

Téledétection de la chlorophylle *a* et des fronts océaniques dans la mer du Labrador

Mémoire présenté
dans le cadre du programme de maîtrise en océanographie
en vue de l'obtention du grade de maître ès sciences

PAR
Alexandre Théberge



Université du Québec à Rimouski
Institut des sciences de la mer de Rimouski

Avril 2022

Composition du jury :

Cédric Chavanne, président du jury, Université du Québec à Rimouski

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

Louis-Philippe Nadeau, codirecteur de recherche, Université du Québec à Rimouski

Emmanuel Devred, examinateur externe, Bedford Institute of Oceanography

Avertissement

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

Remerciements

Merci à mon directeur Simon Bélanger pour son support, mais surtout de m'avoir donné cette opportunité de travailler dans la mer du Labrador. Merci à mon codirecteur Louis-Philippe Nadeau pour sa patience et sa vision. Merci à Igor Yashayaev de m'avoir donné la chance de retourner dans la mer du Labrador, mais surtout merci pour son inspiration. Merci à Thomas Jaegler pour son aide quotidienne pendant ma première année. Merci à Valérie, ma complice, pour ses oreilles et son épaule, qui me comprend puisqu'elle traversait sa propre épreuve académique en même temps. Merci à mes collègues d'Aquatel, Carlos, Lucas, Brigitte, Soham, Rakesh, Yanqun et Raphaël. Merci au comité d'évaluation.

Téledétection de la chlorophylle *a* et des fronts océaniques dans la mer du Labrador

Alexandre Théberge

Résumé

La production phytoplanctonique est marquée par une saisonnalité sensible aux changements du climat. Il est de plus en plus reconnu que la dynamique physique à petite échelle spatiale (mésoéchelle et submésoéchelle) joue un rôle sur la production phytoplanctonique. L'objectif de ce mémoire est de démontrer quantitativement l'effet des fronts océaniques sur la production de phytoplancton dans la mer du Labrador; une des mer les plus productives biologiquement dans l'Atlantique Nord. Dans ce mémoire, les données satellitaires de température de surface (SST) et de chlorophylle *a* (CHL) à 1 km de résolution spatiale provenant de trois capteurs sur une période de 18 ans (2002-2019) sont analysés. Les climatologies de CHL confirment qu'on retrouve deux efflorescences (*blooms* en anglais) annuellement, d'abord au nord puis au sud. Les fronts sont extraits des champs de SST à l'échelle journalière à l'aide d'un algorithme d'analyse par histogramme. La mer du Labrador est discrétisée en quatre régions relativement homogènes pour augmenter la disponibilité en données valides. Les résultats montrent une corrélation négative entre une abondance anormale de fronts et la production saisonnière de CHL suivante. Les corrélations sont maximales lorsqu'on décale la série temporelle de 16 ou 32 jours, ce qui implique que l'effet des fronts n'est pas instantané. Ces résultats suggèrent qu'une population très abondante de fronts initie un pompage vertical, ce qui pourrait expulser les nutriments sous la couche euphotique; les nutriments ne deviennent limitants qu'à partir de l'été, ce qui explique le décalage. Aucune corrélation n'est observée au printemps, lorsque la production est à son maximum.

Remote sensing of chlorophyll *a* and ocean fronts in the Labrador Sea

Alexandre Théberge

Abstract

Phytoplankton production seasonality is subject to climate change. Small scales (mesoscale, submesoscale) are acknowledged to influence phytoplankton production. This thesis aims to quantitatively show the effect of ocean fronts on phytoplankton in the Labrador Sea. In this study, we use remote sensing data of sea surface temperature (SST) and chlorophyll *a* (CHL) with 1 km spatial resolution from three sensors over 18 years (2002-2019). CHL climatologies confirm there are two blooms a year, starting in the north, then south. SST fronts are identified on a daily basis using a histogram analysis algorithm. The Labrador Sea is divided into 4 regions to allow better data coverage. Our results show a negative correlation between fronts-rich periods and following seasonal CHL productivity. Correlations are maximum using a temporal lag of 16 or 32 days, which implies that fronts effect is not instantaneous. These results suggest that a strong front population initiates a downwelling that drives nutrients below the euphotic zone ; nutrients which become only limitant in summer. No correlation was shown in spring when the production is maximized.

Table des matières

1	Introduction	1
1.1	Le phytoplancton en région subpolaire	2
1.2	Mer du Labrador	3
1.2.1	Hydrographie et circulation	3
1.2.2	Productivité primaire	5
1.3	Principes de télédétection	6
1.3.1	Température de surface	7
1.3.2	Couleur de l'eau	8
1.3.3	Propriétés optiques de la mer du Labrador	9
1.4	Hypothèses et portée de la recherche	9
2	Méthodologie	12
2.1	Jeu de données	12
2.1.1	Produit satellitaire niveau 2	12
2.1.2	Capteurs satellitaires	13
2.2	Discrétisation du domaine	14
2.3	Traitements numériques	15
2.3.1	Prétraitement	16
2.3.2	Projection des images	17
2.3.3	Produits journaliers, bimensuels et mensuels	19
2.3.4	Détection des fronts de SST	19

2.3.5	Analyses statistiques	26
3	Résultats	29
3.1	Disponibilité en données	29
3.2	Variations saisonnières	31
3.2.1	Climatologies mensuelles	31
3.2.2	Fréquence de fronts	34
3.2.3	Cycles annuels	34
3.3	Variabilité inter-annuelle	38
3.3.1	Anomalies	40
3.4	Bilan des résultats	45
4	Discussion	48
4.1	Couverture nuageuse et disponibilité en données	49
4.2	Les blooms dans la mer du Labrador	50
4.3	Fronts océaniques et lien avec la production phytoplanctonique	52
5	Conclusion	58

Table des figures

1.1	Carte affichant les principaux courants de la mer du Labrador (flèches noires). Les "x" représentent des stations d'échantillonnage sur le transect AR7W. Carte tirée de Yashayaev et al. (2003).	4
2.1	Couverture temporelle des produits satellitaires utilisés.	13
2.2	Carte bathymétrique de la mer du Labrador affichant les quatre polygones définis : central nord (rouge), central sud (bleu), plateau du Labrador (vert) et plateau du Groenland (jaune)	15
2.3	Schéma de la chaîne de traitement des données.	16
2.4	Longitude projetée sur la grille initiale curvilinéaire (gauche) et sur la grille principale linéaire de 1 km (droite) pour MODIS-A et VIIRS	18
2.5	SST et deux fenêtres $32 \times 32 \text{ km}^2$ tel que pourrait échantillonner l'algorithme. La fenêtre 1 contient un front et la fenêtre 2 n'en contient pas	21
2.6	Histogrammes de fréquence bimodale (haut gauche) et unimodale (haut droite) des fenêtres de la figure 2.5 pour la SST. En bas à gauche (fenêtre 1) les isothermes montrent clairement la population froide (ω_1 , représenté en bleu) et la population chaude (ω_2 , représenté en rouge) qui suggère la présence d'un front. En bas à droite (fenêtre 2) une seule population est présente donc aucun front ne sera identifié.	24
2.7	Une différente cohésion spatiale pour deux distributions identiques de SST. À gauche la fenêtre 1 originale (voir figure 2.5; $C = 0.98$) et à droite une version randomisée spatialement qui échoue le test de cohésion ($C = 0.64$).	25

2.8	Exemple d'une image de SST avec les fronts identifiés en noir.	27
3.1	Visibilité annuelle moyenne pour la période 2002-2019. En dessous l'histogramme de fréquence pour l'ensemble du domaine.	30
3.2	Visibilité mensuelle moyenne d'un pixel pour quatre polygones et durant la période 2002-2019.	31
3.3	Climatologie moyenne mensuelle pour SST (haut) et CHL (bas), d'avril à septembre (04 à 09) pour la période de 2002 à 2019. En encart, l'histogramme de fréquence de la distribution ; en abscisse, chlorophylle et température respectivement.	33
3.4	Fréquence de fronts de la mer du Labrador pour la période entière 2002 à 2019. L'histogramme de fréquence représente tous les pixels du domaine présenté ci-dessus.	35
3.5	Cycle annuel de SST pour les quatre polygones sur la période 2002-2019. Données au 16 jours. L'aire colorée représente un écart type. La ligne verticale représente la valeur maximum de la série temporelle	37
3.6	Cycle annuel de CHL pour les quatre polygones sur la période 2002-2019. Données au 16 jours. L'aire colorée représente un écart type. La ligne verticale représente la valeur maximum de la série temporelle	37
3.7	Cycle annuel de FF_{sst} pour les quatre polygones sur la période 2002-2019. Données mensuelles. L'aire colorée représente un écart type. La ligne verticale représente la valeur maximum de la série temporelle	38
3.8	Séries temporelles de SST pour les quatre régions. La période en gris correspond aux mois d'avril à septembre. La ligne noire horizontale représente le zéro.	41
3.9	Séries temporelles de CHL pour les quatre régions. La période en gris correspond aux mois d'avril à septembre. La ligne noire horizontale représente le zéro.	41
3.10	Séries temporelles de FF_{sst} pour les quatre régions. La période en gris correspond aux mois d'avril à septembre.	42
3.11	Anomalies temporelles standardisées de CHL, SST (16 jours) et FF_{sst} (mensuel) pour les zones centrales de la mer du Labrador. La période en gris correspond aux mois d'avril à septembre.	43

3.12 Anomalies temporelles standardisées de CHL, SST (16 jours) et FF_{sst} (mensuel) pour les zones marginales. La période en gris correspond aux mois d'avril à septembre.	44
3.13 Régressions linéaires (coefficient de corrélation de Pearson) entre l'anomalie de CHL et de FF_{sst} des quatre polygones A) sans décalage, B) avec un décalage de 16 jours et C) avec un décalage de 32 jours. Pour le décalage, la variable FF_{sst} est devancée temporellement par rapport à la CHL. En vert les données du printemps, en mauve les données d'été.	46
3.14 Coefficient de corrélation de Pearson (r) en fonction du décalage temporel, pour le printemps (vert) et l'été (mauve). Les cercles supplémentaires représentent un coefficient avec une valeur $p < 0.05$. Lorsque le décalage (timelag) est négatif/positif, l'anomalie de FF_{sst} est retardée/devancée par rapport à l'anomalie de CHL.	47

Liste des tableaux

- 2.1 Superficie des polygones 16
- 2.2 Nombre d'images satellitaires acquises et traitées par an. 17

Introduction

Tout système biologique nécessite un moteur énergétique. En exploitant la lumière du soleil, la production primaire de l'océan est le pilier de presque tous les écosystèmes marins. Le phytoplancton est le principal producteur primaire de l'océan pélagique (Lalli and Parsons, 1997). La photosynthèse phytoplanctonique contribue également à la pompe biologique en capturant le carbone atmosphérique. Dans l'Océan Atlantique Nord, la phénologie du phytoplancton est marquée par une saisonnalité rapide et intense (Siegel et al., 2002). Cette saisonnalité est particulièrement sensible aux changements du climat, ce qui justifie le besoin de comprendre davantage le système (Lacour et al. 2015; Sundby et al. 2016). Le contrôle par les processus physiques est souvent utilisé pour expliquer la période et l'intensité des blooms (Sverdrup 1953). En haute latitude de l'Océan Nord Atlantique, on retrouve de vastes étendues d'eau libre de glace qui réagissent au cycle de lumière extrême (Sundby et al., 2016). Dans la mer du Labrador, la convection profonde hivernale réapprovisionne la surface en nutriments. Pour croître cependant, le phytoplancton a besoin d'une certaine stabilité de la colonne d'eau afin de profiter de la lumière à la surface de l'océan et ainsi assimiler les nutriments disponibles. La stratification est le principal mécanisme qui explique l'initiation des blooms (Waniek et al., 2005). Il est de plus en plus reconnu que la dynamique à petite échelle spatiale (mésoséchelle et submésoséchelle) joue un rôle sur la production phytoplanctonique (Frajka-Williams et al. 2009; Klein and Lapeyre 2009; Frajka-Williams and Rhines 2010; Mahadevan et al. 2012; Mahadevan 2016, Lévy et al. 2018). Les structures frontales à petite échelle spatiale (<100 km à l'horizontale) sont observables à partir d'images satellitaires de température de surface de la mer (*sea surface temperature* ou SST) et de couleur de l'eau. Dans ce travail, nous utilisons 18 ans de données satellitaires (2002-2019) à fine résolution spatiale (1 km) pour étudier l'effet des

fronts de SST sur le phytoplancton dans la mer du Labrador. Dans ce mémoire, les fronts océaniques seront utilisés pour décrire la dynamique physique de la couche de surface. Nous allons montrer que l'effet des fronts océaniques est important au printemps, mais qu'il affecte principalement le bloom estival.

1.1 Le phytoplancton en région subpolaire

Le phytoplancton regroupe tous les organismes unicellulaires autotrophes capables de photosynthèse. La croissance de cet organisme dépend de la lumière et des nutriments disponibles dans l'eau. Sverdrup (1953) a proposé un modèle couramment utilisé pour expliquer l'initiation des blooms phytoplanctoniques dans l'Atlantique Nord. Ce modèle assume qu'un bloom printanier est déclenché lors que la profondeur de la couche de mélange (*mixed layer depth* ou MLD) atteint la profondeur critique ; qui correspond à la limite où la production de phytoplancton dépasse les pertes dues à la respiration (autotrophes et hétérotrophe) ou au broutage par le zooplancton. La profondeur critique dépend surtout de la lumière et des nutriments. La lumière est très rapidement atténuée lorsqu'elle pénètre dans l'eau. La photosynthèse a donc lieu près de la surface, dans la partie éclairée de la colonne d'eau, nommée la zone euphotique. Lorsque la lumière est abondante, les nutriments dans la zone euphotique sont rapidement consommés par le phytoplancton. En région subpolaire, la convection hivernale – induit par le refroidissement de la surface au contact de l'air et des vents – assure un mélange vertical et par le fait même un réapprovisionnement en nutriments à la surface ; dans la mesure où les nutriments sont abondants sous la zone euphotique (Severin et al., 2014). Puisqu'il s'agit d'une région en haute latitude, le faible ensoleillement est un facteur limitant pendant une bonne partie de l'année. De plus, bien que le mélange vertical transporte des nutriments à la surface, il exporte aussi le phytoplancton sous la zone euphotique, limitant sa croissance par manque de lumière. Conséquemment, la stratification de surface est un mécanisme important qui amincit la MLD et emprisonne le phytoplancton et les nutriments dans la zone euphotique, où ils pourront être assimilés. Typiquement, lorsque la lumière augmente au printemps et que la colonne d'eau commence à se stratifier, la population de phytoplancton croît exponentiellement. Dans ce mémoire, nous allons nous intéresser au bloom de phytoplancton, plus particulièrement dans la mer du Labrador située

dans le nord-ouest de l'océan Atlantique Nord.

1.2 Mer du Labrador

1.2.1 Hydrographie et circulation

La mer du Labrador est influencée par la branche ouest de la gyre subpolaire de l'océan Atlantique Nord et par les courants qui transportent des eaux froides et moins salées de l'Arctique (figure 1.1). Cette région est le site de formation d'une énorme couche intermédiaire froide nommée *Labrador Sea Water* (LSW). En hiver, le flux de chaleur entre la mer et l'atmosphère initie un mouvement vertical convectif dans la colonne d'eau qui peut atteindre plus de 2000 m de profondeur (Yashayaev et al., 2003). Cette masse d'eau hivernale, formée au centre du bassin de la mer du Labrador, est la LSW qui acquiert des propriétés qui lui sont propres (c.-à.-d. froide et riche en oxygène) et qui dépendent de l'intensité de la convection hivernale (Lazier et al. 2002 ; Pickart et al. 2002). Une partie de cette masse d'eau est ensuite exportée vers le sud, plus tard dans la saison, et forme des eaux intermédiaires qui contribuent à la circulation méridionale tout en supportant la ventilation de l'océan à l'échelle globale (Yashayaev et al., 2007). Sous la LSW (2300-300 m) on retrouve la *Northeast Atlantic Deep Water* (NEADW) puis tout au fond le *Denmark Strait Overflow Water* (DSOW ; Yashayaev et al. 2003). En bordure du bassin, la circulation générale de la mer du Labrador est cyclonique. À la surface, sur le plateau continental est (0-200 m) circule le *Western Greenland Current* (WGC) composé d'eau froide et douce d'origine Arctique (figure 1.1). Entre 200 et 800 m on retrouve le courant d'Irminger (*Irminger Current* ou IC) qui longe le talus continental, composé d'eau chaude et salée d'origine subtropicale (Frajka-Williams and Rhines, 2010). À l'ouest, il y a le courant du Labrador (*Labrador Current* ou LC) qui coule en surface vers le sud (Brandt, 2004), constitué d'une eau froide et moins salée d'origine Arctique (figure 1.1).

L'intensité des courants en marge continentale (traduction de *boundary currents* ; WGC et IC) varie en fonction des saisons. Naturellement, le WGC est amplifié en été avec la fonte de la glace de mer et de l'inlandsis Groenlandais, alors qu'au contraire, le IC est à son maximum pendant l'hiver (Rykova et al., 2015). Des structures tourbillonnaires de 10 à 100 km de diamètre (dit mésoéchelle) en équilibre géostrophique sont formées dans la mer du Labrador (Lilly and Rhines, 2002). Comme

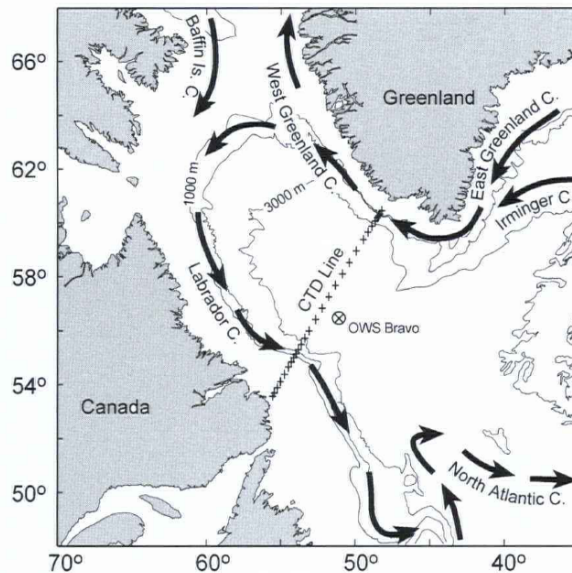


FIGURE 1.1 – Carte affichant les principaux courants de la mer du Labrador (flèches noires). Les "x" représentent des stations d'échantillonnage sur le transect AR7W. Carte tirée de Yashayaev et al. (2003).

les tourbillons de mésoéchelle laissent une empreinte sur la topographie de la surface de la mer relativement vaste, il est possible de les observer par altimétrie satellitaire. L'indicateur altimétrique d'énergie cinétique tourbillonnaire (*Eddy Kinetic Energy* ou EKE; cm^2s^{-2}) est souvent utilisé pour décrire le champ d'activité mésoéchelle par les océanographes. De nombreux travaux démontrent un maximum de EKE sur le talus continental du Groenland à 62°N (Brandt 2004; Katsman et al. 2004; Rykova et al. 2009; de Jong et al. 2013; Lacour et al. 2015). Il est communément admis que la plupart de ces tourbillons sont générés par des instabilités au sein des courants qui longent le talus continental du Groenland (Brandt, 2004). En raison de la disposition topographique du talus continental, les courants sont redirigés vers le large ce qui génère des instabilités barocliniques (Frajka-Williams and Rhines, 2010). De ce fait même, les tourbillons de mésoéchelle générés sur le talus ont tendance à se propager vers le large, soit vers l'ouest (Lilly et al., 2003). Parmi ces tourbillons, on retrouve beaucoup de structures cohérentes anticycloniques nommées anneaux d'Irminger (Lilly et al. 2003; Rykova et al. 2009; Frajka-Williams and Rhines 2010, de Jong et al. 2016) Les anneaux d'Irminger contribuent à l'advection horizontale de l'eau côtière (froide et douce) vers l'intérieur du

bassin (Frajka-Williams and Rhines, 2010). Ces eaux favorisent la stratification printanière et l'initiation relativement précoce du bloom de phytoplancton dans le nord de la mer du Labrador (voir section suivante ; Wu et al. 2008, Frajka-Williams and Rhines 2010, Lacour et al. 2017, Marchese et al. 2019). On sait aussi que le processus de convection profonde en tant que tel peut également générer des tourbillons directement au centre de la mer du Labrador (Brandt 2004, Rykova et al. 2009). De plus, en bordure des structures mésoéchelles se développent des instabilités barocliniques sub-mésoéchelles (1-10 km à l'horizontale) agéostrophiques. Cette dynamique turbulente est également très favorable à la frontogénèse (Callies et al., 2015). Les travaux de modélisation de de Jong et al. (2016) démontrent que très peu de structures cohérentes mésoéchelles (ex : Anneaux d'Irminger) se rendent jusqu'à la zone centrale de convection de la mer du Labrador. Il souligne donc l'importance des structures non cohérentes submésoéchelles dans l'échange avec le bassin de la mer du Labrador.

