensors-oc4, oc5 & oc6. *Remote sensing of environment*, **229**, 32–47.

- O'Reilly, J. E., and Coauthors, 2000 : Ocean color chlorophyll a algorithms for seawifs, oc2, and oc4 : Version 4. *SeaWiFS postlaunch calibration and validation analyses, Part, 3*, 9–23.
- Padedda, B. M., S. Pulina, P. Magni, N. Sechi, and A. Lugliè, 2012 : Phytoplankton dynamics in relation to environmental changes in a phytoplankton-dominated mediterranean lagoon (cabras lagoon, italy). *Advances in Oceanography and Limnology*, **3 (2)**, 147–169.
- Partensky, F., W. R. Hess, and D. Vaultot, 1999 : Prochlorococcus, a marine photosynthetic prokaryote of global significance. *Microbiology and molecular biology reviews*, **63 (1)**, 106–127.
- Penven, P., V. Echevin, J. Pasapera, F. Colas, and J. Tam, 2005 : Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the peru current system : A modeling approach. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **110 (C10)**.
- Pitcher, G. C., and S. Fraga, 2015 : Harmful algal bloom events in the canary current large marine ecosystem.
- Pope, R. M., and E. S. Fry, 1997 : Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water. ii. integrating cavity measurements. *Applied optics*, **36 (33)**, 8710–8723.
- Quere, C. L., and Coauthors, 2005 : Ecosystem dynamics based on plankton functional types for global ocean biogeochemistry models. *Global Change Biology*, **11 (11)**, 2016–2040.
- Quijano-Scheggia, S., M. Barajas-Gonzalez, H. Chang-Lim, C. Pi-Leaw, A. Olivos-Ortiz, J. Gaviño-Rodriguez, J. Blanco-Pérez, and S. S-Bates, 2016 : The inhibitory effect of a non-yessotoxin-producing dinoflagellate, *lingulodinium polyedrum* (stein) dodge, towards *vibrio vulnificus* and *staphylococcus aureus*. *Revista de biologia tropical*, **64 (2)**, 805–816.
- Raitsos, D. E., S. J. Lavender, C. D. Maravelias, J. Haralabous, A. J. Richardson, and P. C. Reid, 2008 : Identifying four phytoplankton functional types from space : An ecological approach. *Limnology and oceanography*, **53 (2)**, 605–613.
- Ralf Goericke, D. J. R., 1993 : Chlorophylls a and b and divinyl chlorophylls a and b in the open subtropical north atlantic ocean. *Marine Ecology Progress Series*, **101**, 307–313.
- Ramond, P., and Coauthors, 2019 : Coupling between taxonomic and functional diversity in protistan coastal communities. *Environmental Microbiology*, **21 (2)**, 730–749.
- Rebert, J.-P., 1982 : Hydrologie et dynamique des eaux du plateau continental sénégalais.

- Redfield, A., B. Ketchum, F. Richards, and Coauthors, 1963 : The influence of organisms on the composition of seawater. *The sea*, **2**, 26–77.
- Roesler, C. S., M. J. Perry, and K. L. Carder, 1989 : Modeling in situ phytoplankton absorption from total absorption spectra in productive inland marine waters. *Limnology and Oceanography*, **34 (8)**, 1510–1523.
- Roux, P., and Coauthors, 2022 : Spatio-temporal dynamics and biogeochemical properties of green seawater discolorations caused by the marine dinoflagellate lepidodinium chlorophorum along southern brittany coast. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **275**, 107950.
- Roy, C., 1989 : Fluctuations des vents et variabilité de l’upwelling devant les côtes de sénégal. *Oceanologica Acta*, **12 (4)**, 361–369.
- Roy, C., 1991 : Les upwellings : le cadre physique des pêcheries côtières ouest-africaines. *Cury P., Roy C., Pêcheries ouest-Africaines. Ed. ORSTOM*, 38–66.
- Roy, S., J.-P. Chanut, M. Gosselin, and T. Sime-Ngando, 1996 : Characterization of phytoplankton communities in the lower st. lawrence estuary using hplc-detected pigments and cell microscopy. *Marine Ecology Progress Series*, **142**, 55–73.
- Rykaczewski, R. R., and D. M. Checkley, 2008 : Influence of ocean winds on the pelagic ecosystem in upwelling regions. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **105 (6)**, 1965–1970.
- Sanseverino, I., D. Conduto, L. Pozzoli, S. Dobricic, T. Lettieri, and Coauthors, 2016 : Algal bloom and its economic impact. *European Commission, Joint Research Centre Institute for Environment and Sustainability*.
- Sarmiento, J. L., 2013 : Ocean biogeochemical dynamics. *Ocean Biogeochemical Dynamics*, Princeton University Press.
- Sathyendranath, S., and Coauthors, 2000 : Remote sensing of ocean colour in coastal, and other optically-complex, waters.
- Schoemann, V., S. Becquevort, J. Stefels, V. Rousseau, and C. Lancelot, 2005 : Phaeocystis blooms in the global ocean and their controlling mechanisms : a review. *Journal of Sea Research*, **53 (1-2)**, 43–66.
- Senghor, H., É. Machu, F. Hourdin, and A. T. Gaye, 2017 : Seasonal cycle of desert aerosols in western africa : analysis of the coastal transition with passive and active sensors. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **17 (13)**, 8395–8410.

