



HAL
open science

Impact des fronts sur le phytoplancton dans la région du Gulf Stream quantifié par imagerie satellitaire

Clément Haëck

► To cite this version:

Clément Haëck. Impact des fronts sur le phytoplancton dans la région du Gulf Stream quantifié par imagerie satellitaire. Biodiversité et Ecologie. Sorbonne Université, 2023. Français. NNT : 2023SORUS258 . tel-04249198

HAL Id: tel-04249198

<https://theses.hal.science/tel-04249198>

Submitted on 19 Oct 2023

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

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

THÈSE DE DOCTORAT DE SORBONNE UNIVERSITÉ

École Doctorale 129 – Sciences de l'Environnement
Spécialité : Cycles Biogéochimiques et Changements Environnementaux Globaux

effectuée au
Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentations et Approches Numériques

Impact des Fronts sur le Phytoplancton dans la Région du Gulf Stream Quantifié par Imagerie Satellitaire

par CLÉMENT HAËCK

dirigée par MARINA LÉVY *et* LAURENT BOPP

*Présentée et soutenue publiquement le 4 juillet 2023,
devant un jury composé de :*

<i>Présidente du jury</i>	Pascale BOURUET–AUBERTOT Prof. Sorbonne Université, LOCEAN
<i>Rapportrice</i>	Aida ALVERA–AZCÁRATE Université de Liège, Départ. d'Astrophysique, Géophysique et Océanographie
<i>Rapporteur</i>	Hubert LOISEL Université du Littoral Côte d'Opale, Lab. d'Océanologie et de Géosciences
<i>Examinatrice</i>	Élodie MARTINEZ IRD, Lab. d'Océanographie Physique et Spatiale
<i>Examineur</i>	Daniele IUDICONE Stazione Zoologica Anton Dohrn, Napoli
<i>Directrice de thèse</i>	Marina LÉVY DR CNRS, LOCEAN
<i>Co-dir. de thèse</i>	Laurent BOPP DR CNRS, Lab. de Météorologie Dynamique

Résumé

À la base de la chaîne trophique dans les océans se trouve le phytoplancton : un ensemble de micro-organismes créant de la matière organique à partir du carbone dissous, de nutriments, et de lumière. Les courants océaniques affectent la croissance du phytoplancton de différentes manières. En particulier, les structures (dites de submésoséchelle) à des échelles comprises entre 1 et 10 km, et évoluant sur des temps caractéristiques allant du jour à la semaine, jouent un rôle important pour le paysage biogéochimique des océans. Du fait de leur taille et leur temps de vie caractéristiques réduits, elles sont cependant difficiles à observer – à la fois par mesures in situ et par satellite – et à représenter correctement dans les modèles numériques.

Nous nous penchons sur deux effets des fronts de densité à ces échelles. Ces derniers génèrent des circulations secondaires verticales, dont la branche ascendante peut remonter des nutriments depuis les eaux profondes vers les eaux ensoleillées de surface. Cet apport local de nutriment, et l'augmentation de productivité qui s'ensuit, a largement été observé, mais la quantification de son impact global n'est pas encore bien établi. Ces fronts tendent également à favoriser, toujours localement, la restratification des eaux de surface. Des modèles numériques ont montré que ce processus pouvait occasionner des blooms printaniers plus précoces.

Dans cette thèse, nous utilisons 20 années d'images satellitaires afin de mieux quantifier ces effets dans la région entourant le Gulf Stream. À partir de la température de surface satellite (SST) nous calculons un indice d'hétérogénéité (HI) afin de détecter les fronts, et les séparer en fronts faibles (ceux de submésoséchelle, éphémères) et fronts forts. Nous séparons la région en trois biomes : subtropicaux permanent et saisonnier, et subpolaire.

Nous comparons les valeurs de chlorophylle-*a* (Chl-*a*) à l'extérieur et dans les fronts (faibles et forts). Nous constatons que les fronts faibles sont associés à un excès local de Chl-*a* moins important que les fronts forts, mais du fait de leur ubiquité le surplus de Chl-*a* qu'ils induisent à l'échelle du biome est comparable. L'excès local de Chl-*a* dans les fronts est 2 à 3 fois plus important dans le biome subpolaire que dans la région oligotrophe. Malgré des impacts spectaculaires à l'échelle locale, avec des augmentations jusqu'à de 60 %, l'effet des fronts à l'échelle régionale (i.e. des biomes) est plus modeste, atteignant au maximum 5 %.

Enfin, nous mesurons les différences dans les jours de démarrage du bloom et dans sa durée, entre les fronts et l'arrière-plan, et fournissons ainsi la première quantification par observation de cet effet. Nous constatons que la durée du bloom n'est pas significativement affectée, mais que le bloom démarre plus tôt dans les fronts, d'une à deux semaines.