1.2.2 Productivité primaire

La mer du Labrador est un système où la lumière est limitante pour les organismes autotrophes pendant plusieurs mois de l'année. La convection remonte les nutriments à la surface en hiver, mais ils ne peuvent pas être assimilés en raison du manque de lumière. Au printemps, lorsque la lumière augmente, la stratification permet au phytoplancton de rester dans la zone euphotique et le bloom commence. Il y a typiquement deux principaux blooms dans la mer du Labrador : un au nord au printemps et un au sud au début de l'été (juin ; Wu et al. 2008 ; Frajka-Williams and Rhines 2010). Le premier bloom débute en avril, il est hâtif, rapide et intense. Contrairement aux autres régions sub-polaires, dans la mer du Labrador, le premier bloom débute au nord par opposition au deuxième qui est localisé au sud (Wu et al., 2008). Le bloom du nord débute avant la stratification thermique. En effet, c'est la stratification haline dans le nord qui détermine la date d'initiation du bloom (Frajka-Williams and Rhines, 2010). L'éclairement solaire, l'eau de fonte du Groenland et l'activité tourbillonnaire sont tous les trois des variables corrélés avec l'intensité du bloom nord (Frajka-Williams and Rhines, 2010). De plus, la région nord correspond à la zone maximum de EKE (de Jong et al., 2016). Les tourbillons qui pénètrent dans la mer du Labrador contribuent à la stratification haline, ce qui influence la date de début du bloom (Frajka-Williams et al. 2009 ; Mahadevan et al. 2012). Plus au sud, le bloom d'été débute en juin et est causé par la stratification thermique qui est également

favorisé par l'arrêt de la convection profonde (c-à-d., quand l'atmosphère commence à réchauffer l'océan; Taylor and Ferrari 2011; Ferrari et al. 2015; Marchese et al. 2019). La date de début de bloom d'été est corrélée avec l'augmentation de l'ensoleillement et l'inversion des flux de chaleur (Frajka-Williams and Rhines 2010, Marchese et al. 2019) tandis que l'intensité serait contrôlée par les prédateurs (Lacour et al., 2015). Par ailleurs, la convection elle-même contribuerait à la survie du phytoplancton pendant l'hiver par la réduction du broutage et par la diminution de la sédimentation des cellules phytoplanctoniques (Balaguru et al., 2018).

La télédétection satellitaire permet le monitoring de la concentration de chlorophylle – pigment abondant du phytoplancton – basé sur la couleur de l'eau. La section suivante décrit les principes fondamentaux de la télédétection, ainsi que son application pour les variables océanographiques tels que la SST et la CHL.

1.3 Principes de télédétection

La télédétection passive fait usage des radiations électromagnétiques pour percevoir avec sa cible. Les radiations peuvent être émises par le soleil ou par la cible elle-même – en infrarouge thermique par exemple. Les satellites sont munis de radiomètres pouvant capter l'intensité de l'énergie électromagnétique réfléctée – ou émise – par la cible pour différentes bandes spectrales. La luminance (*radiance* en anglais) (L) mesurée par le radiomètre pour une bande spectrale donnée se définit ainsi :

$$L = \frac{\rho E \tau}{\pi} + L_{path} \quad (1.1)$$

Où E est l'éclairement au sol, ρ est la réflectance de surface, τ est la transmittance atmosphérique (Tempfli et al., 2009) et L_{path} est la luminance du ciel. La réflectance ρ étant un ratio d'éclairement (sans unité), la division par π permet de passer de l'éclairement à la luminance tel que mesurée par le capteur satellitaire. Des corrections atmosphériques doivent être appliquées afin de retirer la contribution de l'atmosphère à la luminance mesurée qui provient des processus de diffusion par les aérosols (Mie) et les gaz (Rayleigh) perturbant le signal radiométrique. Finalement, les instruments de télémétrie de très haute précision sur les plateformes satellitaires permet le géoréférencement de tous les points de mesure (pixels) afin de créer une image. Dans ce mémoire, des données de

température de surface de la mer et de la couleur de l'eau seront utilisées. Les sections suivantes décrivent brièvement les fondements théoriques et pratiques sur lesquelles se base la télédétection de ces propriétés de l'océan.

1.3.1 Température de surface

La température de surface de la mer (SST) est déterminée à partir des mesures de luminance dans l'infrarouge thermique entre 9 et 12 μm (*long-wave infrared* ou LWIR). La mesure satellitaire représente la température ($^{\circ}\text{C}$) d'une mince couche superficielle de la mer (quelques micromètres) en utilisant les bandes spectrales à 11 et 12 μm . Comme l'eau est un corps noir presque parfait (émissivité égale à 1), la luminance mesurée peut être convertie en température de brillance (T_B) à l'aide de la loi physique des corps noir de Stefan-Boltzmann ($L \sim \sigma T_B^4$; σ est la constante de Stefan-Boltzmann égale à $5.67 \times 10^{-8} \text{W.m}^{-2}\text{K}^{-4}$). Il faut être conscient que la SST n'est pas équivalente à une mesure *in situ*. On peut retenir qu'en général la couche superficielle est théoriquement plus froide que l'eau sous-jacente en raison du flux de chaleur océan-atmosphère (Wong and Minnett, 2018). Un algorithme non-linéaire est couramment utilisé pour convertir les températures de brillance dérivées des bandes thermiques en SST (*non-linear SST* ou NLSST; Wong and Minnett 2018; Kilpatrick et al. 2015) :

$$SST = c_1 + c_2 \times T_{11} + c_3 \times (T_{11} - T_{12}) \times T_{sfc} + c_4 \times (\sec(\theta) - 1) \quad (1.2)$$

Où T_{11} et T_{12} sont les températures de brillance des bandes spectrales 11 et 12 μm , T_{sfc} est une estimation de la température de surface qui sert de référence, θ est l'angle zénithal du satellite et c_1 à c_4 sont différents coefficients empiriques basés sur des observations *in situ* (NASA Ocean Biology Processing Group, c). Les principaux facteurs qui nuisent à la justesse du résultat sont : l'absorption causée par la vapeur dans l'atmosphère ; un changement de longueur du chemin optique causé par l'angle de visée ; et le besoin d'une estimation *in situ* de surface à différentes températures et différentes concentrations de vapeur dans l'air (Kilpatrick et al., 2015).

1.3.2 Couleur de l'eau

Les capteurs satellitaires utilisent le spectre visible pour estimer des variables océanographiques comme la concentration en chlorophylle-*a* (CHL). La CHL est le principal pigment du phytoplancton, qui lui permet d'absorber la lumière pour effectuer la photosynthèse (Lalli and Parsons, 1997). Ce pigment absorbe les portions rouge et bleu, mais reflète la portion verte du spectre électromagnétique. Différents types d'algorithmes permettent d'estimer la concentration de CHL à la surface de la mer (mg m^{-3}) à partir de la réflectance spectrale de la mer. Par exemple, les algorithmes empiriques établissent une relation mathématique entre la concentration *in situ* de CHL et les ratios de réflectance entre le vert et le bleu. La propriété optique utilisée pour estimer la CHL est la réflectance satellitaire juste au-dessus de l'eau (*remote sensing reflectance* en anglais ou R_{rs} ; sr^{-1}). La $R_{rs}(\lambda)$ mesure la proportion de l'éclairement incident qui est retournée vers l'atmosphère, provenant de la colonne d'eau (rétrodiffusion) et dans une direction précise (θ, ϕ) :

$$R_{rs}(\theta, \phi, \lambda) \equiv \frac{L_w(\text{air}, \theta, \phi, \lambda)}{E_d(\text{air}, \lambda)} \quad (1.3)$$

Où $L_w(\lambda)$ est la luminance qui quitte la colonne d'eau (*water-leaving radiance* en anglais) qu'on obtient en procédant à la correction atmosphérique et $E_d(\lambda)$ est l'éclairement incident juste avant de pénétrer dans l'eau (*plane downwelling irradiance* en anglais; Mobley et al. 2020).

L'algorithme empirique OCx correspond à une relation polynomiale entre la CHL et la R_{rs} dans le bleu et vert (entre 440 et 555 nm) :

$$\log_{10}(CHL) = a_0 + \sum_{i=1}^4 a_i \left(\log_{10} \left(\frac{R_{rs}(\lambda_{\text{blue}})}{R_{rs}(\lambda_{\text{green}})} \right) \right) \quad (1.4)$$

Où a_0 à a_4 sont des coefficients empiriques propres à chaque capteur satellitaire. Le produit de CHL distribué par la NASA provient de OCI, qui correspond à la combinaison de deux algorithmes, soit OCx et *color index* (CI), qui calcule la différence de réflectance dans le vert, bleu et rouge. Les bandes spectrales (λ) 443, 555 et 670 nm sont utilisés pour le bleu, le vert et le rouge, respectivement

(Hu et al. 2012; NASA Ocean Biology Processing Group a).

$$CI = R_{rs}(\lambda_{green}) - [R_{rs}(\lambda_{blue}) + (\lambda_{green} - \lambda_{blue})/(\lambda_{red} - \lambda_{blue}) * (R_{rs}(\lambda_{red}) - R_{rs}(\lambda_{blue}))]$$

(1.5)

En utilisant ces algorithmes empiriques globaux, on espère que les propriétés optiques inhérentes de l'eau sont principalement dictées par la présence du phytoplancton et que les propriétés optiques de ce dernier soient comparables à celles moyennées à l'échelle globale (Morel and Maritorena, 2001). Toute autre composante (organique ou inorganique, particulaire ou dissoute) présente dans l'eau interagissant avec la radiation verte, bleue ou rouge, et non corrélée avec la présence de phytoplancton, peut causer un biais dans l'estimation de la concentration en CHL. Toutefois, si l'algorithme empirique est paramétrisé avec un jeu de données qui caractérise adéquatement l'environnement d'étude, l'estimation de CHL est conséquemment bonne, indépendamment du type de composantes présentes dans l'eau.

1.3.3 Propriétés optiques de la mer du Labrador

Deux études décrivent les propriétés optiques propres à la mer du Labrador à partir d'observations *in situ*, mettant en évidence les deux assemblages phytoplanctoniques principaux : les diatomées et les prymnesiophytes (Stuart et al., 2000; Cota et al., 2003). Ces études démontrent que l'absorption spécifique à la CHL est inférieure pour les grandes cellules diatomées que pour les petites cellules prymnesiophytes et inversement la réflectance est supérieure pour les diatomées (Stuart et al., 2000; Cota et al., 2003). L'absorption particulaire totale à 443 nm est inférieure que pour d'autres régions en plus basse latitude (Cota et al., 2003). De plus, dans la mer du Labrador, les algorithmes globaux sous-estiment généralement la concentration en CHL, en particulier si <10 mg m⁻³ (Cota et al., 2003).

1.4 Hypothèses et portée de la recherche

Bien que l'effet des processus physiques à petite échelle et leur rôle sur la production phytoplanctonique dans la mer du Labrador est de mieux en mieux documenté, les résultats publiés à ce

jour sont loin de converger vers les mêmes conclusions. Plusieurs explications théoriques sont proposées, mais on ne comprend pas totalement l'impact de ces processus physiques sur la CHL. Par exemple, on a observé des structures cohérentes mésoéchelle permettant l'advection d'eau douce dans le centre de la mer du Labrador, contribuant à l'amincissement de la MLD (Frajka-Williams et al., 2009). Par opposition, les modèles numériques à fine résolution spatiale montrent que la population de tourbillons mésoéchelle constitue un puits de nutriments (*nutrient sink*) en induisant un pompage vers le fond (McGillicuddy et al., 2003). De plus, les vitesses verticales (bidirectionnelles) engendrées par les instabilités submésoéchelle sont si rapides qu'il n'est pas clair si le phytoplancton a le temps d'assimiler complètement les nutriments avant d'être replongé dans le noir (Lévy et al., 2012). Une manière d'étudier les processus mésoéchelle est de détecter des fronts océaniques au moyen d'imagerie satellitaire (p.ex., Kahru et al., 2018). Les fronts peuvent à la fois contribuer à la productivité en remontant des nutriments dans la zone euphotique, à la fois être un site de plongée des eaux qui transporte les organismes vers le fond (Frajka-Williams et al., 2009). L'impact des fronts sur la production phytoplanctonique est-il aléatoire et anecdotique ou existe-t-il des patrons observables? Cyr and Larouche (2015) ont construit un catalogue de 25 ans de fronts océaniques pour les eaux côtières canadiennes, incluant la mer du Labrador. Bien que les recherches de Cyr and Larouche (2015) aient influencé la méthodologie de ce présent travail, il s'agit d'un exercice descriptif qui ne donne pas de réponses claires sur les interactions entre la SST et la CHL. Aucune étude à long terme n'a été faite spécifiquement dans la mer du Labrador pour documenter les fronts océaniques à fine échelle spatiale (<10 km). L'intensité des vitesses verticales associées à la submésoéchelle est maximale en hiver (Lévy et al., 2018) et on ne sait pas si cela peut avoir un effet à retardement sur la biologie, au printemps suivant.

On suppose que l'abondance de fronts au printemps est corrélé à l'activité mésoéchelle et contribue à la stratification haline et que par le fait même elle est positivement corrélée avec la production printanière de CHL. On suppose aussi que le transport vertical de nutriments dans la zone euphotique causé par les fronts peut augmenter l'intensité du bloom en été. Dans ce travail, on utilise des données satellitaires de SST et de CHL à pleine résolution spatiale (1 km) sur la période 2002 à 2019. On applique un algorithme par histogramme pour détecter les fronts présents dans les champs de SST. L'utilisation des fronts comme indicateur binaire (présence/absence) nous permettra de percevoir

tout processus physique confondu capable de frontogénèse, indépendamment de son intensité.

En résumé, les objectifs du mémoire sont :

- Construire une base de donnée interannuelle de SST/CHL à l'échelle journalière et à 1 km de 2002 et 2019.
- Implémenter un algorithme de détection de front sur les données SST et l'appliquer sur toutes les données disponibles.
- Caractériser la variabilité des fronts dans la mer du Labrador.
- Démontrer quantitativement l'impact des fronts sur la CHL.

Le mémoire se présente sous une forme classique avec tout d'abord une section Méthodologie qui décrit les jeux de données utilisés et les traitements numériques appliqués. La méthode de détection des fronts est décrite en détails. Les résultats sont ensuite présentés, suivi d'une discussion et d'une conclusion générale.

Méthodologie

2.1 Jeu de données

2.1.1 Produit satellitaire niveau 2

Les produits satellitaires de niveau 2 (L2) ont été obtenus auprès du Centre d'Archivage et de Distribution de la Biologie Océanique (*Ocean Biology Distributed Active Archive Center* ou OB.DAAC) du NASA *Ocean Biology Processing Group* (OBPG). On a choisit le produit L2 puisqu'il possède la résolution spatiale native de l'image à 1 km. De plus, les variables géophysiques (SST, CHL) y sont déjà dérivées. La SST et la CHL sont obtenus en deux fichiers distincts. La calibration du capteur est effectuée par le OB.DAAC (NASA Ocean Biology Processing Group, f). La CHL utilisée a été estimée à avec l'algorithme OCI. Il s'agit d'un algorithme empirique basé sur la réflectance satellitaire dans la région bleue-verte du spectre visible. OCI combine deux méthodes : l'algorithme empirique standard OCx avec l'indicateur de couleur CI (Hu et al., 2012; NASA Ocean Biology Processing Group, a). Pour la SST on a utilisé une version modifiée de l'algorithme non linéaire de SST (*nonlinear SST algorithm* ou NLSST) qui utilise la température de brillance satellitaire dans l'infrarouge à 11 μ m et 12 μ m (NASA Ocean Biology Processing Group, c). À l'algorithme NLSST est ajouté des coefficients empiriques de corrections supplémentaires, intégrant des données de température *in situ* ainsi que des correspondances provenant d'autres satellites (NASA Ocean Biology Processing Group, c). Ces opérations sont faites opérationnellement sur les données de SST distribuées par le OBPG.

Les produits satellitaires L2 sont distribués sous le format NetCDF. Chaque fichier contient ses

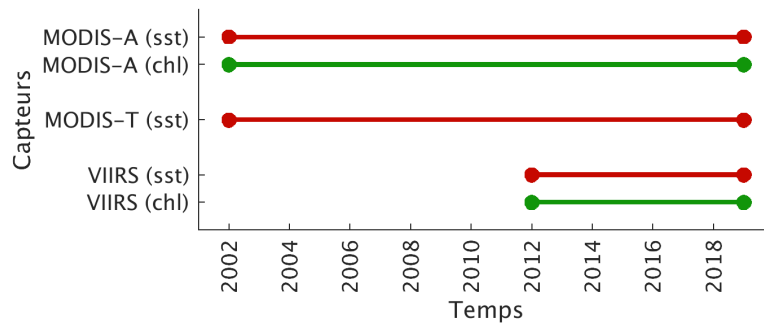


FIGURE 2.1 – Couverture temporelle des produits satellitaires utilisés.

propres masques permettant d'identifier les classes de pixels spéciaux, ou tout simplement invalides. Il y a 32 masques encodés sous une matrice 32 bits ; où chaque bit correspond à un masque spécifique (NASA Ocean Biology Processing Group, b). Les 3 masques qui seront appliqués sont ceux de nuage et glace (*cloudice*), de terre (*land*) et de lumière parasite qui permet d'éliminer les bordures de nuages (*straylight*). Pour les deux variables, on utilise les mêmes masques, c'est-à-dire ceux présents dans le fichier de CHL.

2.1.2 Capteurs satellitaires

Les capteurs satellitaires sélectionnés sont *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) Aqua (MODIS-A), MODIS Terra (MODIS-T) et *Visible Infrared Imaging Radiometer Suite* (VIIRS) du *Suomi National Polar-orbiting Partnership*. L'intérêt des capteurs MODIS et VIIRS est qu'ils peuvent mesurer la SST et la CHL en simultanément, assurant ainsi une correspondance instantanée entre les deux variables. Ils bénéficient tous les deux d'une résolution spatiale de ≤ 1 km, nécessaire pour résoudre adéquatement la submésoséchelle. Comme la validité des données de CHL provenant de MODIS-T est remise en question en raison de la calibration des bandes visibles, ce produit ne sera exploité que pour les données de SST de 2002 à 2019 (Franz et al., 2008). Le satellite MODIS-A couvre la période 2002-2019 tandis que VIIRS couvre 2012-2019 (figure 2.1). La couverture temporelle totale pour ce projet est donc de 2002 à 2019, mais la densité des données augmente à partir de 2012.

Téléchargement et critères de sélection

La plateforme de téléchargement de l'OB.DAAC offre des outils qui permettent de trier et découper les images, ce qui réduit le volume total de données téléchargées. On a établi un seuil minimum de couverture spatiale de manière à retenir une image seulement si 25% des pixels font partie du domaine géographique suivant : 52-65°N et 40-65°W. Ceci permet d'éviter de télécharger toutes les images qui recoupent trop peu le domaine. De plus, les images ont été automatiquement tronquées de manière à ne télécharger que les pixels à l'intérieur du domaine. Toutes les images ne sont donc pas de la même taille.

2.2 Discrétisation du domaine

On a segmenté le domaine en quatre polygones géographiques. La discrétisation spatiale implique de rassembler les pixels au sein d'une catégorie qualitative dans le but d'augmenter le nombre d'observations totales, mais tout en conservant une variabilité régionale. Comme la quantité de pixels valides est un élément observationnel limitant (causé par nuages et glace) la discrétisation spatiale augmente la robustesse des statistiques descriptives. Nous avons tenté d'effectuer des statistiques temporelles pour chaque pixel respectif, mais le nombre d'observations était rarement suffisant.