- Shen, L., H. Xu, and X. Guo, 2012 : Satellite remote sensing of harmful algal blooms (habs) and a potential synthesized framework. *Sensors*, **12** (6), 7778–7803.
- Shettle, E. P., and R. W. Fenn, 1979 : *Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties*, Vol. 79. Air Force Geophysics Laboratory, Air Force Systems Command, United States
- Sieburth, J. M., V. Smetacek, and J. Lenz, 1978 : Pelagic ecosystem structure : Heterotrophic compartments of the plankton and their relationship to plankton size fractions 1. *Limnology and oceanography*, **23** (6), 1256–1263.
- Simon, N., A.-L. Cras, E. Foulon, and R. Lemée, 2009 : Diversity and evolution of marine phytoplankton. *Comptes rendus biologies*, **332** (2-3), 159–170.
- Smith, R. C., and K. S. Baker, 1981 : Optical properties of the clearest natural waters (200–800 nm). *Applied optics*, **20** (2), 177–184.
- Smith Jr, W. O., M. R. Dennett, S. Mathot, and D. A. Caron, 2003 : The temporal dynamics of the flagellated and colonial stages of phaeocystis antarctica in the ross sea. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, **50** (3-4), 605–617.
- Smyth, T., G. Tilstone, and S. Groom, 2005 : Integration of radiative transfer into satellite models of ocean primary production. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **110** (C10).
- Song, L., and Coauthors, 2022 : Impact of sand and dust storms on the atmospheric environment and its source in tianjin-china. *Science of the Total Environment*, **825**, 153980.
- Sournia, A., 1986 : *Atlas du phytoplancton marine : Cyanophcées dictyochophycées dino-phycées raphidophycées*. France : Editions du CNRS.
- Sournia, A., M.-J. Chrdtiennot-Dinet, and M. Ricard, 1991 : Marine phytoplankton : how many species in the world ocean ? *Journal of Plankton Research*, **13** (5), 1093–1099.
- Steele, J. H., S. A. Thorpe, and K. K. Turekian, 2010 : *Ocean Currents*. Academic Press.
- Steidinger, K. A., K. Tangen, and C. Tomas, 1997 : Identifying marine phytoplankton. Academic Press, San Diego.
- Stramma, L., S. Hüttl, and J. Schafstall, 2005 : Water masses and currents in the upper tropical northeast atlantic off northwest africa. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **110** (C12).

- Stramma, L., and F. Schott, 1999 : The mean flow field of the tropical atlantic ocean. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, **46 (1-2)**, 279–303.
- Stramski, D., and Coauthors, 2008 : Relationships between the surface concentration of particulate organic carbon and optical properties in the eastern south pacific and eastern atlantic oceans. *Biogeosciences*, **5 (1)**, 171–201.
- Tall, A. W., É. Machu, V. Echevin, X. Capet, A. Pietri, K. Corr ea, S. Sall, and A. Lazar, 2021 : Variability of dissolved oxygen in the bottom layer of the southern senegalese shelf. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **126 (5)**, e2020JC016854.
- Taylor, F., M. Hoppenrath, and J. F. Saldarriaga, 2008 : Dinoflagellate diversity and distribution. *Biodiversity and conservation*, **17 (2)**, 407–418.
- Teisson, C., 1983 : Le phénomène d’upwelling le long des côtes du sénégal : caractéristiques physiques et modélisation.
- Thiria, S., F. Badran, and C. Sorror, 2006 : Yao : Un logiciel pour les modèles numériques et l’assimilation de données (schéma direct adjoint et assimilation variationnelle). *LOCEAN, Paris*.
- Thuillier, G., M. Hers , T. Foujols, W. Peetermans, D. Gillotay, P. Simon, H. Mandel, and Coauthors, 2003 : The solar spectral irradiance from 200 to 2400 nm as measured by the solspec spectrometer from the atlas and eureka missions. *Solar Physics*, **214 (1)**, 1–22.
- Tour , D., 1983 : Contribution   l’étude de l’" upwelling" de la baie de gor e (dakar-sénégal) et de ses conséquences sur le développement de la biomasse phytoplanctonique.
- Uitz, J., H. Claustre, A. Morel, and S. B. Hooker, 2006 : Vertical distribution of phytoplankton communities in open ocean : An assessment based on surface chlorophyll. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, **111 (C8)**.
- Van Beveren, E., S. Bonhommeau, J.-M. Fromentin, J.-L. Bigot, J.-H. Bourdeix, P. Brosset, D. Roos, and C. Saraux, 2014 : Rapid changes in growth, condition, size and age of small pelagic fish in the mediterranean. *Marine biology*, **161**, 1809–1822.
- Van der Lingen, C., L. Hutchings, and J. Field, 2006 : Comparative trophodynamics of anchovy engraulis encrasicolus and sardine sardinops sagax in the southern benguela : are species alternations between small pelagic fish trophodynamically mediated? *African Journal of Marine Science*, **28 (3-4)**, 465–477.
- Vantrepotte, V., F.-P. Danhiez, H. Loisel, S. Ouillon, X. M riaux, A. Cauvin, and D. Desailly, 2015 : Cdom-doc relationship in contrasted coastal waters : implication for doc retrieval from ocean color remote sensing observation. *Optics express*, **23 (1)**, 33–54.