Ces résultats approfondissent la quantification des impacts des courants de fines échelles sur la biogéochimie, aidant ainsi à cerner les processus déterminants et à mieux contraindre les modèles climatiques encore sujets à de fortes incertitudes en cette matière. Ce travail soulève plusieurs points clés

dans l'établissement de cette quantification. Nous nous sommes uniquement penchés sur la Chl-*a* totale, sans examiner les réponses des différents groupes de phytoplancton, dont l'obtention des concentrations individuelles par satellite est possible. Par ailleurs, nous avons montré les contrastes régionaux existants dans une zone relativement réduite, et les difficultés liées à la découpe en biorégions homogènes. L'extension de ces résultats à d'autres régions et à l'échelle globale constitue cependant une étape future dans cet effort de quantification globale. Nous soulignons donc les défis techniques que ces perspectives impliquent, certains que nous avons rencontrés dans cette étude, mais aussi les solutions que nous y avons opposées, et celles que nous pensons importantes à implémenter dans un futur proche.

Summary

At the base of the food chain in the oceans is phytoplankton: a collection of microorganisms that create organic matter from dissolved carbon, nutrients, and light. Ocean currents affect the growth of phytoplankton in different ways. In particular, submesoscale structures of scales of 1–10 km and evolving over characteristic times ranging from day to week, play an important role in the biogeochemical landscape of the oceans. Due to their small size and short lifetimes, they are difficult to observe – both by in situ and satellite measurements – and to represent correctly in numerical models.

Here we focus on two effects of density fronts of such scales. They generate vertical secondary circulations, whose ascending branch can potentially bring nutrients from the deep waters to the lit surface layers. This local input of nutrients, and the resulting increase in productivity, has been widely observed, but the quantification of its global impact is not yet well established. These fronts also tend, still locally, to restratify surface layers. Numerical models have shown that this process can lead to earlier spring blooms.

In this thesis, we use 20 years of satellite images to better quantify these effects in the region surrounding the Gulf Stream. From the satellite surface temperature (SST) we compute a heterogeneity index (HI) in order to detect fronts, and separate them into weak fronts (submesoscale and ephemeral) and strong fronts. We separate the region into three biomes: permanent and seasonal subtropical, and subpolar.

We compare chlorophyll-*a* (Chl-*a*) values outside and inside the fronts (weak and strong). We find that weak fronts are associated with a smaller local excess of Chl-*a* than strong fronts, but due to their ubiquity the excess of Chl-*a* they induce at the scale of the biome is similar. The local excess of Chl-*a* in fronts is 2 to 3 times greater in the subpolar biome than in the oligotrophic region. Despite dramatic impacts at the local scale, with increases of up to 60 %, the effect of fronts at the regional (i.e. biome) scale is more modest, reaching at most 5 %. Finally, we measure differences in the bloom onset and duration between the fronts and the background, and thus provide the first

observational quantification of this effect. We find that the duration of the bloom is not significantly affected, but that the bloom triggers earlier in the fronts, by one to two weeks.

These results further the quantification of the impacts of fine-scale currents on biogeochemistry, thus helping to identify the significant processes and to better constrain climate models, still subject to high uncertainties in this area. This work raises several key points in the establishment of this quantification. We have focused only on total Chl-*a*, without examining the responses of the different phytoplankton groups, for which individual concentrations can be obtained by satellite. The extension of these results to other regions and to the global scale is however a future step in this global quantification effort. We therefore highlight the technical challenges that these perspectives imply, some of which we have encountered in this work, but also the solutions that we have used and others that we think are important to implement in the near future.

Remerciements

Ce travail de thèse n'aurait pu être accompli sans l'aide et le soutien d'une myriade de personnes que j'aurai du mal à remercier de manière exhaustive.

À commencer par Marina et Laurent : je ne saurais suffisamment vous remercier. Vous savez les difficultés que j'ai rencontrées en chemin mais qui n'ont pu ébrécher votre confiance et votre soutien indéfectibles. Merci également de m'avoir donné la liberté d'explorer le côté plus "technique" de la recherche, tout en continuant à m'aiguiller dans cette voie. Je n'aurai pu demander une direction plus idéale que la vôtre, et je suis ravi de pouvoir continuer à collaborer avec vous.

Un chaleureux merci également à Sakina, Daniele et Francesco, pour vos retours scientifiques sur mon travail, ainsi que pour m'avoir accompagné et conseillé avec recul et justesse dans ma méthodologie et mon orientation de carrière.