La région centrale a été divisée en deux polygones distincts séparés par une mince bande au 60^e parallèle (figure 2.2 en rouge et bleu). Cette région centrale est divisée en deux puisqu'on s'attend à capturer des différences biogéographiques selon l'axe nord-sud; Frajka-Williams and Rhines (2010) et Marchese et al. 2019 suggèrent que l'efflorescence du nord est plus hâtive que celle du sud. La zone nord est reconnue pour ses blooms printaniers intenses tandis que la zone sud contient le site principal de convection profonde. Le polygone du Groenland (jaune) couvre la portion du plateau continental à une profondeur de moins de 3000 m et à l'intérieur de la limite -52.5°E. Il contient la zone de EKE maximum située à 62°N. Le polygone du Labrador situé sur le plateau continental (vert), regroupe les pixels à moins de 2000 m de profondeur et ne dépassant pas -55 °E/ 58.5 °N. La limite nord de 58.5° se trouve légèrement en dessous de la limite sud de l'efflorescence printanière du nord de la région d'étude discuté dans la littérature – la limite approximative étant

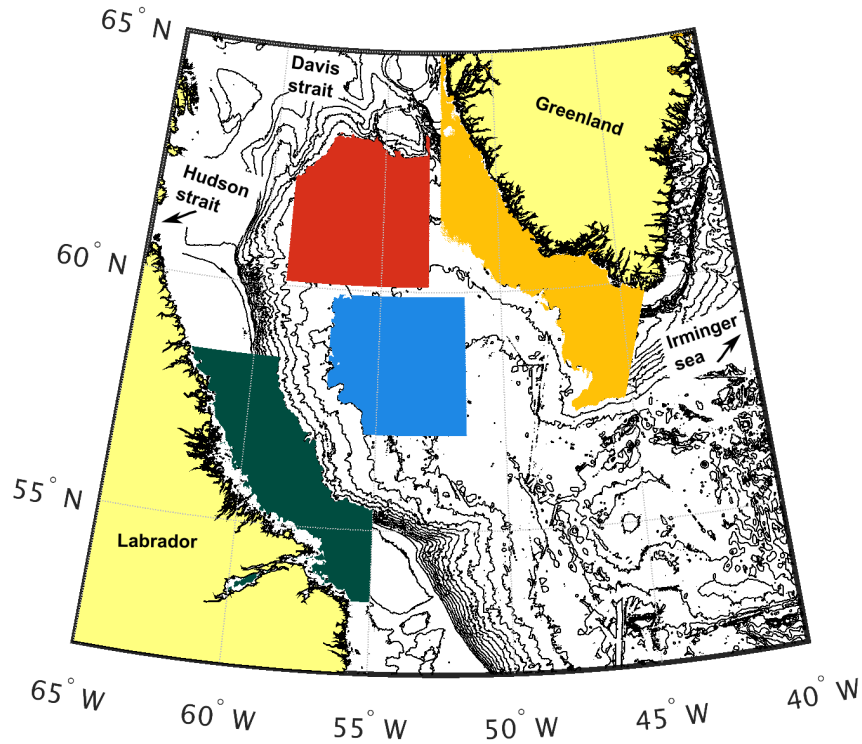


FIGURE 2.2 – Carte bathymétrique de la mer du Labrador affichant les quatre polygones définis : central nord (rouge), central sud (bleu), plateau du Labrador (vert) et plateau du Groenland (jaune)

situé à 60°N ((Frajka-Williams and Rhines, 2010; Marchese et al., 2019). Les délimitations exactes ont été déterminées et ajustées arbitrairement de manière que chaque zone soit d'une superficie comparable (tableau 2.1).

2.3 Traitements numériques

Le traitement des données comprend plusieurs étapes : nettoyage, reprojection, fusion des capteurs, regroupement temporel et détection des fronts de SST (figure 2.3). La reprojection est une étape importante pour mettre toutes les images en commun sur une même grille spatiale. Les don-

TABLE 2.1 – Superficie des polygones

Polygone	Superficie (km ²)
Nord	100 145
Sud	95 059
Groenland	105 733
Labrador	96 647

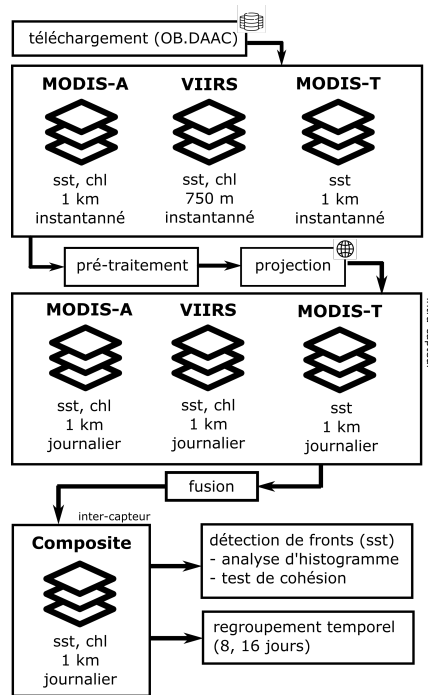


FIGURE 2.3 – Schéma de la chaîne de traitement des données.

nées de CHL sont transformées en \log_{10} pour le traitement afin de respecter la normalité de la distribution des données. Le composite journalier est ensuite généré à partir des données de tous les capteurs, sur lequel on identifie les fronts de SST. On a généré également des produits moyennés aux 16 jours qui seront utilisés pour former les séries temporelles. La figure 2.3 illustre la chaîne de traitement totale.

2.3.1 Prétraitement

Suite au téléchargement, toutes les images ont été individuellement inspectées et pré-traitées afin de tester leur intégrité et leur pertinence. Pour une raison inconnue, certains fichiers étaient corrom-

TABLE 2.2 – Nombre d’images satellitaires acquises et traitées par an.

Année	Acquises	Traitées
2002	3302	236
2003	3318	1659
2004	3328	1664
2005	3372	1636
2006	3512	1719
2007	3284	1642
2008	3106	1553
2009	3180	1590
2010	3408	1704
2011	3488	1744
2012	5021	1562
2013	5372	2686
2014	5142	2571
2015	5098	2549
2016	5278	2639
2017	5058	2528
2018	5012	2506
2019	4478	2005
Total	73657	34193

pus (masque manquant ou grille spatiale problématique). Lorsque seulement la grille spatiale était atteinte de ce problème, il était souvent possible d’interpoler (linéairement) les pixels manquants, autrement l’image était supprimée. Lors du prétraitement, on applique aussi les masques (*cloudice*, *land*, *straylight*) pour retirer les pixels problématiques. Certaines images étaient littéralement inexploitable en raison de la forte couverture nuageuse ou de la présence de glace de mer. Pour éviter de conserver de telles images inutiles, on a éliminé celles qui contenaient moins de 1% de pixel valide (SST ou CHL) par rapport à la superficie totale de l’image. Ce genre d’image occupait inutilement l’espace de stockage et augmentait significativement le temps de traitement. Suite au prétraitement, seulement 46% des images initiales ont été conservées sur les 73657 totales ; dans ce travail, 34193 images satellitaires ont été traitées au total (SST + CHL ; table 2.2).

2.3.2 Projection des images

Initialement, le produit niveau 2 est géoréférencé sur une grille spatiale curvilinéaire propre à l’orbite de son satellite (figure 2.4). On a dû projeter tous les produits sur une grille spatiale com-

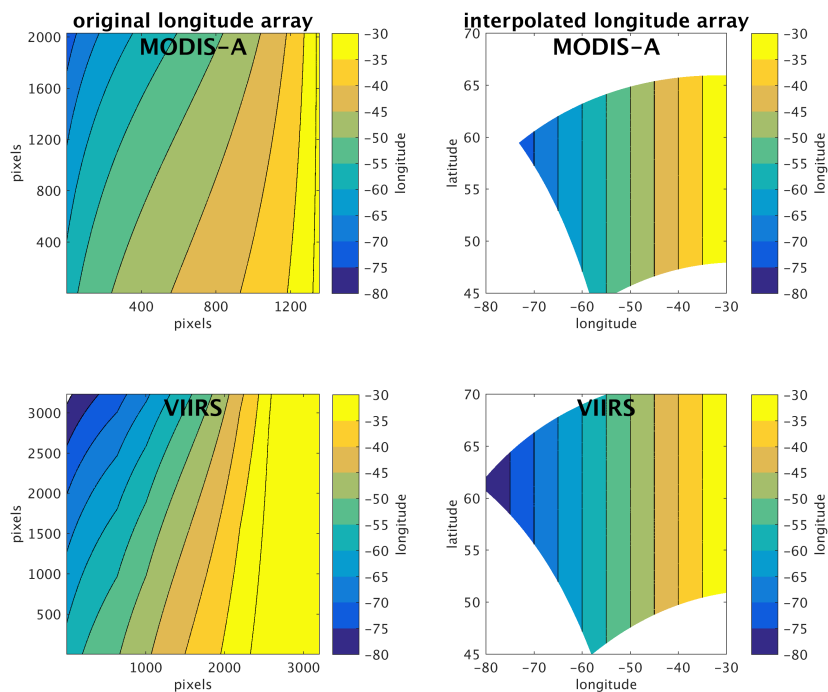


FIGURE 2.4 – Longitude projetée sur la grille initiale curvilinéaire (gauche) et sur la grille principale linéaire de 1 km (droite) pour MODIS-A et VIIRS

mune que toutes les images partageront. Pour ce faire, on établit une grille spatiale principale : il s'agit d'une grille orthogonale de 1 km de résolution spatiale qui s'étend de 52°N à 65°N et 65°W à 40°W (figure 2.2). Toutes les variables contenues dans le fichier (latitude, longitude, SST, CHL, masques) ont été projetées sur la grille principale. Avoir toutes les images sur une même grille simplifie et accélère les traitements numériques postérieurs en permettant le calcul par vectorisation. Il faut noter que la reprojction du capteur VIIRS réduit sa résolution originale de 750 m vers 1 km conformément à la grille principale. À titre de projection cylindrique équidistante on a procédé à une interpolation linéaire en 2-dimensions. Plusieurs méthodes d'interpolation ont été testées afin de déterminer la plus efficiente ; c'est-à-dire celle qui offre un bon compromis entre la qualité de l'interpolation et la vitesse de calcul. La méthode d'interpolation retenue est la fonction *griddata* disponible dans MATLAB (r2015b) et qui repose sur le principe de triangulation de Delaunay (MathWorks, 2022b). Cette fonction est numériquement optimisée et spécialement adaptée pour gérer une série

de points irréguliers – tel que les images garnies de nuages de la mer du Labrador. Il s’agit d’une fonction très rapide qui produit des résultats valides pour la grande majorité des traitements qu’on lui soumet. Toutefois, l’interpolation résultant de *griddata* n’était pas systématiquement valide lorsque les pixels sont excessivement irréguliers et organisés en grappes. En effet, sous certaines conditions, notamment lorsqu’une image contient plusieurs grappes de pixels géographiquement éloignées, des artefacts d’interpolation pouvaient être introduits. Dans la majorité des cas, ces artefacts ont pu être corrigés en réappliquant les masques interpolés sur la grille commune. À titre indicatif, la méthode offrant la meilleure qualité d’interpolation est celle par pondération inverse à la distance. Cependant, le temps de calcul s’est avéré trop long pour qu’elle soit utilisée.

2.3.3 Produits journaliers, bimensuels et mensuels

Pour chaque produit instantané, on a calculé respectivement la moyenne arithmétique journalière du capteur. Ensuite, on a utilisé la moyenne des trois produits journaliers (intra-capteur) pour générer un produit journalier unique (inter-capteur; figure 2.3). Aucune calibration n’a été effectuée pour agréger les données provenant des différents capteurs. On considère que l’erreur introduite par la fusion des différents capteurs est négligeable – tenant compte des objectifs de ce travail qui ne nécessitent pas de précision ni de justesse par rapports aux valeurs de CHL et de SST. Des produits bimensuels (16 jours) et mensuels ont ensuite été générés. Les produits bimensuels utilisent une période de 16 jours consécutifs tel que fait par le OBPG (NASA Ocean Biology Processing Group, e)

2.3.4 Détection des fronts de SST

On a appliqué un algorithme non supervisé à image unique pour la détection de fronts (*single-image edge detection* ou SIED) basé sur le principe d’analyse par histogramme. L’algorithme, qui repose entièrement sur la méthode conçue par Cayula and Cornillon (1992), a été partiellement transcrit et implémenté dans MATLAB. L’algorithme SIED a été appliqué uniquement sur le produit journalier final (c.-à-d. inter-capteurs). Une des particularités de l’algorithme est de sous-échantillonner l’image afin de capturer le contexte local, ce qui permet d’identifier des fronts à différents niveaux d’intensités (Kahru et al., 2018). En ce sens, l’approche par histogramme ne dépend pas de l’inten-

sité du gradient de SST. Contrairement à une approche basée sur le gradient de SST, cette méthode est indépendante de l'échelle horizontale.

Principe de l'algorithme SIED

L'image est sous-échantillonnée par une fenêtre mobile de 32×32 pixels (1024 km^2) qui se déplace avec un chevauchement de 50 % (16 km). La fenêtre mobile capture ainsi le contexte local de l'image. Le chevauchement sert à identifier les fronts qui se trouveraient autrement à la limite entre les deux fenêtres. Chaque fenêtre est traitée de façon indépendante. À l'échelle de la fenêtre d'échantillonnage, on définit un front comme une séparation marquée entre deux populations de température différente (ω_1 et ω_2 ; Cayula and Cornillon 1992). Selon le point de vue de l'histogramme, la présence de deux populations représente une distribution bimodale, tel que suggère l'exemple de la figure 2.6. Si au contraire l'histogramme contient une seule population, la distribution est unimodale et aucun front n'est présent. L'algorithme doit ainsi répondre à deux problèmes : d'abord, il faut déterminer si deux populations sont présentes dans la distribution ; le cas échéant, on doit ensuite trouver un seuil de température (τ) valide pour classer les deux populations (Cayula and Cornillon, 1992). Seule la distribution de la température est utilisée pour trouver τ et identifier les populations (Cayula and Cornillon, 1992). La taille de fenêtre de 32×32 pixels est choisie conformément à la méthode de Cayula and Cornillon (1992). Il s'agit d'un bon compromis permettant d'avoir, d'un côté, assez de pixels pour obtenir des statistiques fiables, de l'autre obtenir une superficie suffisamment petite pour maximiser les chances de ne pas couvrir plus de deux populations de température.

Analyse d'histogramme

On définit les pixels à l'intérieur de la fenêtre 32×32 comme l'ensemble x . Pour créer l'histogramme h on discrétise l'étendu des températures en 255 valeurs allant de -2 à 20°C . On assume *a priori* que l'ensemble x contient les deux populations : ω_1 et ω_2 . L'algorithme doit tester cette prémisse en déterminant s'il existe un seuil τ valide qui divise les deux populations. Le seuil τ peut théoriquement prendre n possibilités ($n = 255$). Pour un τ donné, on peut calculer les paramètres des

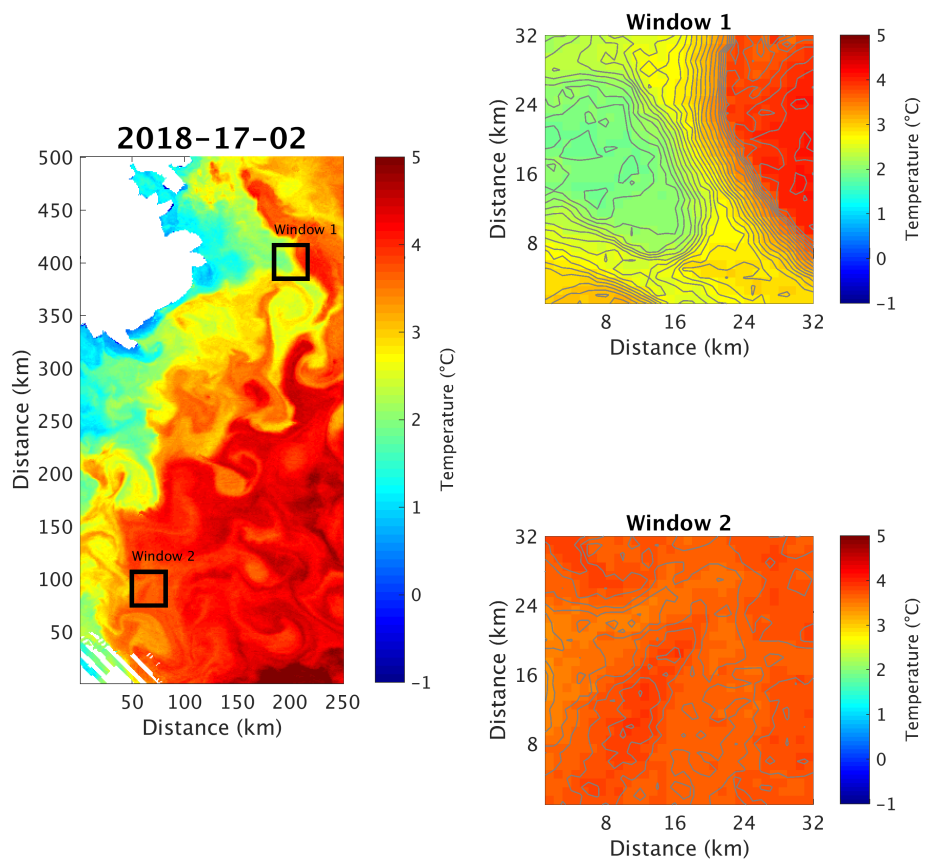


FIGURE 2.5 – SST et deux fenêtres $32 \times 32 \text{ km}^2$ tel que pourrait échantillonner l’algorithme. La fenêtre 1 contient un front et la fenêtre 2 n’en contient pas

populations, comme la moyenne (μ) et la variance (σ^2) :

$$\mu_1(\tau) = \frac{\sum_{t < \tau} th(t)}{\sum_{t < \tau} h(t)} \quad (2.1)$$

$$\mu_2(\tau) = \frac{\sum_{t \geq \tau} th(t)}{\sum_{t \geq \tau} h(t)} \quad (2.2)$$

$$\sigma_1^2(\tau) = \frac{\sum_{t < \tau} (t - \mu_1)^2 h(t)}{\sum_{t < \tau} h(t)} \quad (2.3)$$

$$\sigma_2^2(\tau) = \frac{\sum_{t \geq \tau} (t - \mu_2)^2 h(t)}{\sum_{t \geq \tau} h(t)} \quad (2.4)$$

Où $h(t)$ correspond à la valeur de l'histogramme pour une température t donnée. Comme τ est inconnu, on commence par estimer les paramètres (μ, σ^2) de ω_1 et ω_2 pour tous les niveaux de température possibles (1 à n), dans le but de trouver la solution optimale (τ_{opt}). Pour chaque itération de τ on définit la somme totale des variances intra-population et inter-population avec S_{tot} :

$$S_{tot} = J_e(\tau) + J_b(\tau) \quad (2.5)$$

$$J_e(\tau) = \frac{N_1}{N_1 + N_2} S_1(\tau) + \frac{N_2}{N_1 + N_2} S_2(\tau) \quad (2.6)$$

$$J_b(\tau) = \frac{N_1 N_2}{(N_1 + N_2)^2} [\mu_1(\tau) - \mu_2(\tau)]^2 \quad (2.7)$$

$$S_1(\tau) = \frac{\sum_{t < \tau} [t - \mu_1(\tau)]^2 h(t)}{N_1} \quad \text{et} \quad (2.8)$$

$$S_2(\tau) = \frac{\sum_{t \geq \tau} [t - \mu_2(\tau)]^2 h(t)}{N_2} \quad (2.9)$$

$$N_1 = \sum_{t < (\tau)} h(t) \quad \text{et} \quad N_2 = \sum_{t \geq (\tau)} h(t) \quad (2.10)$$

Où $J_e(\tau)$ est la somme des variances intra-population et $J_b(\tau)$ est la variance inter-population, provenant de la séparation entre ω_1 et ω_2 . Si l'histogramme contient réellement deux populations distinctes, la variance inter-population à τ_{opt} est correctement attribuée à la différence de température entre ω_1 et ω_2 ; dans ce cas $J_b(\tau)$ est supérieur à $J_e(\tau)$ (Cayula and Cornillon, 1992). S'il y a deux populations, mais que la segmentation est mauvaise et τ n'est pas optimal, les termes qui devraient être inclus dans la variance inter-population $J_b(\tau)$ seront transmis par erreur au sein de la variance intra-population $J_e(\tau)$. Par conséquent, on détermine la segmentation optimale τ_{opt} en trouvant la valeur qui maximise $J_b(\tau)$ (Cayula and Cornillon, 1992). Comme une segmentation optimale n'est pas nécessaire pour obtenir une segmentation valide, on doit ensuite évaluer la qualité de τ_{opt} . Pour ce faire, le ratio $\theta(\tau) = J_b(\tau)/S_{tot}$ trouve quelle proportion de la variance totale provient de la segmentation par τ_{opt} (Cayula and Cornillon, 1992). Le ratio $\theta(\tau)$ indique la qualité de la segmentation lorsque celle-ci est optimale. En s'appuyant sur plusieurs distributions théoriques, Cayula and Cornillon (1992) définissent que $\theta < 0.7$ correspond à une distribution unimodale alors que $\theta > 0.7$ correspond à une distribution bimodale.

Il est possible que trois populations soient présentes dans une même fenêtre. Dans un tel scénario, les deux populations les plus marquées sont détectées et un seul front est identifié à τ_{opt} . On présume que la taille de la fenêtre (32×32 km) est suffisamment petite pour éviter la plupart du temps que trois populations soient échantillonnées simultanément (Cayula and Cornillon, 1992). La figure 2.6 montre que trois populations peuvent bel et bien être captés par la même fenêtre de 32 km^2 . Cet exemple démontre toutefois que le front le plus marqué est celui qui est sélectionné. De plus, il est possible que la troisième population soit échantillonnée par le chevauchement de la fenêtre lors de son déplacement sur l'image satellite.