- Vic, C., J. Gula, G. Roulet, and F. Pradillon, 2018 : Dispersion of deep-sea hydrothermal vent effluents and larvae by submesoscale and tidal currents. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, **133**, 1–18.
- Vizcarra, N., 2015 : Winter blooms in the arabian sea| earthdata.
- Wang, M., 2002 : The rayleigh lookup tables for the seawifs data processing : Accounting for the effects of ocean surface roughness. *International Journal of Remote Sensing*, **23 (13)**, 2693–2702.
- Wang, M., 2014 : Atmospheric correction of ocean color rs observations. *Proceedings of the IOCCG Summer Lecture Series, Villefranche-sur-Mer, France*, 1–58.
- Wang, M., and S. W. Bailey, 2001 : Correction of sun glint contamination on the seawifs ocean and atmosphere products. *Applied Optics*, **40 (27)**, 4790–4798.
- Werdell, P. J., and Coauthors, 2013 : Generalized ocean color inversion model for retrieving marine inherent optical properties. *APPLIED OPTICS*, **52 (10/1)**.
- Wright, S. W., and S. Jeffrey, 1987 : Fucoxanthin pigment markers of marine phytoplankton analysed by hplc and hptlc. *Marine Ecology Progress Series*, 259–266.
- Xiao, J., and Coauthors, 2019 : Remote sensing of the terrestrial carbon cycle : A review of advances over 50 years. *Remote Sensing of Environment*, **233**, 111–383.

Titre : Réponse des groupes fonctionnels de phytoplancton à la dynamique du plateau Sénégalais

Mots clés : Upwelling, phytoplancton, couleur de l'eau, correction atmosphérique, aérosols

Résumé : Les capteurs de couleur de l'eau mesurent des rayonnements ascendants provenant de l'eau et de l'atmosphère.

Nous avons adapté un algorithme de correction atmosphérique, SOM-NV, aux observations brutes du capteur MODIS-Aqua sur la région océanique ouest-africaine, pour générer simultanément les propriétés des aérosols et de l'eau. Les valeurs d'épaisseur optique observées sont mieux représentées par le traitement SOM-NV que pour MODIS standard (STD). Parallèlement, les réflectances marines (Rrs) de SOM-NV sont plus cohérentes avec la théorie du signal que les Rrs STD. SOM-NV améliore la couverture jusqu'à plus de 35% à certaines périodes de l'année. La couverture est meilleure à la côte et au sud du Cap-Vert. Les observations de Chla montrent des maximas

côtiers qui s'étendent vers le large en fonction des saisons et de la latitude. La région est marquée par une alternance des classes d'anomalie de réflectance qui caractérisent les communautés de phytoplancton. La plupart des classes sont associées à des mélanges de pigments caractéristiques des groupes fonctionnels. Une classe algale proche des algues brunes et une autre des algues vertes dominant en automne et au début de l'hiver. De février à mai, les classes liées aux algues brunes sont très présentes et associées à une forte biomasse. Elles alternent avec une classe mixte associée aux pigments fucoxanthine 19'HF et chlorophylle-b. Cette classe semble être favorisée lorsque les biomasses sont plus faibles.

Title : Response of phytoplankton functional types to the dynamics of the Senegalese shelf

Keywords : Canary upwelling, phytoplankton, ocean color, atmospheric correction, aerosols.

Abstract : Water color sensors measure upward radiation that includes contributions from the sea and atmosphere. We have adapted an atmospheric correction algorithm, SOM-NV, to raw observations from the MODIS-Aqua sensor over the West African ocean region, to generate aerosol and water properties simultaneously. The observed optical thickness values are better represented by SOM-NV processing than by standard MODIS (STD). At the same time, SOM-NV marine reflectances (Rrs) are more consistent with signal theory than STD Rrs. SOM-NV improves coverage by up to 35% at certain times of the year. Coverage is best at the coast and south of

Cape Verde. Observations in Chla show coastal maxima that extend offshore according to season and latitude. The region is marked by alternating classes of reflectance anomaly that characterize phytoplankton communities. Most classes are associated with pigment mixtures characteristic of functional groups. An algal class close to brown algae and another to green algae dominate in autumn and early winter. From February to May, brown algae classes are very present and associated with high biomass. They alternate with a mixed class associated with the pigments fucoxanthin 19'HF and chlorophyll-b. This class seems to be favored when biomasses are lower.