Impossible de ne pas remercier l'équipe administrative du laboratoire qui – malgré toutes les difficultés logistiques qu'elle continue d'affronter – s'est systématiquement démenée pour mener à bien mes diverses démarches (fussent elles entamées au dernier moment...!).

Je tiens ensuite à remercier Théo, Arthur et Thomas, je garderai des souvenirs inoubliables de cette vie en collocation. Je n'aurai pu demander de meilleurs compagnons de vie et de thèse. Il en va de même pour les joyeux lurons qui ont été de passage chez nous, pour les soirées déguisées, les soirées films – bons, mauvais, ou les deux – ou pour un confinement ou deux...

Bien sûr, je n'aurai pu en arriver là sans le concours de ma famille. Merci à mes parents qui se sont toujours démenés pour me donner les meilleures chances de succès. Merci aussi à Virgile et Claire de m'avoir supporté toutes ces années (dans les deux sens du terme). Merci enfin les cousines, toujours présentes et à l'écoute, promptes à prêter main forte ; vous continuez d'être des repères quand je suis un peu perdu.

Pour finir, un merci *astronomique* aux très nombreux et nombreuses doctorant·es, post-docs et stagiaires rencontré·es pendant ces années passées au LOCEAN, dont le soutien fut inestimable et sans qui la vie au laboratoire serait bien moins ensoleillée.

À l'intention du lecteur...

Ce manuscrit compile la majeure partie des travaux que j'ai réalisés durant ces 4 dernières années. J'ai eu la chance d'avoir bénéficié d'un encadrement de thèse exceptionnel : soutenu, et pourtant me permettant une grande liberté dans mon approche, à la fois face aux problématiques scientifiques, et aux difficultés techniques. Ces années m'ont ainsi permis d'approfondir mes compétences méthodologiques et ma compréhension des questions scientifiques abordés dans ce manuscrit, mais aussi et surtout d'explorer ce qui m'animait vraiment – au gré de ma curiosité.

Force est de constater que, bien que les questions scientifiques posées dans ce manuscrit m'intéressent, m'entretenir à y répondre en tant que "chercheur" ne me correspond pas. À l'inverse, j'ai pu trouver une réelle vocation dans le développement des outils requis par la résolution de ces questions. Si vous me permettez cette analogie : si cette thèse n'aura pas pu me mettre sur les rails du jeune chercheur, elle m'a cependant montré la voie de l'ingénieur de recherche, qui y court parallèle et dans laquelle je me plais bien plus. En conséquence, ce manuscrit reflète cette préférence et s'attardera peut-être un peu plus qu'à l'accoutumée sur des considérations techniques.

En vous souhaitant une agréable lecture.

Publications et productions

Le travail effectué durant ma thèse et présenté dans ce manuscrit a donné lieu à plusieurs publications :

- ▶ un premier article présentant la méthode développée, et certains des résultats obtenus. Cet article est intégré à la structure de ce manuscrit, et inclu dans sa totalité au **chapitre III**.

Haëck C., Lévy M., Mangolte I., Bopp L. « Satellite Data Reveal Earlier and Stronger Phytoplankton Blooms over Fronts in the Gulf Stream Region ». In : *Biogeosciences* 20.9 (11 mai 2023), p. 1741-1758. DOI : [10.5194/bg-20-1741-2023](https://doi.org/10.5194/bg-20-1741-2023)

- ▶ un second article décrivant l'étude effectuée par I. Mangolte dans la région du courant de Californie, et qui exploite la méthode présentée dans cette thèse. Cet article est discuté dans le **chapitre VI** et un extrait est reporté en **annexe A**.

Mangolte I., Lévy M., Haëck C., Ohman M. D. « Sub-Frontal Niches of Plankton Communities Driven by Transport and Trophic Interactions at Ocean Fronts ». In : *Biogeosciences* 20.15 (11 août 2023), p. 3273-3299. DOI : [10.5194/bg-20-3273-2023](https://doi.org/10.5194/bg-20-3273-2023)

- ▶ et un article de review dans lequel s'inscrit ce travail, dont un extrait est reporté en **annexe B**.