Algorithme de cohésion

D'un point de vue horizontal, le front est la mince région entre les deux populations. Si deux populations sont trouvées, tous les pixels de la distribution qui correspondent au seuil τ seront rapportés sur l'image et identifiés comme un front. Il est toutefois nécessaire de prendre en considération la distribution spatiale des pixels pour déterminer si le front est valide (Cayula and Cornillon, 1992). Ici le concept de cohésion représente l'homogénéité spatiale d'une population. Cela se traduit par des

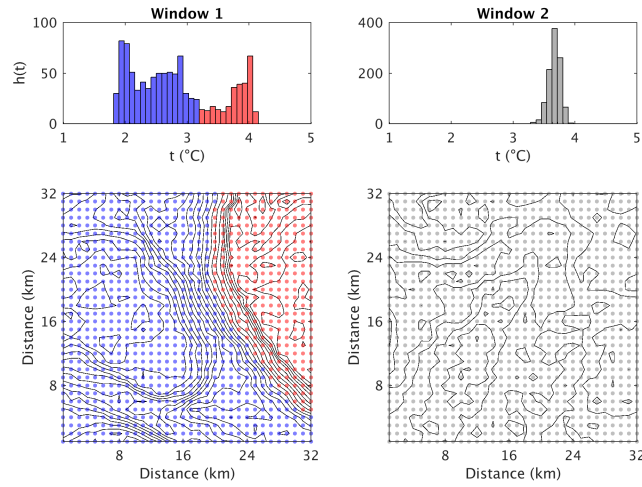


FIGURE 2.6 – Histogrammes de fréquence bimodale (haut gauche) et unimodale (haut droite) des fenêtres de la figure 2.5 pour la SST. En bas à gauche (fenêtre 1) les isothermes montrent clairement la population froide (ω_1 , représenté en bleu) et la population chaude (ω_2 , représenté en rouge) qui suggère la présence d'un front. En bas à droite (fenêtre 2) une seule population est présente donc aucun front ne sera identifié.

pixels qui sont spatialement regroupés parmi d'autres pixels de la même population. On veut rejeter le scénario où une distribution bimodale est causée par un patron de température non homogène. La figure 2.7 est un exemple où on pourrait avoir deux distributions identiques, mais spatialement très différentes. Naturellement, la cohésion n'est vérifiée que si, en amont, la distribution est bimodale et que deux populations sont trouvées. On définit le coefficient de cohésion C :

$$C_1 \equiv \frac{R_1}{T_1} \quad (2.11)$$

$$C_2 \equiv \frac{R_2}{T_2} \quad (2.12)$$

$$C \equiv \frac{R_1 + R_2}{T_1 + T_2} \quad (2.13)$$

Pour cette étape, on interroge tous les pixels $p_{i,j}$ où la valeur i varie de 1 à n , pour chacune des deux populations (n étant ici le nombre de pixels d'une population sur une fenêtre de 32 km^2). Par exemple, T_1 représente le total des comparaisons (ratio) entre le pixel central $p_{i,j}$ de ω_1 et tous ses pixels voisins (orthogonaux); peu importe s'ils appartiennent à la population ω_1 ou bien à ω_2 ;

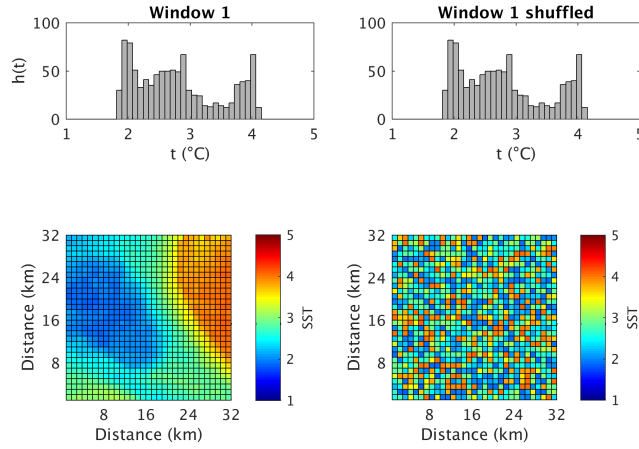


FIGURE 2.7 – Une différente cohésion spatiale pour deux distributions identiques de SST. À gauche la fenêtre 1 originale (voir figure 2.5 ; $C = 0.98$) et à droite une version randomisée spatialement qui échoue le test de cohésion ($C = 0.64$).

R_1 représente le total des comparaisons entre le pixel $p_{i,j}$ de ω_1 et les voisins de la même population uniquement (ω_1). Naturellement, la définition des termes est identique pour T_2 et R_2 mais s'applique à la population ω_2 . Seuls les quatre voisins orthogonaux V sont utilisés pour déterminer la cohésion, où $V(p_{i,j}) = \{p_{i,j+1}, p_{i,j-1}, p_{i+1,j}, p_{i-1,j}\}$. Si le coefficient de cohésion est élevé, cela signifie qu'il est probable que les voisins V appartiennent à la même population que le pixel central. Dans ce cas, la présence d'un front au sein de l'histogramme est autorisée. Au contraire, si le coefficient de cohésion est bas, il est probable que les voisins V appartiennent à la population opposée au pixel central, par conséquent la présence d'un front est rejetée. Cayula and Cornillon (1992) se basent sur des simulations pour déterminer un seuil de 0.9 pour C et 0.92 pour C_1 et C_2 . Cela implique que 90% des pixels présentent un voisin de la même population pour l'ensemble de la fenêtre de 32×32 . Pour nos données, l'algorithme performe mieux en utilisant un seuil inférieur, soit 0.6 et 0.62 pour C et C_1/C_2 respectivement. Contrairement à nos données, celles de Cayula et Cornillon (1992) ont des pixels de 4 km et sont spatialement filtrées par la médiane, ce qui peut expliquer l'utilisation d'un seuil de cohésion plus élevé. Dans ce travail, il était préférable de ne pas filtrer les images, car on risquait de perdre la résolution spatiale nécessaire pour observer les processus à submésoséchelle. En utilisant une fenêtre généralement de plus petite taille (32×32)

que les processus océanographiques que l'on souhaite observer, on s'attend à capturer des segments de fronts plutôt droits que sinueux, expliquant une bonne performance malgré un seuil de cohésion plus faible.

La figure 2.8 montre un exemple d'application de la méthode de détection des fronts sur une image MODIS de SST du 17 février 2018 dans la mer du Labrador.

Fréquence de fronts

Après avoir identifié les fronts sur toutes les images, la fréquence de fronts (FF_{sst}) a été calculée pour chaque pixel du domaine et parallèlement pour chaque sous-région. Elle s'exprime selon l'équation 2.14 (Kahru et al., 2012; Cyr and Larouche, 2015). La FF_{sst} correspond à la probabilité d'occurrence d'un front pour un pixel donné et pour une période donnée.

$$FF_{sst}(\%) = \frac{\text{pixels}_{fronts}}{\text{pixels}_{valides}} \times 100\% \quad (2.14)$$

Le terme pixels_{fronts} est le nombre de pixels identifiés comme ayant un front détecté et $\text{pixels}_{valides}$ est le nombre total de pixels valides. Les FF_{sst} ont été calculés sur l'ensemble des données disponibles entre 2002 et 2019 (totale) et pour chaque mois de l'année (mensuelle).

2.3.5 Analyses statistiques

Le coefficient de corrélation de Pearson (r) a été utilisé pour mettre en relation les séries temporelles d'anomalies qui sera présenté dans le chapitre suivant. L'utilité du coefficient de corrélation de Pearson est de mettre en relation deux variables afin de mesurer leur dépendance linéaire (MathWorks, 2022a). Une valeur de 1 ou -1 indique une corrélation parfaite, positive ou négative respectivement, alors que 0 indique l'absence totale de relation linéaire. On définit r selon l'équation suivante :

$$r(x, y) = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \left(\frac{x_i - \mu_x}{\sigma_x} \right) \left(\frac{y_i - \mu_y}{\sigma_y} \right) \quad (2.15)$$

$$t = \frac{r * \sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (2.16)$$

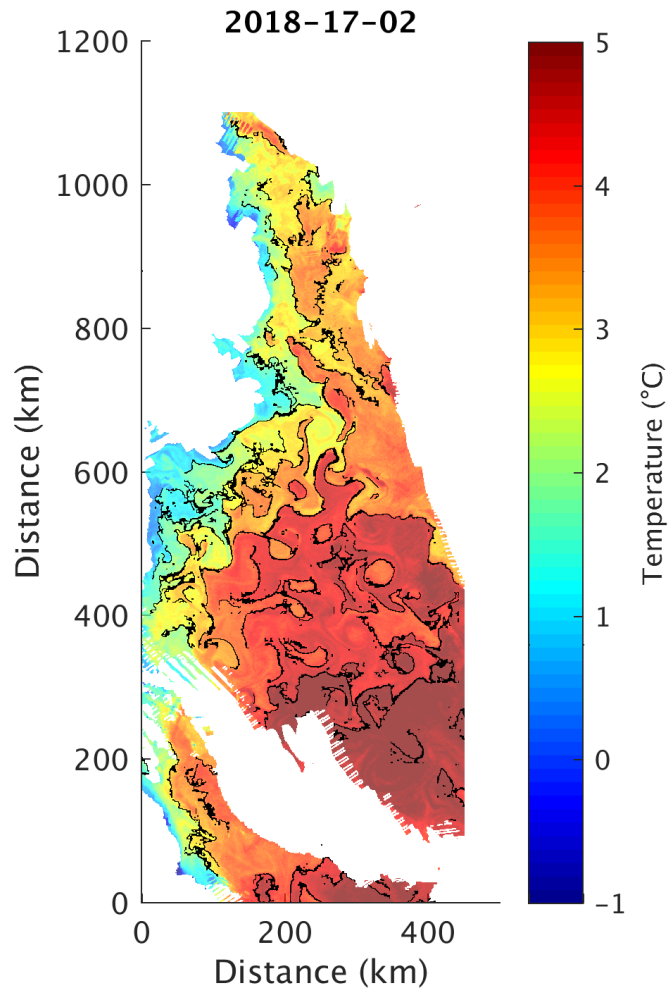


FIGURE 2.8 – Exemple d’une image de SST avec les fronts identifiés en noir.

Où $x(y)$ est l'échantillon, n est le nombre d'observations, $\mu_x(\mu_y)$ est la moyenne et $\sigma_x(\sigma_y)$ est l'écart type de l'échantillon respectif. On procède au test T pour juger la validité statistique de la corrélation (équation 2.16). On présume ici que la distribution de nos échantillons est plutôt normale. La valeur p représente la probabilité, sous un modèle statistique donné, d'obtenir un résultat aussi extrême que ce qui est observé (Wasserstein and Lazar, 2016). Il est admis que pour $p < 0.05$, on rejette l'hypothèse nulle, qui défend que la corrélation linéaire n'est pas statistiquement significative.

Résultats

3.1 Disponibilité en données

Chaque pixel du produit journalier pourrait théoriquement être observé 365 fois par an. Toutefois, les nuages, les glaces et les angles solaires d'hiver limitent la visibilité des satellites qui opèrent dans le domaine de l'optique ou de l'infrarouge thermique. En réalité, on observe qu'un pixel est visible en moyenne 24 fois par an seulement pour l'ensemble du domaine. La figure 3.1 illustre la visibilité moyenne annuelle pour tout le domaine. Il est intéressant de noter que les régions côtières sont souvent plus visibles par opposition au centre de la mer du Labrador, en particulier au sud. La mince région en bordure du Groenland est la plus visible, avec jusqu'à 70 jours d'observations disponibles par an. Le plateau continental du Labrador, bien qu'il soit souvent occupé par de la glace de mer, est la deuxième région la plus souvent observée, avec en moyenne 35 jours sans nuage et sans glace par an. Il n'est cependant pas rare d'avoir moins de 20 observations annuellement au centre de la mer du Labrador, limitant sévèrement les possibilités de détecter des fronts océaniques dans ces régions.

On a également mesuré la disponibilité en données pour les quatre polygones d'intérêt présentés à la figure 2.2. La figure 3.2 montre que la visibilité varie selon la saison et selon les régions. Pour les deux polygones du centre (nord et sud), la visibilité moyenne augmente graduellement de janvier à juillet avant de redescendre au même rythme jusqu'en décembre. Le polygone le long de la côte du Groenland bénéficie d'une meilleure visibilité, stable pendant presque toute l'année, avec un premier maximum en mai et un deuxième maximum plus prononcé en septembre et octobre ; elle est la région avec le meilleur potentiel pour observer les blooms printaniers. La visibilité du polygone

mean observations by year (2002–2019)

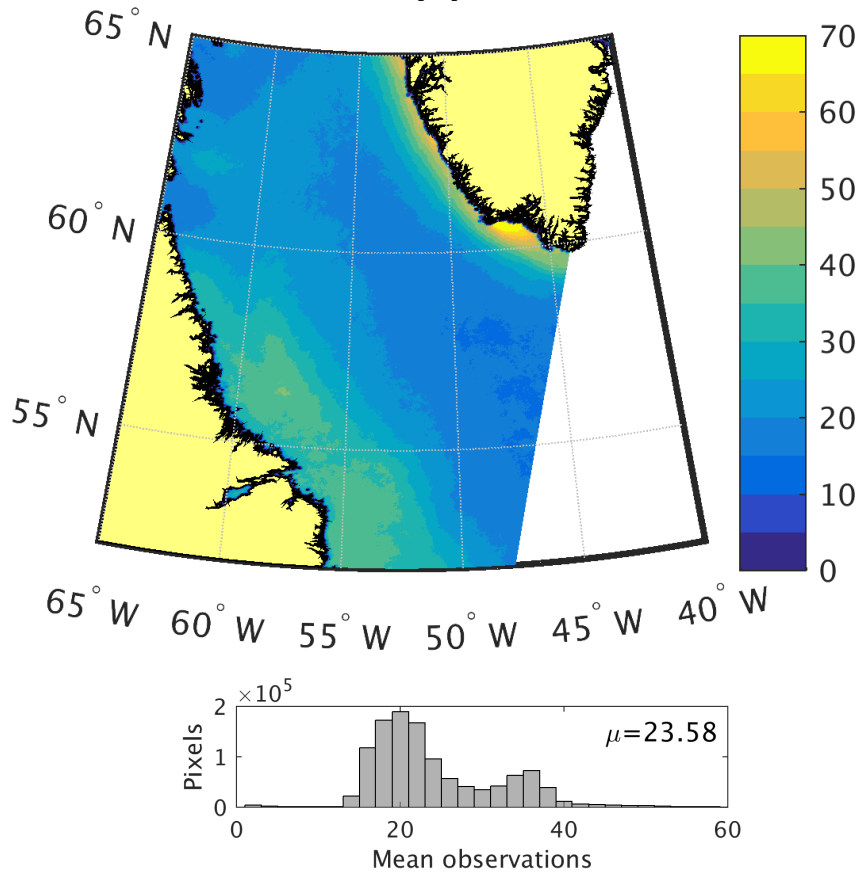


FIGURE 3.1 – Visibilité annuelle moyenne pour la période 2002-2019. En dessous l’histogramme de fréquence pour l’ensemble du domaine.

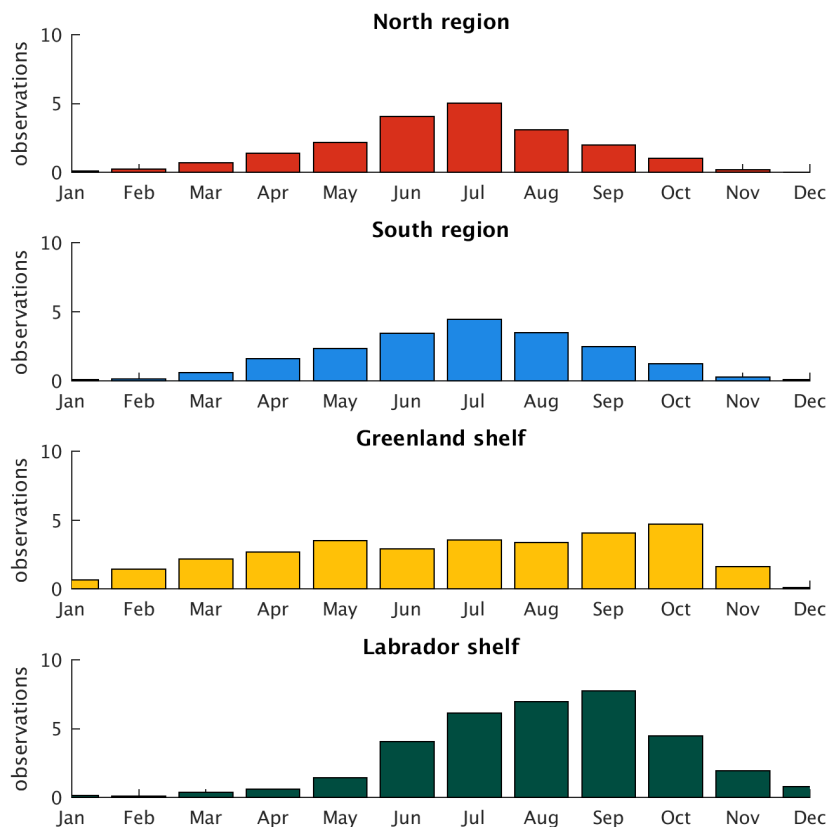


FIGURE 3.2 – Visibilité mensuelle moyenne d’un pixel pour quatre polygones et durant la période 2002-2019.

Labrador est la meilleure entre juin et octobre, avec un maximum annuel de presque 10 observations en moyenne par pixels en septembre.

3.2 Variations saisonnières

3.2.1 Climatologies mensuelles

Les moyennes climatologiques mensuelles ont été calculées pour la SST et la CHL de 2002 à 2019. Il s’agit de la moyenne temporelle (pixel par pixel) de toutes les images disponibles d’un

mois donné et pour la période en entière. La figure 3.3 montre les climatologies mensuelles d'avril à septembre pour la SST et la CHL, respectivement.

Température de surface

Les températures froides et souvent inférieures à 0°C caractérisent les eaux côtières de la mer du Labrador en avril et en mai. La mer du Labrador subit un premier réchauffement en mai lorsque la portion centrale atteint uniformément 4°C. Ce léger réchauffement ne s'empare du nord (> 62°N) qu'un mois plus tard en juin, où toute la région centrale augmente à 6°C. En juin, l'extrémité sud du domaine (< 55°N) atteint déjà 10°C. Le réchauffement le plus important survient en juillet où la température grimpe à plus de 10°C pour toute la portion centrale. En août, on atteint le maximum de température. À ce stade, il n'y a qu'une mince portion du plateau du Labrador et du Groenland qui reste sous 5°C. De juillet à septembre, le plateau du Groenland conserve une température stable d'environ 4°C. Du côté de la côte du Labrador, on observe clairement les entrées d'eaux froides (< 4°C) en provenance du détroit d'Hudson dont le panache est particulièrement évident en septembre.