Lévy M., Couespel D., Haëck C., Keerthi M., Mangolte I., Prend C. J. « The Impact of Fine-Scale Currents on Biogeochemical Cycles in a Changing Ocean ». In : *Annu. Rev. Mar. Sci.* 16.1 (3 jan. 2024), annurev-marine-020723-020531. DOI : [10.1146/annurev-marine-020723-020531](https://doi.org/10.1146/annurev-marine-020723-020531)

Participation à des conférences :

- [Filachange Workshop](#) : présentation courte
- [EGU 2022](#) : Présentation courte dans OS4.5 : Ocean Remote Sensing
- [Ocean Carbon from Space Workshop](#)
- [EGU 2021](#) : Présentation vPico dans OS4.3 : Ocean Remote Sensing
- [LAPCOD 2019](#) (Lagrangian Analysis and Prediction of Coastal and Ocean Dynamics)

Pendant cette thèse une grande partie de mon effort s'est tournée sur l'élaboration d'outils informatiques cohérents – j'entends allant au-delà d'une simple collection de scripts – permettant les analyses présentées ci-après. Une attention toute particulière a été portée à assurer leur réutilisation et extension avec facilité, d'une part pour garantir la reproductibilité effective de cette étude, et d'autre part à ce que ce travail puisse bénéficier à d'autres. Bien entendu, d'autres considérations entrent également en compte, par exemple de performances et de libre accès. Il en résulte environ 11 000 lignes de codes réparties en une centaine de fichiers (sans compter les scripts pour créer des graphes). Tous les codes utilisés sont disponibles sur un dépôt Git public¹ hébergé par l'IN2P3 (Institut National de Physique Nucléaire et de Physique des Particules, CNRS). Une version a également été déposée sur un répertoire Zenodo (DOI: [10.5281/zenodo.7470199](https://doi.org/10.5281/zenodo.7470199)). Ces codes sont accompagnés d'une documentation disponible en format `html` ou `org-mode`, et dont un extrait a été retranscrit en [annexe C](#).

Une partie du code a des objectifs plutôt généraux : gérer un ensemble de données provenant de différentes sources, et offrir un cadre de travail flexible qui puisse être étendu à de larges volumes de données. Ces parties potentiellement réutilisables se prêtent à être distribuées indépendamment pour être réutilisées dans d'autres projets. Ainsi, durant ma thèse j'ai publié publiquement les outils suivant :

FileFinder est un paquet Python qui permet (entre autres) de trouver des fichiers grâce à la structure de leur nom de fichier, ce qui est particulièrement utile par exemple pour des fichiers dépendant de la date, ou de la valeur d'un paramètre, ou des deux. L'entièreté des fichiers de données utilisés pour cette thèse sont gérées grâce à cet outil.

Find files using a simple syntax
PYPI : [filefinder](#)
URL : <https://github.com/Descanonge/filefinder>

tol-colors est un paquet Python qui donne accès à des assortiments de couleurs adaptés aux personnes atteintes de daltonisme. Les jeux de couleurs étaient pré-existants et ont été développés par Paul Tol² ; je les ai seulement rendus plus facilement accessibles via PyPI.

Color schemes for lines and maps, color-blind safe
PYPI : [tol-colors](#)
URL : https://github.com/Descanonge/tol_colors

1. <https://gitlab.in2p3.fr/clement.haack/submeso-color>
2. voir <https://personal.sron.nl/~pault>

Xarray-histogram est un paquet Python³ qui permet de calculer des histogrammes de données gérées par **Xarray**. C'est une opération centrale dans les calculs effectués pour cette thèse (section 4). Des solutions existent déjà, mais présentent certains désavantages (notamment de performances et de base de code complexe) que j'ai cherché à palier.

Compute histograms from Xarray data using Boost::Histogram
URL : <https://github.com/Descanonge/xarray-histogram>

dateloop est une simple commande bash permettant de générer des ensembles de dates. Elle a surtout été utilisée au début de ce projet afin de faciliter la gestion et le téléchargement des fichiers de données par des scripts shell. Ces scripts ont progressivement été remplacés par des équivalents Python.

Loop between dates in bash
URL : <https://github.com/Descanonge/dateloop>

Les parties du code qui gèrent les paramètres d'entrée et les bases de données (dont les documentations sont reportées annexe C) pourraient être adaptées pour être distribuées indépendamment, dans un futur proche.

De manière plus secondaire mais que je tiens néanmoins à noter, j'ai participé au projet **CF-Xarray** (visant à rendre accessible à **Xarray** les conventions de métadonnées **CF**) en y implémentant l'extraction de variables drapeaux sur masque binaire (pull request #354). Le principe est détaillé en annexe D. Cette technique sera d'ailleurs ré-utilisée pour extraire certains résultats (voir note p. 48, chap. II section 4).

J'ai également réalisé des missions d'enseignement en physique numérique pendant deux ans (64 heures par an). La première année, j'ai donné un cours d'introduction à C++ appliqué à la physique numérique, au niveau L3, ainsi qu'encadré les travaux dirigés et travaux pratiques correspondants. Pour la deuxième moitié de cette unité d'enseignement (UE), j'ai encadré et noté les projets des étudiants. La deuxième année, l'UE ayant été remaniée, j'ai encadré et noté les projets des étudiants, cette fois-ci réalisés en Python et durant le semestre entier.

Cette expérience aura été l'occasion de revoir les bases de C++, ainsi que d'expérimenter avec quelques problèmes de physique intéressants. Surtout, cela m'aura permis de me confronter à des défis de pédagogie et d'enseignement, en particulier face à des étudiants au niveau en informatique très hétérogène.

3. Il est à noter que ce projet est plus proche du stade de preuve de concept que d'outil exploitable. Son utilisation sur de large quantités de données avec Dask présente des problèmes non résolus. Néanmoins les bénéfices en performances sont très prometteurs (voir le dépôt Github pour des comparaisons).

Malgré une première année entachée par de l'enseignement à distance forcée, cela aura globalement été une expérience très positive, autant grâce à l'équipe pédagogique qu'aux élèves.

Enfin, pour conclure cette section et en guise d'indication, l'accomplissement de cette thèse aura généré 6.8 tCO₂ (1.7 tCO₂ par an). Je n'ai réalisé que peu de trajets en avion, aucune campagne en mer, et que peu de calculs informatiques intensifs (qui sont typiquement les trois postes les plus consommateurs pour un travail académique) ; ainsi la majeure partie de cette estimation correspond à la vie en laboratoire. L'estimation (sommaire) de ce bilan carbone est détaillée en [annexe F](#).

Glossaire

(A)ATSR	(Advanced) Along Track-Scanning Radiometer
AVHRR	Advanced Very-High-Resolution Radiometer
BOA	Belkin–O’Reilly Algorithm
C3S	Copernicus Climate Change Service
CC	Cayula–Cornillon
CCI	Climate Change Initiative
CDOM	Colored Dissolved Organic Matter
CF	Climate Forecast (convention NetCDF)
CMEMS	Copernicus Marine Environment Monitoring Service
CMR	Common Metadata Repository
CORA	Coriolis Ocean dataset for ReAnalysis
CZCS	Coastal Zone Color Scanner
DAAC	Distributed Active Archive Center
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecast
EOSDIS	Earth Observing System Data and Information System
ERS	European Remote Sensing
ESA	European Space Agency
FSLE	Finite-Size Lyapunov Exponent
GHRSSST	Group for High Resolution Sea Surface Temperature
HPLC	High Performance Liquid Chromatography
IPSL	Institut Pierre-Simon Laplace
JPSS	Joint Polar Satellite System
MERIS	Medium Resolution Imaging Spectrometer
MetOp	Meteorological Operational satellite
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MUR	Multiscale Ultrahigh Resolution
NAP	Non-Algal Particules
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NOMAD	NASA bio-Optical Marine Algorithm Dataset
OBPG	Ocean Biology Processing Group

OCSSW	OceanColor Science Software
OCTAC	Ocean Colour Thematic Assembly Center
OLCI	Ocean and Land Colour Instrument
OLI	Operational Land Imager
OSTIA	Operational SST and Sea Ice Analysis
PFT	Phytoplanktonic Functional Type
SeaWiFS	Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor
SLSTR	Sea and Land Surface Temperature Radiometer
SMOS	Soil Moisture and Ocean Salinity
SOM	Self-Organizing Map
Suomi NPP	Suomi National Polar-orbiting Partnership
SWOT	Surface and Water Ocean Topography
VIIRS	Visible Infrared Imaging Radiometer Suite

Table des matières

Résumé	i
Summary	ii
Publications et productions	vi
Glossaire	x
Table des matières	xiv
Table des figures	xv
Chapitre I Introduction	1
1 Préambule	2
2 Le phytoplancton dans le système terre	5
2.1 Définition générale	5
2.2 Télédétection	6
2.3 Observations in situ et modèles numériques	10
3 Interactions biophysiques	11
3.1 Importance des fines échelles	11
3.2 Mélange horizontal	14
3.3 Les fronts de submésoséchelle	15
3.4 Apport de nutriments aux fronts	16
3.5 Modification de la phénologie du bloom	20
4 Région d'étude : Extension du Gulf Stream	21
4.1 Circulation	21
4.2 Productivité primaire	22
5 Détection des fronts sur images satellites	23
5.1 Historique des méthodes existantes	23
5.2 Vers des fronts de densité	26
6 Objectifs	27
7 Plan de thèse	27