Chlorophylle

Le premier bloom débute au nord de la mer du Labrador au mois d'avril et atteint son maximum en mai, avec un épïccentre du côté Groenland (2.5 mg m⁻³). En avril, l'épïccentre est plutôt situé dans la région centre nord. Le sud de la mer du Labrador entre en floraison un mois plus tard, en juin, avec 1 mg m⁻³ de CHL en moyenne. Ce second bloom de juin est moins intense que le premier situé plus au nord. Conformément à Frajka-Williams and Rhines (2010) et Marchese et al. (2019) les résultats démontrent deux biorégions qui se distinguent par un bloom intense et hâtif (avril-mai) au nord suivi d'un bloom plus faible au sud en juin-juillet. En août, tout le domaine en général atteint un minimum de CHL. En septembre, la CHL réaugmente légèrement par rapport à août. La région du plateau continental du Labrador se distingue du reste de la mer du Labrador. On remarque en juin une coupure avec la portion sud du plateau continental du Labrador, qui est significativement moins élevé en CHL. La portion sud de la côte du Labrador (< 55°N) montre cependant une forte présence de phytoplancton en mai. Par ailleurs, de juin à septembre, on remarque un panache de forte CHL près la pointe nord de la côte du Labrador qui correspond à l'exutoire du détroit d'Hudson. De

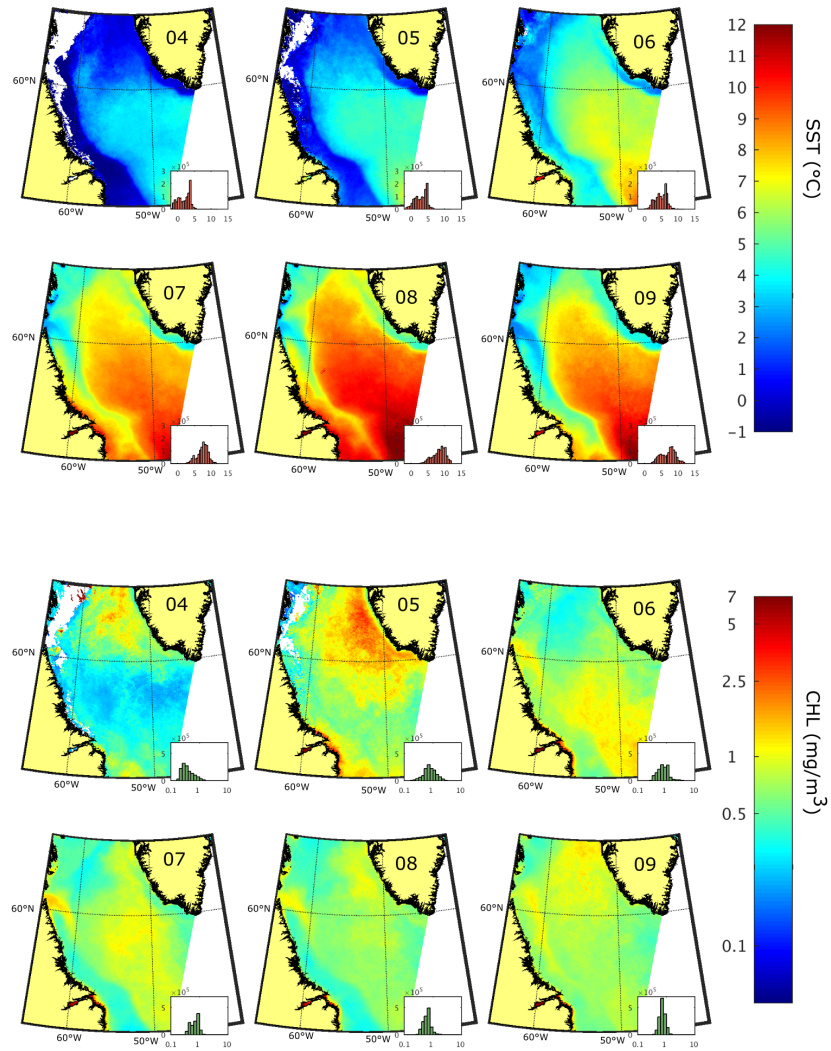


FIGURE 3.3 – Climatologie moyenne mensuelle pour SST (haut) et CHL (bas), d’avril à septembre (04 à 09) pour la période de 2002 à 2019. En encart, l’histogramme de fréquence de la distribution ; en abscisse, chlorophylle et température respectivement.

plus, il y a un bloom en mai du côté du Labrador, près de l'embouchure d'Hamilton Inlet (54.3°N / 57.7°W). Il est toutefois incertain à quel point ces pixels sont valides. Comme Hamilton Inlet est un estuaire, on s'attend à ce que l'eau soit optiquement complexe (matière en suspension, matière organique dissoute colorée). L'algorithme OCI qui estime la CHL n'est pas adapté pour performer dans de telles conditions océanographiques ; où le phytoplancton n'est pas la seule composante qui interagit avec le spectre visible.

3.2.2 Fréquence de fronts

La fréquence de front indique les chances, en pourcentage, de retrouver un front pour un pixel donné. Avec la figure 3.4 on illustre la FF_{sst} totale pour l'entièreté de la période 2002-2019, peu importe les saisons. En général, on retrouve moins de fronts dans le centre de la mer du Labrador qu'en bordure des plateaux continentaux. Le plateau continental du Labrador est riche en fronts tout au long de l'année (10-20%) qui marque la présence des masses d'eau froides et chaudes qui se côtoient (figure 3.3). Plus précisément, le talus continental du Labrador forme une mince bande qui correspond au maximum de fronts de toute la mer du Labrador (20-25%). À partir de 60°N, à l'est du détroit d'Hudson, cette mince région très riche en fronts s'étend spatialement et devient plus hétérogène (figure 3.4). La marge continentale du Groenland est également riche en fronts (15-20%), aussi dû à la présence des eaux côtières froides qui la caractérisent. Au sud du Groenland (60°N \pm 1°) cette mince bande riche en fronts est clairement délimitée, mais elle s'élargit et se disperse progressivement, plus on monte vers le nord, près de la côte du Groenland (62°N). Parmi la région centrale de la mer du Labrador, c'est la portion nord où on retrouve la plus grande probabilité de rencontrer des fronts avec >10% en moyenne. Dans le centre de la mer, la probabilité d'observer un front est assez faible sous la limite de 60°N (< 10%).

3.2.3 Cycles annuels

Les climatologies mensuelles de SST, CHL et FF_{sst} nous informent sur la distribution spatiale, toutefois, on veut aussi connaître le cycle annuel des polygones qui ont été générés. On décrit le cycle annuel en calculant la moyenne des pixels à l'intérieur d'un polygone pour un mois donné, mais sur toute la période (2002-2019). Les figures 3.5, 3.6 et 3.7 permettent de voir la variabilité

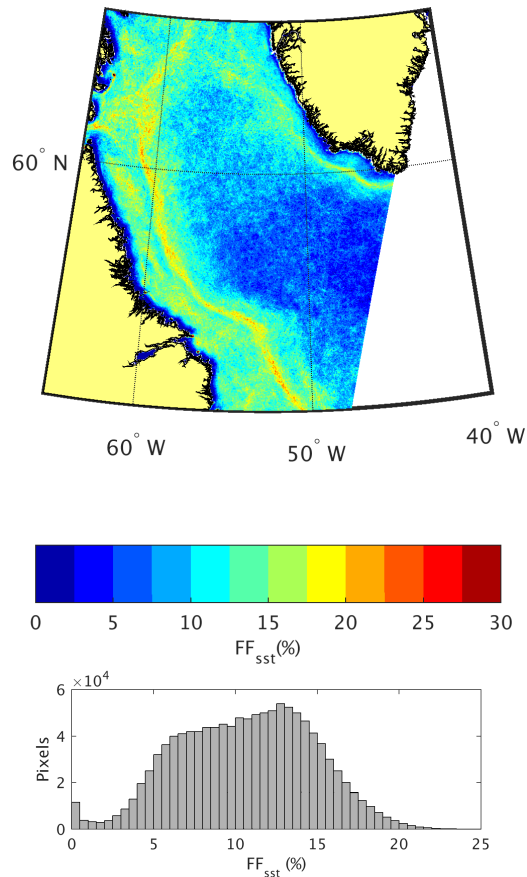


FIGURE 3.4 – Fréquence de fronts de la mer du Labrador pour la période entière 2002 à 2019. L’histogramme de fréquence représente tous les pixels du domaine présenté ci-dessus.

saisonniers de SST, CHL et FF_{sst} pour différentes zones lors d’une année typique. Le cycle annuel de température est similaire pour les deux polygones du centre et le polygone Groenland qui se décrit par un réchauffement croissant débutant à mi-avril et qui atteint un maximum au mois d’août (figure 3.5). Toutefois, le polygone sud est en moyenne plus chaud de 3°C pendant l’hiver et le printemps. Le polygone du Labrador témoigne des hivers les plus froids en SST ; son réchauffement saisonnier est plus tardif puisqu’il ne débute qu’au mois de mai. On observe un léger réchauffement dans le polygone du Groenland en novembre et décembre. Ce résultat est difficile à interpréter. On sait que le réchauffement ne peut pas être causé par l’ensoleillement, puisqu’il diminue beaucoup en novembre. Néanmoins, le mois de novembre se situe entre la fin de l’écoulement des eaux froides

de fontes provenant du Groenland (fonte de glace et ruissellement terrestre ; Mankoff et al. 2020) et l'augmentation de l'intensité des vents, principal responsable du refroidissement hivernal (Luo et al., 2014). De plus, le contenu en chaleur de la couche 200-1300m est à son maximum saisonnier en novembre et décembre. Bien qu'il s'agisse de spéculations, ce réchauffement de novembre-décembre pourrait être en lien avec ces mécanismes. Une deuxième explication pourrait être de remettre en question la fiabilité des statistiques puisqu'on sait que le mois de novembre bénéficie d'une visibilité mensuelle moyenne significativement plus basse qu'en octobre (figure 3.5). Toutefois, comme il s'agit de statistique interannuelle, cette explication est peu probable.

Concernant la CHL, le polygone central nord (rouge) capture le premier bloom ayant lieu en avril-mai avec des concentrations moyennes pouvant monter à plus de 5 mg m^{-3} (figure 3.6). Le polygone du Groenland (jaune) illustre le premier bloom, mais légèrement plus tard que le polygone central nord. Il est clair que l'épicentre du premier bloom débute très loin de la côte (environ 55°W) et qu'il migre vers l'est en mai. En mai, la CHL du polygone sud (bleu) atteint 1.5 mg m^{-3} puis redescend légèrement en juin avant de réaugmenter en juillet à 1 mg m^{-3} . Le polygone sud capture donc à la fois la fin du premier bloom et le deuxième bloom. Or, on sait que le premier maxima de mai correspond au bloom du nord qui, durant son apogée, s'étend vers le sud. En juin, c'est plutôt le deuxième bloom qui est perçu par le polygone sud, car le premier bloom est terminé à cette date. Pour le polygone du Labrador (vert), le maxima annuel de CHL survient après les autres régions à la fin du mois de mai, avec des valeurs de CHL allant de 1 à 2 mg m^{-3} .

Le cycle annuel de fréquence de fronts varie significativement d'un polygone à l'autre. Au printemps et à l'été, le polygone nord contient légèrement plus de fronts que le polygone centre sud. La probabilité d'observer un front dans le polygone du Groenland est élevé toute l'année, mais également plus variable que pour les autres régions, tel que le montre l'écart-type. Une grande variabilité est attendue pour ce polygone, car il repose sur deux masses d'eaux ayant des propriétés différentes : le courant côtier du Groenland Ouest et la mer du Labrador. Pour le polygone du Labrador, on retrouve très peu de fronts avant le mois de mai, mais la probabilité augmente rapidement de juin à août. C'est la zone avec le plus de chance d'observer des fronts pendant l'été.

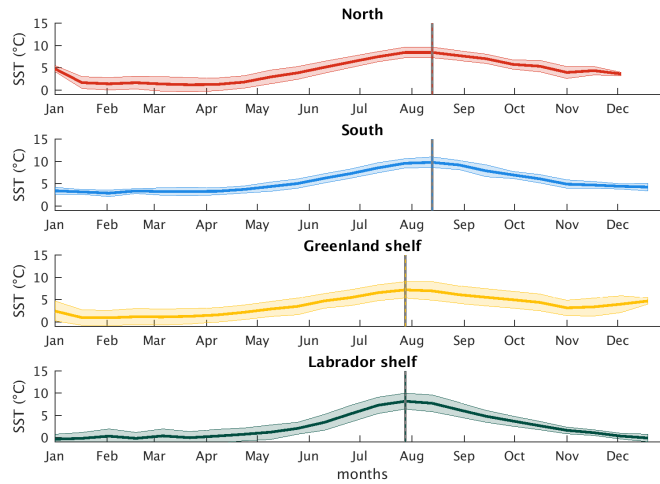


FIGURE 3.5 – Cycle annuel de SST pour les quatre polygones sur la période 2002-2019. Données au 16 jours. L'aire colorée représente un écart type. La ligne verticale représente la valeur maximum de la série temporelle

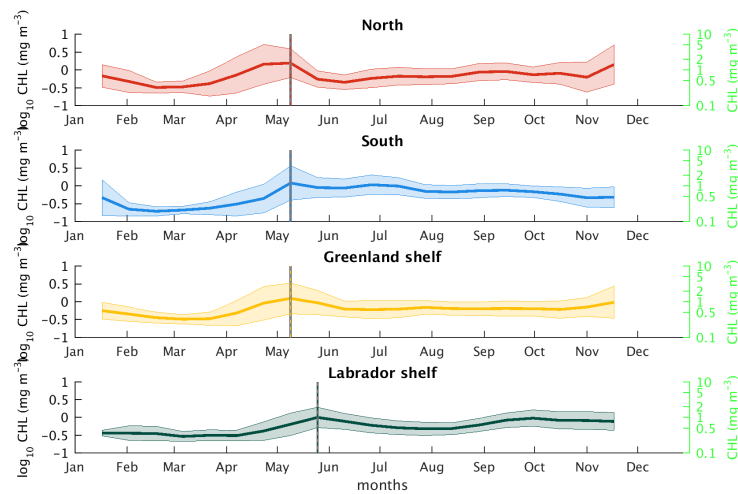


FIGURE 3.6 – Cycle annuel de CHL pour les quatre polygones sur la période 2002-2019. Données au 16 jours. L'aire colorée représente un écart type. La ligne verticale représente la valeur maximum de la série temporelle

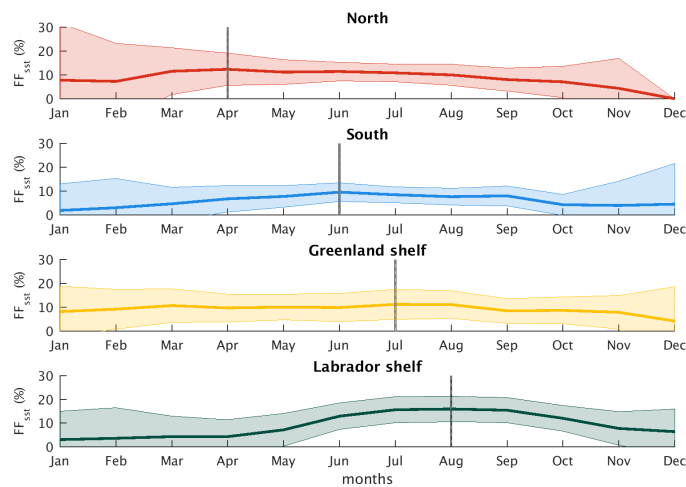


FIGURE 3.7 – Cycle annuel de FF_{sst} pour les quatre polygones sur la période 2002-2019. Données mensuelles. L'aire colorée représente un écart type. La ligne verticale représente la valeur maximum de la série temporelle

3.3 Variabilité inter-annuelle

Les séries temporelles servent à identifier les irrégularités saisonnières, interannuelle et les tendances ainsi que les liens entre les variables. Pour la SST et CHL on utilise les moyennes sur 16 jours, mais pour FF_{sst} on utilise la fréquence mensuelle pour avoir suffisamment de données. Les figures 3.8, 3.9 et 3.10 illustrent l'évolution des variables (SST, CHL, FF_{sst}) et démontre comment s'articule la variabilité régionale et saisonnière de 2002 à 2019.

Température de surface

La périodicité du patron de température est généralement cohérente pour les quatre régions d'intérêt (figure 3.8). Les polygones nord et sud semblent bien correspondre (visuellement) avec un maximum systématique en août. On remarque un hiver plus doux au nord en 2010 suivi d'un été très chaud. La série temporelle du secteur du Groenland se démarque par plus de variabilité. On attribue cela au polygone qui couvre deux masses d'eau, c'est-à-dire le WGC et la mer du Labrador. À première vue, la température ne semble pas être une variable clef pour expliquer les variations inter-annuelles en termes de bloom.

Chlorophylle

Le secteur nord est la région avec la saisonnalité de CHL la plus variable. Au nord, le maxima annuel est presque toujours en avril, mais l'amplitude et la magnitude du bloom est assez variable d'une année à l'autre. Pour certaines années comme 2004, 2008 et 2019, le maxima est légèrement plus tardif (figure 3.9). On sait que le polygone nord capture typiquement le bloom printanier et que le polygone du sud capture le bloom estival. Par contre, la figure 3.9 montre qu'à plusieurs reprises le bloom estival s'étend vers le nord; comme le témoignent les maximums en juillet dans le polygone nord (2004, 2005, 2010 et 2016).

Dans le polygone sud, la saisonnalité est mieux définie et moins variable en moyenne. Les maxima pour le polygone sud ont presque toujours lieu en juin et dépassent rarement 2 mg m^{-3} . Deux années y font exception en 2003 (3.5 mg m^{-3}) et 2015 (10 mg m^{-3}) où le bloom est plus tôt et plus intense; ce qui est corrélé avec un bloom intense dans le polygone nord. En effet, les images satellites montrent (non présentées) qu'en 2003 et 2015, le bloom du printemps de la région nord était suffisamment fort pour s'étendre vers le sud. Le bloom de l'année 2015 était d'ailleurs remarquable à cet égard.

La saisonnalité du polygone du Groenland est semblable à celle du polygone nord, mais avec un léger décalage temporel (plus tard). Les maxima capturés du côté Groenland sont moins élevés que dans le polygone nord. Ce résultat est inattendu puisque les climatologies mensuelles (voir figure 3.3) affichent l'apogée du bloom printanier tout près du Groenland. Toutefois, le polygone sur lequel les pixels sont moyennés s'étend vers le sud (voir figure 2.2) à l'extérieur de la zone de bloom, ce qui aplatit la distribution.

Du côté du Labrador, la série temporelle évolue avec une périodicité consistante. On remarque toutefois trois années consécutives très faibles en CHL de 2012 à 2014.

Fréquence de fronts

La robustesse de la FF_{sst} dépend de la quantité d'observations valides. Si un pixel obtient très peu d'observations valides, FF_{sst} tend vers les extrêmes. Comme il y a très peu d'observations en hiver, la FF_{sst} mensuelle est souvent égale à zéro dans les polygones nord et sud. À noter que les

hivers 2012 et 2013 du polygone nord faisaient exception puisqu'il y avait plus de 10% de pixels valides avec des fronts.

Dans le polygone nord, tous les maximums saisonniers ont une amplitude similaire (figure 3.10). En général, on observe un seul maximum de FF_{sst} en avril. En 2012 et 2015, le maximum a lieu plus tard dans l'été. Quelques années se démarquent (c.-à-d., 2003, 2006, 2008, 2011) avec deux maximums de FF_{sst} par an : un au printemps et un à l'été. De 2013 à 2015, on remarque un patron consécutif caractérisé par un maximum en avril-mai qui chute rapidement durant l'été. Pour le polygone du sud, l'amplitude du cycle saisonnier est plus variable. Parmi les années de plus faible amplitude, on compte 2004, 2007 et 2016 par opposition à une amplitude plus élevée en 2003, 2008, 2012 et 2015. En termes de phase saisonnière, l'occurrence maximum est assez variable d'une année à l'autre dans le polygone sud. Tel que démontré par la figure 3.7, le secteur du Groenland contient plus de fronts l'hiver en comparaison avec les autres polygones. On peut attribuer cette différence à une meilleure visibilité hivernale (voir figure 3.2) qui résulte en un FF_{sst} plus robuste. D'années en années, le maximum de FF_{sst} oscille entre le début du printemps (mars-avril ; 2013, 2014) et le milieu de l'été (juin-juillet ; 2003, 2005, 2006, 2008, 2015). De plus, certaines années ont des maximums saisonniers peu définis : 2004, 2007, 2009 et 2017 à 2019. La zone du Labrador a une saisonnalité marquée et constante dans le temps. Le maximum de FF_{sst} est presque toujours à la fin de l'été. L'été 2009 est la période avec le plus de fronts.

3.3.1 Anomalies

Afin de mettre en évidence les écarts à la moyenne, les anomalies ont été calculées par rapport aux moyennes climatologiques correspondantes puis standardisées ($[x - \mu]/\sigma$). Les données aux 16 jours pour SST/CHL et les données mensuelles pour le FF_{sst} ont été utilisées. Les séries présentées aux figures 3.11 et 3.12 représentent l'écart standardisé à la normale pour un pas de temps donné.

En 2002-2003, toutes les régions passent d'une année très froide à une année plus chaude que la normale. On reconnaît le même changement soudain en 2002 avec des FF_{sst} négatives qui basculent au-dessus de la normale au printemps 2003. Le scénario inverse a lieu en 2010-2011 où on passe d'une année très chaude à une année froide. En général, les années les plus faibles en CHL sont 2008, 2009, 2012 et 2014. Ces années correspondent souvent à un fort FF_{sst} . Au contraire, les années

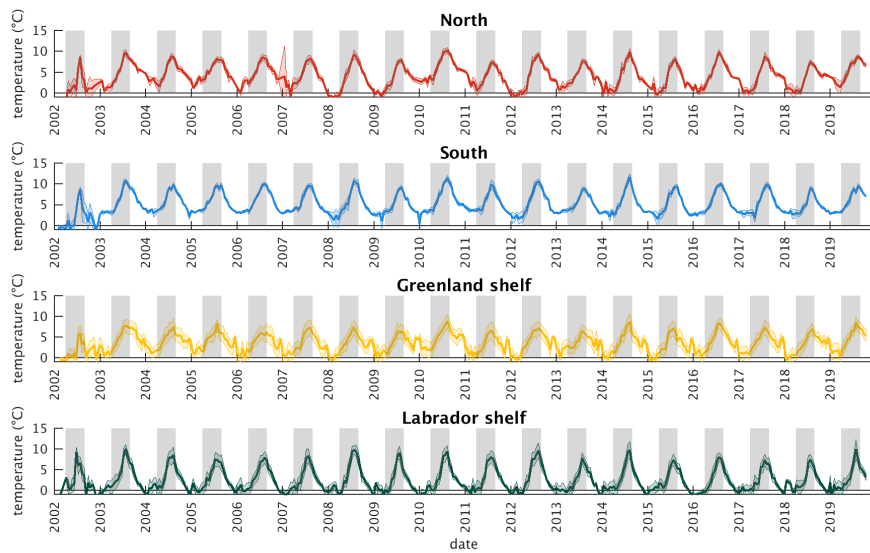


FIGURE 3.8 – Séries temporelles de SST pour les quatre régions. La période en gris correspond aux mois d’avril à septembre. La ligne noire horizontale représente le zéro.