Chapitre II Méthodes	29
1 Données	30
1.1 Sea Surface Temperature (SST)	30
1.2 Chlorophylle- <i>a</i>	35
1.3 Colocalisation entre SST et Chl- <i>a</i>	37
1.4 Bathymétrie	37
2 Délimitations des sous-régions d'étude	37
2.1 Séparation des biomes	38
2.2 Exclusion du plateau continental	38
3 Heterogeneity Index (HI)	40
3.1 Implémentation: Calcul des composantes	42
3.2 Implémentation: Coefficients de normalisation	44
4 Compression des calculs par utilisation d'histogrammes	45
5 Quantification de l'effet des fronts: différences de valeurs	49
6 Décalage du bloom	49
Récapitulatif	52
Chapitre III Impact des fronts sur la quantité de Chlorophylle-<i>a</i>	53
1 Résumé de l'article	54
2 Article: Satellite data reveal earlier and stronger phytoplankton blooms over fronts in the Gulf Stream region	55
2.1 Introduction	56
2.2 Methods and data	59
2.3 Results	64
2.4 Discussion	72
2.5 Conclusions	78
3 Résultats complémentaires	81
3.1 Vérification des distributions	81
3.2 Sensibilité aux paramètres	81
3.3 Impact sur la SST	84
Chapitre IV Impact des fronts sur la phénologie	87
1 Résumé des résultats présentés dans l'article	88
2 Résultats complémentaires	88
2.1 Durée du bloom	88
2.2 Inversion du flux de chaleur	88
Chapitre V Conclusion	91
Chapitre VI Perspectives	93
1 Impact des fronts sur la composition du phytoplancton	94
2 Vers une application à l'échelle globale	95
2.1 Défis techniques	96
2.2 Variations spatiales	96

2.3	Première application : courant de Californie	97
3	Améliorer la méthode	99
3.1	Choix des produits satellitaires	99
3.2	Choix sur la méthode de détection	99
3.3	Tester d'autres méthodes existantes	101
Annexe A	Article : Sub-frontal niches of plankton communities driven by transport and trophic interactions at ocean fronts	102
Annexe B	Article : Impact of submesoscale processes on biogeochemical cycles in a changing ocean	104
Annexe C	Submeso-color : extrait de la documentation	106
1	Arguments	106
1.1	Usage	106
1.2	Default arguments	106
1.3	Fixes	107
1.4	Adding other arguments	107
1.5	Argument processing	107
2	Datasets	108
2.1	Location	108
2.2	Module file	108
2.3	Metadata on creation	110
2.4	Zones	111
Annexe D	Variables drapeaux sur masque binaire	112
Annexe E	Conversion des pigments diagnostiques en proportion de PFT	117
Annexe F	Bilan carbone de la thèse	118
Annexe G	Implémentation Belkin–O'Reilly	120
Bibliographie		121
Données		140
Illustrations		140
Logiciels		140

Table des figures

Chapitre I Introduction	1
I·1 Les couleurs du Gulf Stream par satellite	2
I·2 Schéma de la pompe biologique	7
I·3 Répartition du Nitrate à l'échelle globale	13
I·4 La submésoséche en photos	14
I·5 Frontogénèse et circulation de retournement	15
I·6 Apport de nutriment par les vitesses verticales	17
I·7 Estimation de l'avance du bloom dans un modèle	20
I·8 Région d'étude	21
I·9 Délimitations des biomes par des processus physiques	24
Chapitre II Méthodes	29
II·1 Comparaison des produits de SST	35
II·2 Comparaison des produits de Chl- <i>a</i>	36
II·3 Bathymétrie de la zone d'étude	38
II·4 Séparation de la zone d'étude en trois biomes	39
II·5 Délimitation des biomes subtropical permanent et subpolaire par température seuil	40
II·6 Variation temporelle de la délimitation entre biomes	41
II·7 Illustration du calcul de la bimodalité	42
II·8 Distribution des valeurs de HI et de ses composantes	45
II·9 Exemples de construction du HI à partir de ses composantes	46
II·10 Exemples de structures fines	47
II·11 Mesure des dates de début et de fin du bloom	50
II·12 Différences de phénologie du bloom entre fronts et background	51
Récapitulatif	52
Chapitre III Impact des fronts sur la quantité de Chlorophylle-<i>a</i>	53
Article —————	
III·1 Delimitation of biomes	61
III·2 Example of front	63
III·3 Distribution of Chl- <i>a</i> against HI	65
III·4 Occurrence map of strong and weak fronts	66
III·5 Seasonal impact of fronts on Chl- <i>a</i>	67
III·6 Local impact of front on Chl- <i>a</i> in the permanent subtropical biome	69
III·7 Local impact of front on Chl- <i>a</i> in the seasonal subtropical biome	70
III·8 Local impact of front on Chl- <i>a</i> in the subpolar biome	71

Table des figures

III·9	Recap of local and global impact of fronts on Chl- <i>a</i> . . .	72
III·10	Comparison of bloom onset dates in the background and over fronts	73
III·11	Sensitivity of the seasonal impact of fronts on HI parameters	79
III·12	Seasonal distributions of Chl- <i>a</i>	80
<hr/>		
III·13	Distributions saisonnières de Chl- <i>a</i> et SST dans, et hors des fronts	82
III·14	Histogrammes de SST par bande de latitude dans le biome subpolaire	83
III·15	Corrélation de l'augmentation de Chl- <i>a</i> avec la surface couverte par les fronts pour différents choix de paramètres dans le calcul du HI	85
III·16	Climatologie de la température dans, et hors des fronts .	86
Chapitre IV Impact des fronts sur la phénologie		87
IV·1	Durée du bloom	89
IV·2	Démarrage du bloom à l'inversion du flux de chaleur . .	90
Chapitre VI Perspectives		93
VI·1	Impact des fronts sur la composition du phytoplancton .	95
VI·2	Instantané des fronts à l'échelle globale	97
VI·3	Comparaison entre les fronts détectés par les transects in situ, le HI, et le FSLE	98
VI·4	Illustration de l'asymétrie en travers des fronts	101

Chapitre I

Introduction

Sommaire

1	Préambule	2
2	Le phytoplancton dans le système terre	5
2.1	Définition générale	5
2.2	Téledétection	6
2.3	Observations in situ et modèles numériques	10
3	Interactions biophysiques	11
3.1	Importance des fines échelles	11
3.2	Mélange horizontal	14
3.3	Les fronts de submésoséchelle	15
3.4	Apport de nutriments aux fronts	16
3.5	Modification de la phénologie du bloom	20
4	Région d'étude : Extension du Gulf Stream	21
4.1	Circulation	21
4.2	Productivité primaire	22
5	Détection des fronts sur images satellites	23
5.1	Historique des méthodes existantes	23
5.2	Vers des fronts de densité	26
6	Objectifs	27
7	Plan de thèse	27

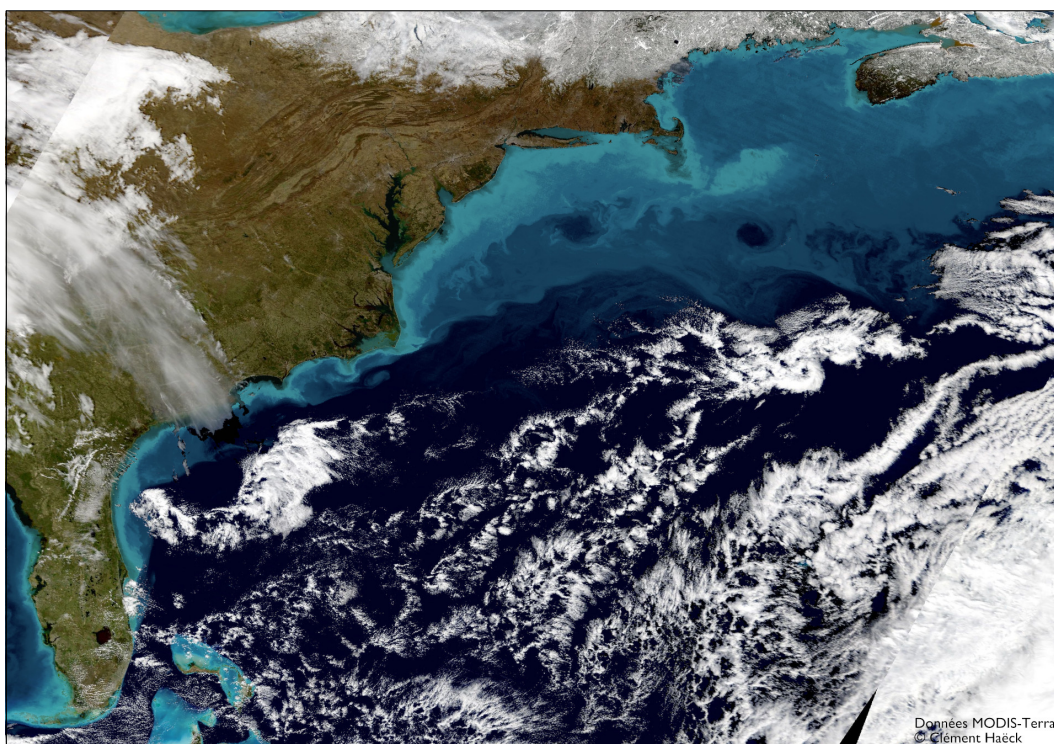


FIGURE I-1 – *Les couleurs du Gulf Stream par satellite*. Image en fausses couleurs de l’océan Atlantique Nord le 23 février 2020. Mise en image réalisée en combinant les données MODIS / Terra, de réflectance corrigée et de chlorophylle-*a*, travail inspiré de celui de Norman Kuring. ©Clément Haëck

1 Préambule

L’essor de l’imagerie satellite appliquée à la couleur de l’océan – depuis la fin du xx^e siècle – a révélé la grande variabilité de la biologie aux échelles les plus fines de l’océan. Cette variation de la couleur de l’océan, comme illustrée sur la [figure I-1](#), est due aux pigments du phytoplancton, une collection de micro-organismes photosynthétiques portés par les courants. À la base de la chaîne trophique océanique, et partie centrale des cycles biogéochimiques océaniques – dont celui du carbone – la compréhension des phénomènes et facteurs régissant les évolutions du phytoplancton est cruciale.