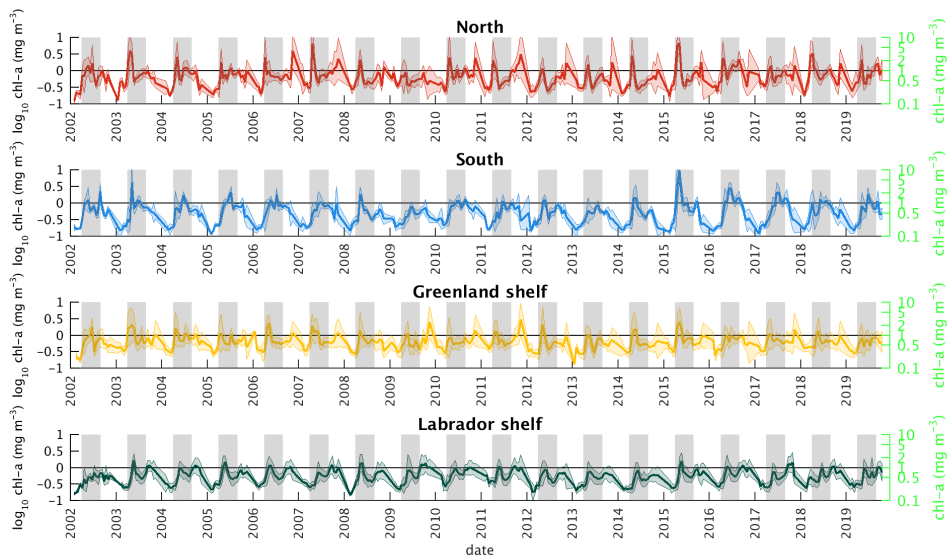


FIGURE 3.9 – Séries temporelles de CHL pour les quatre régions. La période en gris correspond aux mois d’avril à septembre. La ligne noire horizontale représente le zéro.

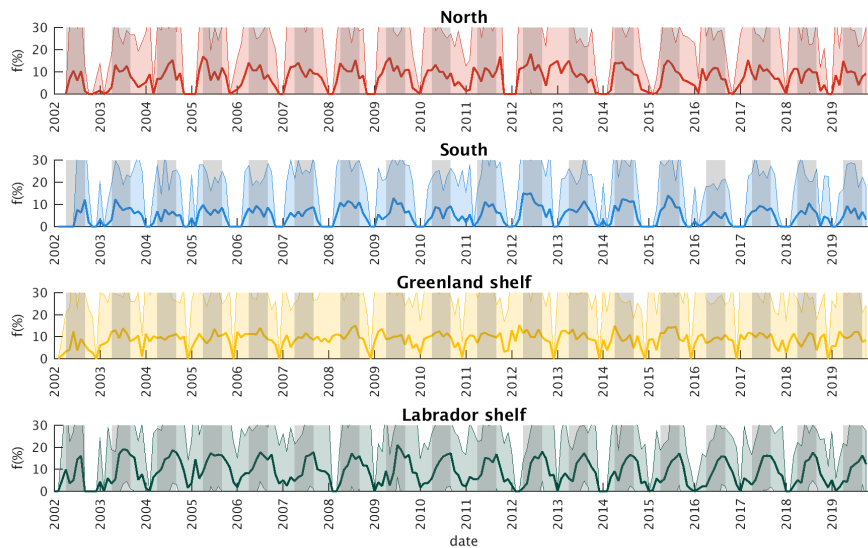


FIGURE 3.10 – Séries temporelles de FF_{sst} pour les quatre régions. La période en gris correspond aux mois d’avril à septembre.

2006, 2007, 2015, 2016 et 2018 sont les plus fortes en CHL. Au cours de cette séquence dominée par les blooms printaniers, l’été 2016 se démarque avec un bloom estival significativement supérieur en amplitude. Les forts niveaux de CHL (2006, 2007, 2015, 2016, 2019) dans la zone nord et sud ne correspondent pas toujours avec des faibles FF_{sst} . Le polygone sud est le seul à suggérer un fort bloom estival en 2017 qui, dans ce cas, corrèle avec un niveau de FF_{sst} légèrement au-dessus de la normale saisonnière. Le bloom printanier de 2018 est très intense dans toutes les régions, à l’exception de la côte du Groenland. Par ailleurs, on distingue un évènement inattendu dans la région près du Groenland pendant le mois de novembre 2011 avec un bloom tardif complètement hors-saison.

La figure 3.13 montre des corrélations linéaires entre l’anomalie de FF_{sst} et l’anomalie de CHL. Sans décalage temporel (figure 3.13A), la région du Labrador montre une corrélation positive significative ($0.4; p < 0.01$) au printemps (en vert) et la région sud montre une faible corrélation négative significative à l’été ($-0.35; p < 0.01$). Si on applique un décalage temporel, de manière à devancer de 32 jours la FF_{sst} par rapport à la CHL, on obtient des corrélations négatives à l’été pour la région nord et sud (-0.34^* et -0.42 ; figure 3.13C; * $p < 0.05$). Pour le Labrador, la corrélation du printemps

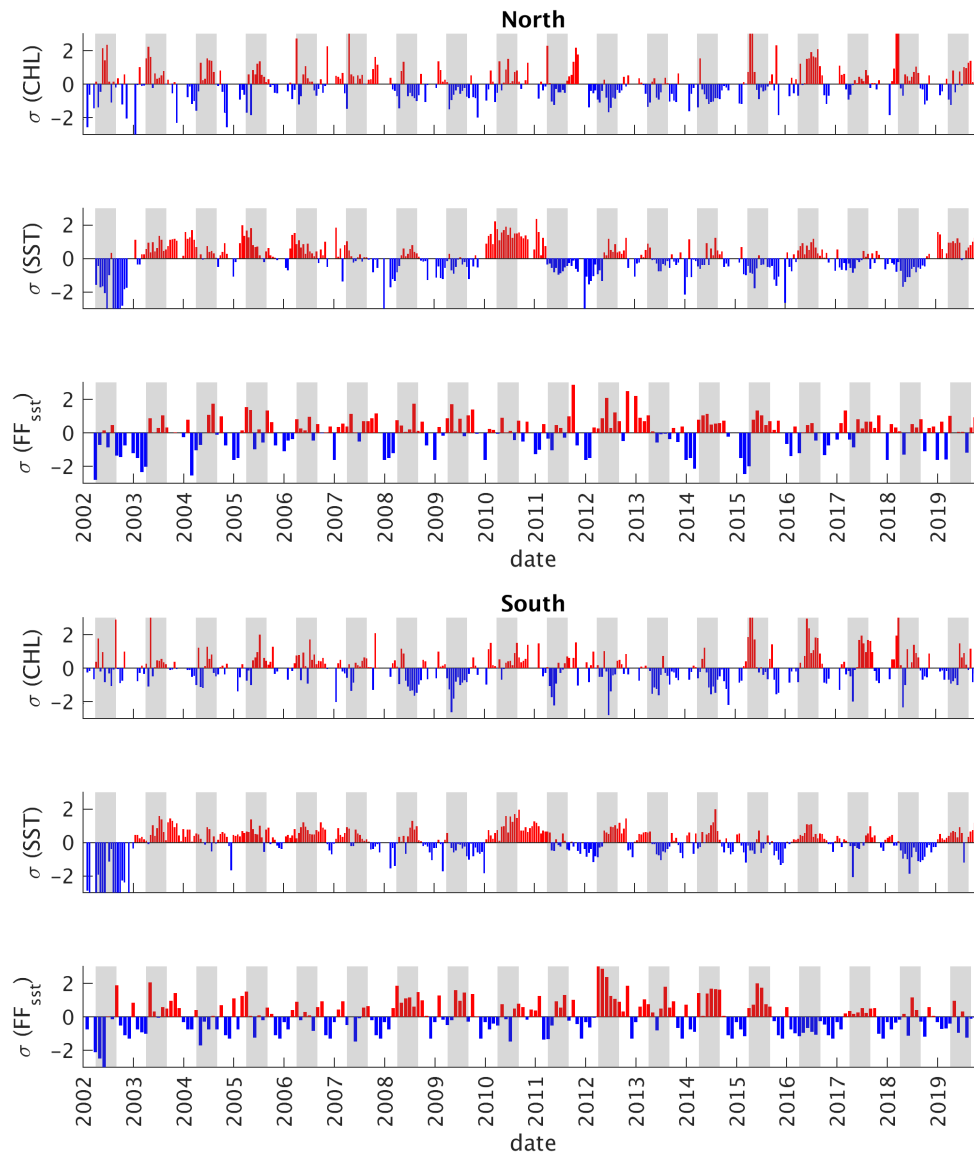


FIGURE 3.11 – Anomalies temporelles standardisées de CHL, SST (16 jours) et FF_{sst} (mensuel) pour les zones centrales de la mer du Labrador. La période en gris correspond aux mois d’avril à septembre.

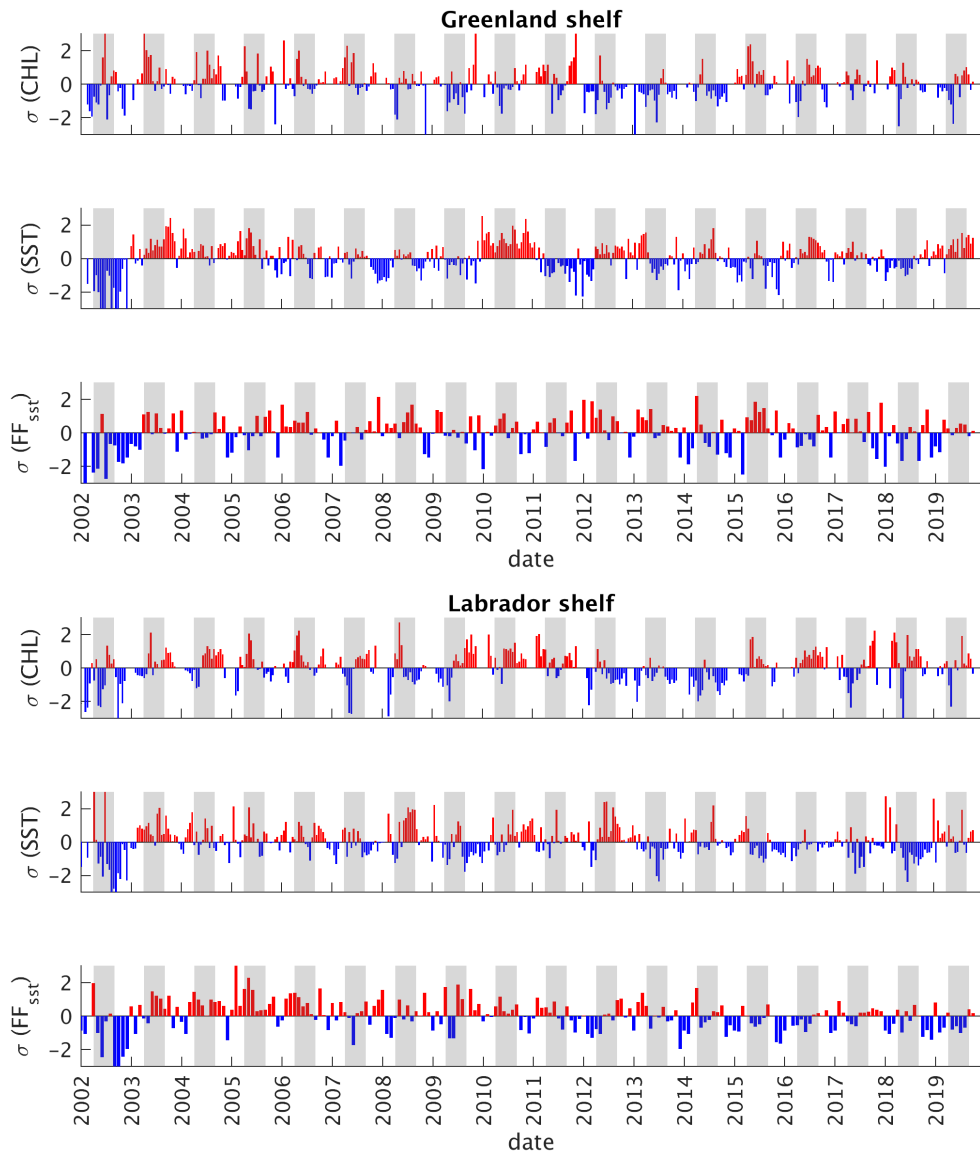


FIGURE 3.12 – Anomalies temporelles standardisées de CHL, SST (16 jours) et FF_{sst} (mensuel) pour les zones marginales. La période en gris correspond aux mois d’avril à septembre.

diminue avec le décalage temporel. À l'été, la faible corrélation positive (non significative) du côté Groenland est à son maximum avec 16 jours de décalage (0.27). La figure 3.14 montre les corrélations des différentes régions pour les mêmes variables, mais en fonction de plusieurs décalages. Au nord r converge à -0.3 après 32 jours de décalages en été alors qu'au sud r est systématiquement négatif (< -0.3). Pour le Groenland, en été, on observe un renversement avec un r de 0.3 (16 j.) qui bascule vers -0.3 (48 j.). Du côté du Labrador, au printemps r est maximum sans décalage tandis qu'en été il est à son maximum 16 jours plus tard.

3.4 Bilan des résultats

Nous avons montré que la disponibilité en données est faible dans la mer du Labrador; un pixel est observé en moyenne 24 fois sur 365 jours. Ces résultats aident à mieux interpréter et à rester critique face à la robustesse des résultats postérieurs. Les variations saisonnières ont été illustrées, où SST montrent un réchauffement rapide en juillet, se propageant du sud vers le nord. Pour la CHL on observe un premier bloom au nord en avril-mai suivi d'un deuxième bloom au sud en juillet. La FF_{sst} totale a montré des probabilités de 20% autour du bassin (talus continental) mais aussi une zone intense près du Groenland à 62°N (10-15%). Le cycle annuel de SST, CHL et FF_{sst} a également été calculé pour caractériser nos quatre régions d'intérêts. Les séries temporelles ont illustré la variabilité interannuelle de SST et CHL (16 jours) ainsi que de FF_{sst} (mensuel) pour les quatre régions. On a également mis en place les séries temporelles d'anomalie pour les quatre régions d'intérêt. Finalement, on a calculé le coefficient de corrélation de Pearson mettant en relation l'anomalie de CHL et de FF_{sst} pour la période entière (2002-2019), mais en incluant les données du printemps ou de l'été, respectivement. Nous démontrons la variation du coefficient de corrélation lorsqu'on applique un décalage temporel de 16 ou 32 jours.

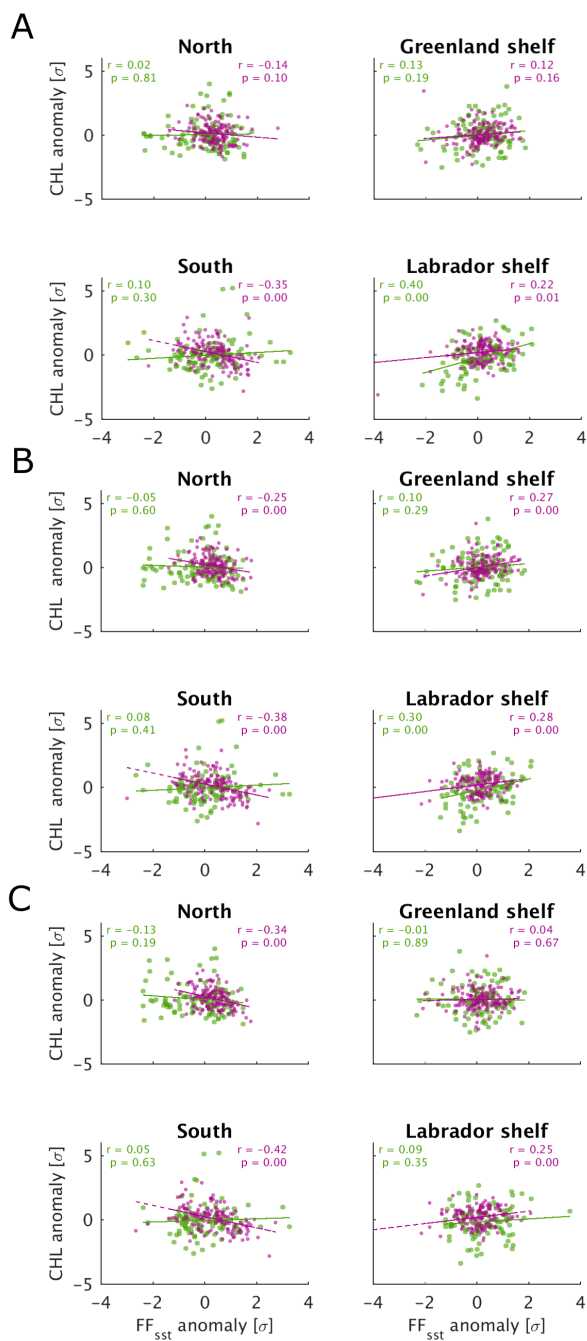


FIGURE 3.13 – Régressions linéaires (coefficient de corrélation de Pearson) entre l’anomalie de CHL et de FF_{sst} des quatre polygones A) sans décalage, B) avec un décalage de 16 jours et C) avec un décalage de 32 jours. Pour le décalage, la variable FF_{sst} est devancée temporellement par rapport à la CHL. En vert les données du printemps, en mauve les données d’été.

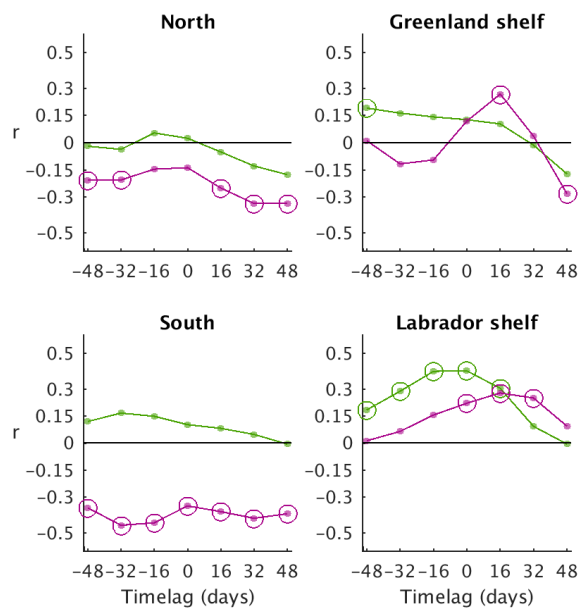


FIGURE 3.14 – Coefficient de corrélation de Pearson (r) en fonction du décalage temporel, pour le printemps (vert) et l'été (mauve). Les cercles supplémentaires représentent un coefficient avec une valeur $p < 0.05$. Lorsque le décalage (timelag) est négatif/positif, l'anomalie de FF_{sst} est retardée/devancée par rapport à l'anomalie de CHL.

Discussion

Ce mémoire avait pour objectifs de construire une base de données interannuelle de SST, CHL et FF_{sst} ; de caractériser le climat de fronts; et de d'examiner l'impact des fronts sur la CHL. Nous avons atteint les premiers objectifs en consolidant une base de données qui a permis d'identifier les fronts à l'échelle journalière et à 1 km de 2002 à 2019. Toutefois, nous n'avons pas démontré quantitativement, exhaustivement et avec confiance l'impact des fronts de SST sur la CHL; en particulier sur la période de bloom du printemps qui est la plus productive des deux. Trop d'efforts et de temps a été requis pour effectuer adéquatement les traitements numériques. Pour cette raison, nous n'avons pas pu tester autant d'analyses quantitatives qu'il était souhaité au départ. Par exemple, il aurait été pertinent de décrire la phénologie du bloom (date de début, amplitude) et vérifier si l'abondance de fronts y est corrélée. Nous aurions également pu orienter l'analyse spécifiquement selon les saisons puisqu'on s'attend à des interactions différentes entre les fronts et le phytoplancton selon les différentes périodes de l'année. Malgré cela, nos résultats quantitatifs suggèrent de rejeter notre deuxième hypothèse – qui met en relation les fronts et la CHL en été – ce qui répond partiellement à notre dernier objectif : démontrer quantitativement l'impact des fronts sur la CHL.

On montre d'abord que la disponibilité en données sur la surface de la mer demeure très faible en raison des nuages qui bloquent la visée du satellite, et ce, malgré une revisite pratiquement quotidienne des satellites polaires à cette latitude. Ensuite, on décrit deux phénologies pour quatre différentes sous-régions de la mer du Labrador. On montre que la climatologie des fronts océaniques dans la mer du Labrador appuie la zone riche en turbulences à 62°N, qu'on connaît en raison du fort EKE. Finalement, les anomalies de CHL sont corrélées aux anomalies FF_{sst} , principalement pendant l'été.

4.1 Couverture nuageuse et disponibilité en données

Les premiers résultats dévoilent que la visibilité par satellite est très faible dans la mer du Labrador. En exploitant des données provenant de trois satellites, un pixel est observé en moyenne à peine 24 fois sur 365 jours – une observation par jour étant ici le max. Seulement trois catégories sont appliquées pour masquer nos pixels : terre, lumière parasite (*straylight* en anglais) ainsi que nuages et glaces. La lumière parasite se trouve en bordure des cibles très brillantes comme les nuages ou la glace (NASA Ocean Biology Processing Group, d) et affecte généralement plusieurs pixels par image, mais il s’agit rarement du masque le plus punitif. Nous avons aussi remarqué que les pixels affectés par la lumière parasite sont en bordure de l’image ou d’un trou (nuage ou glace) dans les données.

On sait que le plateau du Labrador est couvert de glace de novembre à juin (Wu et al. 2008, Yashayaev et al. 2018) ce qui explique le peu d’observations durant cette période. Toutefois, la mer du Labrador et le plateau du Groenland sont libres de glace l’hiver. On peut donc déduire que la couverture nuageuse est responsable de masquer la majorité des pixels. La fraction nuageuse moyenne dans la région dépasse souvent le 80% voire 90% pour la majeure partie de l’année (King et al., 2013). Notre faible taux d’observations causé par les nuages concorde avec Lehahn et al. (2007), à une latitude similaire (30°-50°N), qui retient seulement 4% (23/700) des images satellitaires initiales (SeaWiFS et AVHRR à 1 km). Le taux d’observations de Frajka-Williams and Rhines (2010) qui a lieu dans la mer du Labrador est plus généreux, avec en moyenne 20% de visibilité sur 11 ans de couverture satellitaire (SeaWiFS à 9 km). La faible visibilité est un problème inhérent à l’observation satellitaire dans cette région.

Le manque de visibilité a un impact sur la robustesse des résultats, en particulier dans une perspective d’estimation des fronts, de la SST et de la CHL pixel par pixel à une résolution de 1-km. Par exemple, si une seule journée est libre de nuage pendant la semaine et qu’elle capture le bloom à son apogée, cela engendre un biais dans la statistique hebdomadaire ou mensuelle du pixel. Une possibilité pour augmenter artificiellement la couverture spatiale serait de dégrader la résolution spatiale des données de 1 km² vers 16 km² (4 × 4 km), mais avec une perte possible de fronts à fine échelle. Nous avons préféré conserver la résolution originale pour mieux décrire le champ mésoéchelle et

submésocéchelle. Le problème de robustesse s'écarte évidemment lorsqu'on moyenne les données sur une plus grande superficie, comme il a été fait ici avec les quatre polygones d'intérêt.

4.2 Les blooms dans la mer du Labrador

Les climatologies mensuelles démontrent qu'il y a deux blooms par an dans la mer du Labrador. Contrairement aux autres régions subpolaires de l'Atlantique Nord comme la mer d'Irminger, le bloom saisonnier de la mer du Labrador est plus hâtif et se propage du nord vers le sud (Wu et al. 2008, Naustvoll et al. 2020). Le premier bloom débute en avril dans la région nord, par opposition au deuxième qui débute en juin dans la région sud. L'intensité du bloom du nord est nettement supérieure à celle du sud. Nos résultats convergent avec plusieurs autres travaux qui démontrent deux régions biogéographiques caractérisées par une intensité et une période de floraison différentes (Wu et al. 2008, Frajka-Williams and Rhines 2010, Lacour et al. 2015, Marchese et al. 2019). Le bloom du sud corrèle avec l'augmentation de la SST qui se propage du sud au nord (figure 3.3). L'initiation du bloom au sud est causée par la stratification thermique suite à la convection hivernale (Wu et al., 2008) ou l'arrêt de la convection thermique avant la formation d'une couche de mélange mince (Taylor and Ferrari, 2011; Ferrari et al., 2015; Marchese et al., 2019). Si on considérait *a priori* que la stratification thermique et/ou l'arrêt de la convection sont les principaux facteurs d'initiation dans toute la mer du Labrador, on devrait observer un bloom au sud en premier, ce qui n'est pas le cas. La climatologie de SST montre que le réchauffement ne commence qu'au mois de juin, c'est-à-dire presque deux mois après le début du bloom nord. Ce résultat confirme que le bloom nord n'est pas une conséquence directe du réchauffement de la surface de l'eau. De plus, les profils *in situ* de Frajka-Williams et al. (2009) en 2005 (température, salinité, oxygène, fluorescence) montrent que le bloom nord débute bien avant la stratification thermique. En effet, la stratification haline est un processus connu pour expliquer des blooms printaniers dans le nord (Byun et al. 2005, Waniek et al. 2005). Naturellement, la stratification haline réduit la MLD, ce qui augmente le temps de résidence du phytoplancton au sein de la couche euphotique. Il a été démontré que la MLD de mai est significativement moins profonde au nord (<100 m) que dans la région centrale (>1000 m; Frajka-Williams and Rhines 2010). En réalité, la MLD croise la profondeur critique de Sverdrup à la mi-avril au nord

par opposition à mi-mai pour la région centrale/sud (Frajka-Williams and Rhines, 2010). Dans la mer du Labrador, la stratification haline est surtout causée par l'advection horizontale d'eau douce provenant du courant de l'ouest du Groenland (WGC). Le WGC agit comme un pont entre la mer du Labrador et le courant est du Groenland, composé d'eau douce d'origine Arctique et de fonte de l'inlandsis Groenlandais (Luo et al., 2016). D'autres processus importants peuvent aider la stratification haline de la colonne d'eau, notamment l'eau de fonte du Groenland et l'activité tourbillonnaire (Frajka-Williams and Rhines, 2010; Luo et al., 2016). Les auteurs suggèrent ainsi que l'eau de fonte du Groenland pourrait intensifier le gradient entre le WGC et les eaux du Labrador, intensifiant ainsi la gyre subpolaire et par le fait même l'activité tourbillonnaire. Conjointement, l'activité tourbillonnaire accentue à la fois l'advection horizontale (Rykova et al. 2009, Frajka-Williams et al. 2009) et le mélange entre le WGC et la mer du Labrador.

Bien que le bloom du secteur nord et du secteur Groenland débute pratiquement en même temps (figure 3.6), la climatologie d'avril montre que l'épicentre de CHL est situé dans la portion centre-nord ($\sim 55^\circ\text{W}$; figure 3.3) – par opposition à un épicentre près du Groenland en mai. On peut interpréter que la MLD est moins profonde en avril dans le nord qu'elle ne l'est près du Groenland au même moment. Une autre explication pourrait être qu'en avril, moins de lumière est disponible dans la colonne d'eau près du Groenland que dans la région centre-nord. La MLD et la lumière ne sont pas les seules variables explicatives, il est important de mentionner que type d'assemblage phytoplanctonique et la disponibilité en nutriments sont des facteurs à considérer dans l'interprétation des résultats. La plupart des travaux ayant établi des biorégions dans la mer du Labrador incluent la position de cet épicentre d'avril dans ce qu'ils définissent respectivement comme la biorégion "nord" de la mer du Labrador (Wu et al. 2008; Lacour et al. 2015; Marchese et al. 2019). Toutefois, la biorégion nord respective aux travaux de Frajka-Williams and Rhines (2010) couvre uniquement la portion est du bassin, adjacente au Groenland. L'analyse utilisée par Frajka-Williams and Rhines (2010) pour déterminer les biorégions s'appuie sur un critère de variabilité interannuelle. Ceci pourrait impliquer que l'épicentre d'avril que nous observons sur nos climatologies est la signature de quelques épisodes ponctuels et intenses par opposition à un réel cycle saisonnier. Comme nous n'avons pas utilisé de critères objectifs pour déterminer une date précise de début de bloom, il est impossible d'affirmer que le polygone nord entre en floraison en premier. Il est également impossible

de confirmer que le mois d'avril est significativement plus intense au nord que du côté Groenland. L'absence de données *in situ* empêche de discuter davantage sur la nature de cet épicycle d'avril.

Le cycle annuel de CHL montre que le plateau du Labrador subit un bloom vers la fin de mai ou début juin (figure 3.6). On sait que cette zone est partiellement couverte de glace jusqu'en juin. En fait, il s'agit essentiellement d'un couvert de glace fortement fragmenté qui est advecté dans la région par les courants côtiers arctiques. On peut supposer que la stratification haline est élevée dans cette région en raison de l'apport d'eau douce de l'Arctique (Yashayaev and Loder, 2016). Par conséquent, la MLD est possiblement suffisamment peu profonde pour supporter un bloom au printemps. Toutefois, la présence de glace réduit possiblement la lumière et empêche le phytoplancton de croître avant juin.

4.3 Fronts océaniques et lien avec la production phytoplanktonique

Les résultats de FF_{sst} ont montré que certaines régions sont plus actives, comme le talus continental du Labrador, le talus continental du Groenland et le nord de la mer du Labrador (figure 3.4). Le talus du Labrador correspond à la limite entre les eaux intérieures du bassin profond du Labrador et l'eau douce qui provient du WGC, du détroit d'Hudson et du détroit de Davis ; tous d'origine Arctique (Pickart et al. 2002, Frajka-Williams et al. 2009). Cette dynamique forme un front stable qui persiste toute l'année, mais qui peut subir une légère translation selon le régime de la circulation du bassin. De plus, les climatologies de SST montrent qu'en été (juin à août) l'eau froide (1-4°C) qui descend vers le sud s'enclave entre l'eau côtière du Labrador et l'eau du bassin central, qui sont toutes les deux plus chaudes (5-8°C ; figure 3.3). Cette intrusion explique pourquoi beaucoup de fronts sont générés au-dessus du plateau continental – par opposition au front persistant sur le talus continental. On retrouve également un front persistant au-dessus du talus continental du Groenland qui se traduit par une FF_{sst} élevée (12-15%). À 62°N au large du Groenland, la climatologie montre que plus de fronts pénètrent l'intérieur du bassin en direction de l'ouest (3.4), en accord avec les observations altimétriques rapportées dans la littérature. On sait que les courants qui longent le talus continental du Groenland (direction nord) sont redirigés vers le large à 62°N en raison de

la disposition topographique irrégulière de 3000 m et 1000 m de profondeur (Rykova et al. 2009, Frajka-Williams and Rhines 2010). Cette zone correspond également au maximum de EKE provenant de données altimétriques (Pickart et al. 2002; Lilly et al. 2003; Brandt 2004; Rykova et al. 2009; Frajka-Williams and Rhines 2010). En mai, cette zone de maximum de EKE correspond à l'endroit où le bloom est le plus étalé longitudinalement.

Il faut retenir que les fronts océaniques tels que décrits ici représentent plusieurs dynamiques physiques. En ce sens, le champ de fronts correspond à la somme des fronts persistants des structures cohérentes mésoéchelle et des instabilités barocliniques submésoéchelle. Avec nos données, il est impossible de déterminer le processus physique expliquant la frontogénèse. Pour cette étude, l'identification de fronts répond à une simple classification binaire, qui ne tient pas compte de l'intensité, de la persistance temporelle ou de toute autre métrique pouvant nuancer davantage l'interprétation océanographique. Il s'agit toutefois du premier travail d'inventaire bidécennal des fronts océaniques à fine échelle spatiale (1 km) dans la mer du Labrador.

Les zones nord et sud défont notre hypothèse en montrant les printemps les plus forts en FF_{sst} en phase avec des saisons moins productives en CHL (2008, 2009, 2012, 2014). Pour toutes ces années où l'anomalie de FF_{sst} est très positive, c'est le début de saison (mars-avril) qui est particulièrement actif en fronts. En regardant plus attentivement les séries temporelles d'anomalies de la zone nord et sud, on remarque qu'en 2012 et 2014 il y a un décalage entre le maximum de FF_{sst} et le minimum de CHL (figure 3.11). En effectuant un décalage temporel, de manière à devancer l'anomalie de FF_{sst} par rapport à l'anomalie de CHL, le coefficient de corrélation augmente. Si les fronts ont un impact sur la CHL à l'échelle saisonnière, on voit qu'il n'est pas instantané dans ces régions. Les corrélations sont plutôt faibles (-0.3 à -0.4), ce qui, au mieux, suggère un lien potentiel entre les variables. Il faut toutefois être très prudent avec l'interprétation de ces résultats, car on observe également des corrélations négatives significatives pour des décalages temporels négatifs (figure 3.14) – lorsque l'anomalie de FF_{sst} est retardée par rapport à l'anomalie de CHL. Ce résultat démontre spécifiquement que la présence de corrélation n'est pas synonyme de causalité. Cela dit, nos résultats permettent de postuler que dans certains cas, une présence anormalement élevée de fronts à l'hiver ou au printemps pourrait mettre en place des conditions qui sont défavorables à la productivité saisonnière du phytoplancton. On peut expliquer cette corrélation en considérant que la

population de tourbillons, dans son ensemble, engendre une advection verticale de nutriments sous la couche euphotique (McGillicuddy et al., 2003). Plus précisément, il s'agit d'une convergence à la surface et une divergence en profondeur qui résulte en un pompage négatif à plus long terme (McGillicuddy et al., 2003). L'interprétation des résultats numériques de McGillicuddy et al. (2003) suggère que le pompage vertical de nutriments est un mécanisme de rééquilibrage géostrophique post-convection qui s'articule par l'activité mésoéchelle. Il n'est pas clair si les instabilités générées sur le talus du Groenland (62°N) et qui migrent dans le centre de la mer du Labrador contribuent à ce pompage négatif. Comme en région subpolaire les nutriments sont généralement très abondants au printemps, l'effet de la subduction n'est pas instantanée, mais s'opère un peu plus tard dans la saison (McGillicuddy et al., 2003). Ceci pourrait expliquer pourquoi en 2008 et 2014 on retrouve néanmoins quelques semaines au-dessus de la normale (CHL) en début de saison, par opposition au reste de la saison qui est anormalement faible (figure 3.11 et 3.12). Il faut préciser que cette subduction n'est pas mutuellement exclusive à l'effet des fronts sur la stratification haline – mécanisme qui pourrait influencer le début de bloom. En ce sens, d'un point de vue théorique, on reconnaît l'effet positif à court terme des fronts sur la stratification et sur la date de début de bloom. C'est plutôt lorsque la quantité de fronts est anormalement élevée en hiver et au printemps que la corrélation semble négative en été. En somme, la dynamique de subduction causée par les tourbillons, tel que suggéré ici, est concordante avec une stratification à la surface, mais elle y ajoute une composante d'advection verticale à long terme. Il est important de mentionner que nous observons une FF_{sst} significativement faible pour les mois de décembre et janvier (figure 3.7 et 3.10). Ceci pourrait sembler contradictoire à l'affirmation qui suggère que les vitesses verticales liées à la sub-mésoéchelle sont maximales en hiver (Lévy et al., 2018). De plus, comme la FF_{sst} est un ratio, le résultat ne devrait être influencé par le nombre d'observations total. Cependant, on remarque qu'en hiver, les zones mieux échantillonnées correspondent à des FF_{sst} supérieures. Par exemple, la zone Labrador est celle qui couvre le mieux le mois de décembre (figure 3.2) de même qu'elle affiche les FF_{sst} les plus grandes de décembre (figure 3.7). Conséquemment, la zone du Groenland est celle qui couvre le mieux janvier et on y retrouve les FF_{sst} les plus hauts de janvier (presque 10% ; figure 3.7). On peut en conclure que la période hivernale ne dévoile pas assez de données valides pour en faire des statistiques significatives. Il est donc plausible de croire ce que la faible représentativité de FF_{sst} pour

décembre et janvier est un biais méthodologique saisonnier, causé par les nuages.

Du côté du Groenland aucune corrélation n'est sortie significative en été, mais la relation est positive (0.27) avec 16 jours de décalage. Tenant compte de l'interprétation précédente, il est attendu que le pompage initié par l'activité tourbillonnaire ne s'applique pas au talus du Groenland puisque la convection est minimale. À partir de 16 jours le coefficient de corrélation diminue rapidement jusqu'à $r = -0.3$ (48 jours). On pourrait interpréter ici que l'activité tourbillonnaire emprisonne les composantes biologiques, ce qui augmente le couplage proie-prédateur et qui explique le coefficient de corrélation qui chute en moins d'un mois. Il est intéressant de constater qu'aucune corrélation >0.1 n'a été observée au printemps dans la région nord et sud et Groenland. Pour la région du Labrador, on remarque de meilleures corrélations au printemps, en absence de décalage temporel. Cette corrélation est probablement expliquée par la présence de l'énorme front persistant plutôt que par l'activité tourbillonnaire. La figure 3.14 montre qu'au sud et au nord le coefficient de corrélation est systématiquement négatif, peu importe le décalage temporel. Ce résultat est contre intuitif, surtout pour un décalage négatif qui implique que le signal d'anomalie de FF_{sst} est retardé par rapport à l'anomalie de CHL. Il n'est pas important de se soucier d'un décalage temporel négatif, car on ne s'attend pas à ce que l'anomalie de CHL explique l'anomalie de FF_{sst} . Il est important de se rappeler qu'avec cet exercice, la présence corrélation entre les variables n'est pas synonyme d'un rapport de causalité.

Dans la zone sud, qui correspond à la région où la convection est plus intense, on remarque une concordance entre les plus grandes anomalies de FF_{sst} (figure 3.11) et les années avec la plus grande profondeur de mélange : 2003, 2008, 2012, 2014, 2015 (Yashayaev and Loder, 2016). Pour ces années de convection profonde, dans la région nord, l'abondance en fronts est moins prononcée (seulement 2012, 2014, 2015). Cette observation concorde avec l'idée que la convection profonde contribue à générer des instabilités barocliniques au centre de la mer du Labrador (McGillicuddy et al., 2003). De plus, environ la moitié de ces années correspond à une anomalie positive de CHL (2003, 2015) alors que l'autre moitié est liée à une anomalie négative (2002, 2008, 2014). Ceci indique, bien entendu, que d'autres variables que les fronts ont un pouvoir explicatif sur la CHL dans un système écologique complexe. Les travaux de Balaguru et al. (2018) montrent une faible corrélation positive entre la profondeur de la convection hivernale et l'intensité du bloom d'avril. Cette

corrélation ne se reflète pas clairement sur nos résultats. On peut tenter d'interpréter le problème avec deux différents mécanismes de survie du phytoplancton pendant hiver : le couplage proie-prédateur et la discrimination par la taille des cellules. La première explication présume que la convection dilue la concentration proie et par le fait même le broutage hivernal (Behrenfeld, 2010; Balaguru et al., 2018). Pour être en mesure d'expliquer nos résultats, on pourrait spéculer qu'en stratifiant la colonne d'eau, de nombreux tourbillons en hiver peuvent à l'inverse accentuer le couplage proie-prédateur et augmenter le broutage hivernal. La dynamique submésoscale à également tendance à rapprocher géographiquement les différents habitats et les différentes communautés (phytoplancton ou zooplancton) ce qui peut aussi accentuer le couplage proie-prédateur (Lévy et al., 2018). La deuxième explication est formulée par les travaux de Balaguru et al. (2018), suggérant que la convection réduit la sédimentation gravitaire des cellules phytoplanctoniques, qui, autrement, couleraient et sortiraient définitivement du système. À la lumière de ces interprétations, on suppose que la stratification causée par les fronts peut inhiber l'effet de la convection sur la remise en suspension des cellules phytoplanctoniques et ainsi accentuer la sédimentation ; en particulier celles de grande taille comme les diatomées qui sont surtout présentes l'été lorsque l'ensoleillement est fort (Lacour et al., 2017). Même si on observe une concordance qualitative entre la profondeur de la convection et la quantité de fronts, nos résultats ne permettent que de poser des spéculations pour tenter d'expliquer cette relation.

En supplément, il est important de considérer que la méthode consiste à identifier les fronts de SST, sans aucune considération pour la salinité de l'eau. Pourtant, on sait que la variation de salinité peut compenser pour la variations de température, annulant potentiellement la variation de densité (Rudnick and Ferrari, 1999). Ceci implique qu'un front de SST ne correspond pas nécessairement à un front de densité.

Bien que ce travail se penche sur des observations pluriannuelles, il serait nécessaire de procéder à des études de cas concrets pour faire avancer la discussion. Il serait recommandé de mettre en relation des mesures *in situ* de nutriments pour des années où la population de fronts (hiver-printemps) est très abondante. Nous pourrions ainsi savoir si l'advection verticale exercée par les instabilités barocliniques accélère ou accentue le manque de nutriments dans la saison et ainsi corrélér ceci avec la production de phytoplancton. Par ailleurs, bien que cela soit difficile à obtenir, l'échantillonnage de

zooplancton à proximité de structures mésoéchelle ou submésoéchelle est nécessaire pour tester les hypothèses sur le couplage proie-prédateur. Bien que les variables abiotiques aient un grand pouvoir explicatif, il est crucial d'intégrer la présence du zooplancton au modèle conceptuel; en particulier *Calanus finmarchicus* qui est abondant au printemps et à l'été (Head et al., 2003).

Conclusion

Ce travail visait à mesurer l'impact des fronts océaniques sur la productivité phytoplanctonique dans la mer du Labrador. Nous avons identifié les fronts de température sur une base de données satellitaire à haute résolution spatiale (1-km) couvrant près de deux décennies (18 ans) pour ensuite déterminer la FF_{sst} de chaque pixel. Le traitement des données satellitaires de niveau 2 a nécessité un effort considérable et plusieurs obstacles méthodologiques ont dû être surmontés pour extraire les fronts avec précision et confiance.

On montre que dans la région centrale de la mer du Labrador, une abondance anormale de fronts au printemps est négativement corrélée avec la production saisonnière de CHL en été. Dans ce cas, la corrélation est meilleure lorsque les fronts précèdent la CHL de plus de 16 jours. Ces résultats suggèrent que les fronts ont un impact sur le phytoplancton, mais il se fait sentir après quelque temps. Si on présume que la population de fronts agit comme un puits de nutriments, l'impact se fait sentir uniquement lorsque suffisamment de nutriments sont consommés et que cela devient limitant dans l'environnement. Dans les régions du Labrador qui contiennent des fronts persistants entre les masses d'eau, la relation entre la FF_{sst} et la CHL est positive et instantanée. Basé sur des résultats qualitatifs, les observations rejettent notre hypothèse sur la relation positive entre les fronts et la CHL en été. Du côté Labrador uniquement, les résultats montrent une relation positive entre l'anomalie de fronts et de CHL au printemps. Tel qu'attendu, les résultats montrent que la zone nord près du Groenland (62°N) est plus riche en fronts et qu'ils se dirigent au large vers le nord du bassin. Surprenamment, beaucoup de fronts sont identifiés sur le plateau continental du Labrador, à l'ouest du front persistant. L'abondance de fronts est probablement attribuée à l'eau douce en provenance du détroit d'Hudson et qui se mélange avec l'eau centrale à la surface de la mer du Labrador. Les

climatologies mensuelles concordent avec les bio-régions des travaux antérieurs, montrant un bloom hâtif court et intense au nord en avril et un bloom estival au sud concordant avec le réchauffement saisonnier.

Bien que l'utilisation des images à 1-km de résolution permette de percevoir les fronts à petite échelle, nous n'avons pas assez d'information pour discuter sur la nature du processus physique derrière la frontogénèse. L'utilisation de métriques descriptives supplémentaires comme l'intensité, l'orientation et la persistance du front offrirait une meilleure interprétation de nos résultats. Les études futures pourraient par ailleurs tenter de détecter les tourbillons océaniques et d'en extraire leur taille et leur sens de rotation. Pour ce faire, les méthodes numériques faisant appel à l'intelligence artificielle et l'apprentissage profond devraient être examinées (Zhang et al., 2016). Les réseaux de neurones convolutionnels (CNN) sont actuellement développés pour la détection de tourbillons dans les données satellitaires altimétrique (Huang et al., 2022) et pourraient possiblement être appliqués aux données SST.

Le principal problème de la télédétection satellitaire à cette latitude est la faible visibilité dû à la présence accrue de nuages. L'intégration de plus de capteurs comme *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR ; pour la SST) et *Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor* (SeaWiFS ; pour la couleur de l'eau) serait recommandé pour augmenter la visibilité des pixels et étendre l'analyse jusqu'en 1997. Toutefois, la fusion des données de différents capteurs nécessite une inter-calibration. Dans ce travail, nous avons jugé qu'il n'était pas nécessaire de procéder à une calibration inter-capteurs puisque nous n'accordons pas d'importance à la valeur absolue de CHL/SST. Cela dit, cette pratique n'est pas recommandée, en particulier en ajoutant de nouveaux capteurs puisque cela augmenterait davantage la marge d'erreur. Bien que la calibration inter-capteurs complique le traitement numérique, elle permettrait d'obtenir des lectures de CHL plus justes. De plus, la télédétection n'offre qu'une image de la surface de la mer et il devient de plus en plus clair que le couplage avec des données *in situ* aurait été nécessaire. Il serait recommandé de jumeler les données satellitaires à des profils verticaux, notamment la base de données de bouées autonomes Argo, qui sont de plus en plus abondantes dans la mer du Labrador. L'utilisation ponctuelle de profils verticaux (température, salinité, fluorescence) pourrait servir à identifier plus précisément les structures vues de l'espace. Surtout en considérant que la présence de chlorophylle sous la surface de l'eau est anticipée dans la

mer du Labrador en été (Frajka-Williams et al. 2009 ; Lacour et al. 2015).

Bien que l'observation satellitaire de la mer du Labrador soit sévèrement obstruée par les nuages, nous avons pu décrire le climat de fronts à fine résolution spatiale dans la mer du Labrador. Nous avons montré que la présence anormalement élevée de fronts au printemps diminue la production de CHL en été. Cette dynamique implique un décalage temporel dans l'impact des fronts, qui serait relié avec le pompage vertical de nutriments vers le fond. Cette étude contribue à l'observation interannuelle à fine échelle spatiale de la mer du Labrador dans l'optique de mieux comprendre les relations entre la dynamique mésoéchelle/submésoéchelle avec le phytoplancton. Il s'agit d'un travail original portant sur l'étude interannuelle des fronts dans la mer du Labrador. Bien que les données altimétriques soient souvent utilisées pour décrire le champ mésoéchelle, ce travail à fine résolution spatiale permet d'intégrer le champ submésoéchelle dans la discussion. Ce mémoire contribue à l'océanographie observationnelle de la mer du Labrador en couvrant 18 ans de mesures satellitaires. L'observation à haute résolution tend vers une compréhension plus intégrale de ce système océanographique de haute importance dans l'Atlantique Nord.

Bibliographie

- Balaguru, K., Doney, S. C., Bianucci, L., Rasch, P. J., Leung, L. R., Yoon, J. H., and Lima, I. D. (2018). Linking deep convection and phytoplankton blooms in the northern Labrador Sea in a changing climate. *PLoS ONE*, 13(1) :1–17.
- Behrenfeld, M. J. (2010). Abandoning Sverdrup’s Critical Depth Hypothesis on phytoplankton blooms. *Ecology*, 91(4) :977–989.
- Brandt, P. (2004). Seasonal to interannual variability of the eddy field in the Labrador Sea from satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 109(C2) :C02028.
- Byun, D.-s., Hua, X., Hart, D. E., and Cho, Y.-k. (2005). Modeling the effect of freshwater inflows on the development of spring blooms in an estuarine embayment. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 65 :351–360.
- Callies, J., Ferrari, R., Klymak, J. M., and Gula, J. (2015). Seasonality in submesoscale turbulence. *Nature Communications*, 6 :1–8.
- Cayula, J.-F. F. and Cornillon, P. (1992). Edge Detection Algorithm for SST Images. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 9(1) :67–80.
- Cota, G. F., Harrison, W. G., Platt, T., Sathyendranath, S., and Stuart, V. (2003). Bio-optical properties of the Labrador Sea. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 108(C7).
- Cyr, F. and Larouche, P. (2015). Thermal Fronts Atlas of Canadian Coastal Waters. *Atmosphere - Ocean*, 53(2) :212–236.

- de Jong, M. F., Bower, A. S., and Furey, H. H. (2013). Two Years of Observations of Warm-Core Anticyclones in the Labrador Sea and Their Seasonal Cycle in Heat and Salt Stratification. *Journal of Physical Oceanography*, 44(2) :427–444.
- de Jong, M. F., Bower, A. S., and Furey, H. H. (2016). Seasonal and interannual variations of irmingier ring formation and boundary-interior heat exchange in FLAME. *Journal of Physical Oceanography*, 46(6) :1717–1734.
- Ferrari, R., Merrifield, S. T., and Taylor, J. R. (2015). Shutdown of convection triggers increase of surface chlorophyll. *Journal of Marine Systems*, 147 :116–122.
- Frajka-Williams, E. and Rhines, P. B. (2010). Physical controls and interannual variability of the Labrador Sea spring phytoplankton bloom in distinct regions. *Deep-Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 57(4) :541–552.
- Frajka-Williams, E., Rhines, P. B., and Eriksen, C. C. (2009). Physical controls and mesoscale variability in the Labrador Sea spring phytoplankton bloom observed by Seaglider. *Deep-Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 56(12) :2144–2161.
- Franz, B. A., Kwiatkowska, E. J., Meister, G., McClain, C. R., and . (2008). Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer on Terra : limitations for ocean color applications. *Journal of Applied Remote Sensing*, 2(1) :023525.
- Head, E. J., Harris, L. R., and Yashayaev, I. (2003). Distributions of Calanus spp. and other mesozooplankton in the Labrador Sea in relation to hydrography in spring and summer (1995-2000). *Progress in Oceanography*, 59(1) :1–30.
- Hu, C., Lee, Z., and Franz, B. (2012). Chlorophyll a algorithms for oligotrophic oceans : A novel approach based on three-band reflectance difference Chlorophyll a algorithms for oligotrophic oceans : A novel approach based on three-band reflectance difference. *Journal of Geophysical Research*, 117(C1).
- Huang, B., Ge, L., Chen, X., and Chen, G. (2022). Vertical Structure-Based Classification of Oceanic Eddy Using 3-D Convolutional Neural Network. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 60 :1–14.

- Kahru, M., Di Lorenzo, E., Manzano-Sarabia, M., and Mitchell, B. G. (2012). Spatial and temporal statistics of sea surface temperature and chlorophyll fronts in the California Current. *Journal of Plankton Research*, 34(9) :749–760.
- Kahru, M., Jacox, M. G., and Ohman, M. D. (2018). CCE1 : Decrease in the frequency of oceanic fronts and surface chlorophyll concentration in the California Current System during the 2014–2016 northeast Pacific warm anomalies. *Deep-Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 140(January) :4–13.
- Katsman, C. A., Spall, M. A., and Pickart, R. S. (2004). Boundary Current Eddies and Their Role in the Restratification of the Labrador Sea*. *Journal of Physical Oceanography*, 34(9) :1967–1983.
- Kilpatrick, K. A., Podestá, G., Walsh, S., Williams, E., Halliwell, V., Szczodrak, M., Brown, O. B., Minnett, P. J., and Evans, R. (2015). A decade of sea surface temperature from MODIS. *Remote Sensing of Environment*, 165 :27–41.
- King, M. D., Platnick, S., Menzel, W. P., Ackerman, S. A., and Hubanks, P. A. (2013). Spatial and temporal distribution of clouds observed by MODIS onboard the terra and aqua satellites. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 51(7) :3826–3852.
- Klein, P. and Lapeyre, G. (2009). The Oceanic Vertical Pump Induced by Mesoscale and Submesoscale Turbulence. *Annual Review of Marine Science*, 1(1) :351–375.
- Lacour, L., Ardyna, M., Stec, K. F., Claustre, H., Prieur, L., Poteau, A., Ribera D’Alcala, M., and Iudicone, D. (2017). Unexpected winter phytoplankton blooms in the North Atlantic subpolar gyre. *Nature Geoscience*, 10(11) :836–839.
- Lacour, L., Claustre, H., Prieur, L., and D’Ortenzio, F. (2015). Phytoplankton biomass cycles in the North Atlantic subpolar gyre : A similar mechanism for two different blooms in the Labrador Sea. *Geophysical Research Letters*, 42(13) :5403–5410.
- Lalli, C. and Parsons, T. (1997). *Biological oceanography : an introduction*. Elsevier.

- Lazier, J., Hendry, R., Clarke, A., Yashayaev, I., and Rhines, P. (2002). Convection and restratification in the Labrador Sea, 1990-2000. *Deep-Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 49(10) :1819–1835.
- Lehahn, Y., D’Ovidio, F., Lévy, M., and Heifetz, E. (2007). Stirring of the northeast Atlantic spring bloom : A Lagrangian analysis based on multisatellite data. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 112(8) :1–15.
- Lévy, M., Ferrari, R., Franks, P. J. S., Martin, A. P., and Rivière, P. (2012). Bringing physics to life at the submesoscale. *Geophysical Research Letters*, 39(14) :n/a–n/a.
- Lévy, M., Franks, P. J., and Smith, K. S. (2018). The role of submesoscale currents in structuring marine ecosystems.
- Lilly, J. M. and Rhines, P. B. (2002). Coherent Eddies in the Labrador Sea Observed from a Mooring. *Journal of Physical Oceanography*, 32(2) :585–598.
- Lilly, J. M., Rhines, P. B., Schott, F., Lavender, K., Lazier, J., Send, U., and D’Asaro, E. (2003). Observations of the Labrador Sea eddy field. *Progress in Oceanography*, 59(1) :75–176.
- Luo, H., Bracco, A., and Zhang, F. (2014). The seasonality of convective events in the Labrador Sea. *Journal of Climate*, 27(17) :6456–6471.
- Luo, H., Castelao, R. M., Rennermalm, A. K., Tedesco, M., Bracco, A., Yager, P. L., and Mote, T. L. (2016). Oceanic transport of surface meltwater from the southern Greenland ice sheet. *Nature Geoscience*, 9(7) :528–532.
- Mahadevan, A. (2016). The Impact of Submesoscale Physics on Primary Productivity of Plankton. *Annual Review of Marine Science*, 8(1) :161–184.
- Mahadevan, A., D’Asaro, E., Lee, C., and Perry, M. J. (2012). Eddy-driven stratification initiates North Atlantic spring phytoplankton blooms. *Science*, 336(6090) :54–58.
- Mankoff, K., Ahlstrøm, A., Colgan, W., Fausto, R., Fettweis, X., Kondo, K., Langley, K., Noël, B., Sugiyama, S., and van As, D. (2020). Greenland liquid water runoff from 1979 through 2017. *Earth System Science Data Discussions*, 27(April) :1–44.

- Marchese, C., Castro de la Guardia, L., Myers, P. G., and Bélanger, S. (2019). Regional differences and inter-annual variability in the timing of surface phytoplankton blooms in the Labrador Sea. *Ecological Indicators*, 96(June 2018) :81–90.
- MathWorks (2022a). `corrcoef` : Correlation coefficients. <https://www.mathworks.com/help/matlab/ref/corrcoef.html>. Consulté le 2022-03-23.
- MathWorks (2022b). `griddata` : Interpolate 2-d or 3-d scattered data. <https://www.mathworks.com/help/matlab/ref/griddata.html>. Consulté le 2022-03-23.
- McGillicuddy, D. J., Anderson, L. A., Doney, S. C., Maltrud, M. E., McGillicuddy, J. J., Anderson, L. A., Doney, S. C., Maltrud, M. E., McGillicuddy, D. J., Anderson, L. A., Doney, S. C., and Maltrud, M. E. (2003). Eddy-driven sources and sinks of nutrients in the upper ocean : Results from a 0.1° resolution model of the North Atlantic. *Global Biogeochemical Cycles*, 17(2) :n/a–n/a.
- Mobley, C., Boss, E., and Roesler, C. (2020). Ocean Optics Web Book. <https://www.oceanopticsbook.info/>. Consulté le 2022-03-23.
- Morel, A. and Maritorena, S. (2001). Bio-optical properties of oceanic waters : A reappraisal. *J. Geophys. Res.*, 106(C4) :7163–7180.
- NASA Ocean Biology Processing Group (a). Chlorophyll a. https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/atbd/chlor_a/. Consulté le 2022-03-23.
- NASA Ocean Biology Processing Group (b). Level 2 Ocean Color Flags. <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/atbd/ocl2flags/>. Consulté le 2022-03-23.
- NASA Ocean Biology Processing Group (c). Long-Wave Sea Surface Temperature. <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/atbd/sst/>. Consulté le 2022-03-23.
- NASA Ocean Biology Processing Group (d). MODIS/Aqua Straylight Flagging and Masking. https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/reprocessing/r2005/aqua/modisa_repro1_stlight/. Consulté le 2022-03-23.

- NASA Ocean Biology Processing Group (e). OBPG Data Compositing Periods. <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/data/compositing-periods/>. Consulté le 2022-03-23.
- NASA Ocean Biology Processing Group (f). Ocean Level-2 Data Format Specification. <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/docs/format/l2nc/>. Consulté le 2022-03-23.
- Naustvoll, L. J., Melle, W., Klevjer, T., Drinkwater, K. F., Strand, E., and Knutsen, T. (2020). Dynamics of phytoplankton species composition, biomass and nutrients in the North Atlantic during spring and summer - A trans-Atlantic study. *Deep-Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 180(October) :4–6.
- Pickart, R. S., Torres, D. J., and Clarke, R. A. (2002). Hydrography of the Labrador Sea during active convection. *Journal of Physical Oceanography*, 32(2) :428–457.
- Rudnick, D. L. and Ferrari, R. (1999). Compensation of horizontal temperature and salinity gradients in the ocean mixed layer. *Science*, 283(5401) :526–529.
- Rykova, T., Straneo, F., and Bower, A. S. (2015). Seasonal and interannual variability of the West Greenland Current System in the Labrador Sea in 1993-2008. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 120(2) :1318–1332.
- Rykova, T., Straneo, F., Lilly, J. M., and Yashayaev, I. (2009). Irminger Current Anticyclones in the Labrador Sea observed in the hydrographic record, 1990–2004. *Journal of Marine Research*, 67(3) :361–384.
- Severin, T., Conan, P., Durrieu de Madron, X., Houpert, L., Oliver, M. J., Oriol, L., Caparros, J., Ghiglione, J. F., and Pujol-Pay, M. (2014). Impact of open-ocean convection on nutrients, phytoplankton biomass and activity. *Deep-Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 94 :62–71.
- Siegel, D. A., Doney, S. C., and Yoder, J. A. (2002). The North Atlantic spring phytoplankton bloom and Sverdrup’s critical depth hypothesis. *Science*, 296(5568) :730–733.

- Stuart, V., Sathyendranath, S., Head, E. J., Platt, T., Irwin, B., and Maass, H. (2000). Bio-optical characteristics of diatom and prymnesiophyte populations in the Labrador Sea. *Marine Ecology Progress Series*, 201(1991) :91–106.
- Sundby, S., Drinkwater, K. F., and Kjesbu, O. S. (2016). The North Atlantic spring-bloom system—where the changing climate meets the winter dark. *Frontiers in Marine Science*, 3(MAR) :1–12.
- Sverdrup, H. U. (1953). On conditions for the vernal blooming of phytoplankton. *ICES Journal of Marine Science*, 18(3) :287–295.
- Taylor, J. R. and Ferrari, R. (2011). Shutdown of turbulent convection as a new criterion for the onset of spring phytoplankton blooms. *Limnology and Oceanography*, 56(6) :2293–2307.
- Tempfli, K., Huurneman, G., Bakker, W., Janssen, L. L., Feringa, W., Gieske, A., Grabmaier, K., Hecker, C., Horn, J., Kerle, N., et al. (2009). *Principles of remote sensing : an introductory textbook*. International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation.
- Waniek, J. J., Holliday, N. P., Davidson, R., Brown, L., and Henson, S. A. (2005). Freshwater control of onset and species composition of Greenland shelf spring bloom. *Marine Ecology Progress Series*, 288(April 2014) :45–57.
- Wasserstein, R. L. and Lazar, N. A. (2016). The ASA’s Statement on p-Values : Context, Process, and Purpose. *American Statistician*, 70(2) :129–133.
- Wong, E. W. and Minnett, P. J. (2018). The Response of the Ocean Thermal Skin Layer to Variations in Incident Infrared Radiation. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 123(4) :2475–2493.
- Wu, Y., Platt, T., Tang, C. C., and Sathyendranath, S. (2008). Regional differences in the timing of the spring bloom in the Labrador Sea. *Marine Ecology Progress Series*, 355(February 2008) :9–20.
- Yashayaev, I., Bersch, M., and van Aken, H. M. (2007). Spreading of the Labrador Sea Water to the Irminger and Iceland basins. *Geophysical Research Letters*, 34(10) :1–8.

- Yashayaev, I., Lazier, R. N., and Clarke, R. A. (2003). Temperature and salinity in the central Labrador Sea during the 1990s and in the context of the longer-term change. *ICES Marine Science Symposia*, 219(October) :32–39.
- Yashayaev, I. and Loder, J. W. (2016). Recurrent replenishment of Labrador Sea Water and associated decadal-scale variability. *Journal Geophysical Research : Oceans*, 121 :8095–8114.
- Yashayaev, I., Peterson, I., and Wang, Z. (2018). Meteorological, Sea Ice, and Physical Oceanographic Conditions in the Labrador Sea during 2018. Technical report, Fisheries and Oceans Canada.
- Zhang, L., Zhang, L., and Du, B. (2016). Deep learning for remote sensing data : A technical tutorial on the state of the art. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Magazine*, 4(2) :22–40.