Comme pour les plantes terrestres, le phytoplancton a besoin de lumière et de nutriments. La lumière ne pénètre que dans la couche dite euphotique, profonde d’une centaine de mètres environ, mais les nutriments se trouvent être plus abondants en profondeur. Le phytoplancton consomme rapidement les nutriments inorganiques en surface par photosynthèse, créant ainsi de la matière organique. Une partie de cette dernière est exportée en profondeur

à la mort de ces organismes, principalement par gravité. En profondeur, elle est lentement reminéralisée en nutriments inorganiques par des organismes anaérobies (dont le métabolisme peut d'ailleurs mener à des zones très pauvres en oxygène). Les échanges verticaux – de nutriments vers la couche euphotique, et de matière organique (ensuite reminéralisée) vers les profondeurs – sont ainsi nécessaires à la conservation d'un équilibre dans cette pompe biologique.

L'ensemble des courants de grande échelle (c'est-à-dire des bassins océaniques $O(1000\text{ km})$) définit une cartographie des caractéristiques biophysiques de l'environnement (Omand & Mahadevan 2013, Omand & Mahadevan 2015). On peut distinguer par exemple les “déserts” que sont les gyres subtropicales, où les faibles échanges verticaux engendrent un milieu très oligotrophe et peu productif. À l'inverse, les zones d'upwelling de bord est sont de véritables “forêts”, très productives, en raison d'apports en nutriments depuis l'océan profond. Une telle séparation à grande échelle entre deux biomes est par exemple bien visible sur la [figure I-1](#), où les eaux au sud du Gulf Stream sont peu productives (en bleu foncé), et celles au nord apparaissent beaucoup plus productives (en turquoise). Toutefois, sur cette même image, il est également évident que des processus façonnent le paysage biologique à de plus petites échelles. Par exemple, deux tourbillons formés dans les méandres du Gulf Stream apparaissent en bleu foncé, ayant capturé des eaux du sud.

De tels tourbillons, aux tailles de *mésoséchelles* $O(10-100\text{ km})$, se forment partout dans l'océan, et leurs effets sont multiples. Comme on l'a vu dans l'exemple ci-dessus, ils peuvent “capturer” des masses d'eau et les transporter sur de larges distances (ici en transportant des masses d'eaux chaudes et oligotrophes vers le nord, c'est-à-dire dans un milieu plus froid, productif, et riche en nutriments) (Lehahn et al. 2011). Ces tourbillons amplifient localement les échanges entre surface et profondeur, à la fois en générant des vitesses verticales, et en déplaçant les isopycnes (McGillicuddy et al. 1998). Néanmoins, ces échelles ne suffisent pas à décrire toute la variabilité biologique observée. De plus, leurs contributions (estimées) à la pompe biologique ne permettent pas de clôturer le budget de cette dernière.

En zoomant encore un peu plus sur la [figure I-1](#), nous pouvons distinguer des structures plus fines, dites de *submésoséchelle* $O(1-10\text{ km})$. Les champs de différentes variables (comme la température, la densité ou la chlorophylle) sont mélangés, étirés, par les courants des échelles supérieures et les forçages atmosphériques. Apparaissent ainsi des structures plus fines et plus éphémères (de temps caractéristique entre le jour et la semaine) (Thomas et al. 2008, McWilliams 2016). Parmi ces structures, on trouve notamment des fronts de densité propices à la formation de circulations secondaires verticales, plus localisées, mais aussi plus intenses que celles engendrées par les tourbillons de mésoéchelle. Ces circulations, pour des fronts suffisamment intenses, peuvent s'étendre en profondeur et alors remonter des nutriments dans la couche euphotique, augmentant localement la productivité (Mahadevan 2016, Lévy et al. 2018).

Une autre conséquence de ces gradients, due à leur tendance à aplanir les isopycnes par instabilité barocline, est de restratifier localement les couches supérieures (Fox-Kemper et al. 2008). La restratification étant un facteur fort dans le démarrage du bloom printanier, ces structures de submésoséchelles peuvent donc également conduire à des démarrages précoces (Mahadevan et al. 2020).

Enfin, bien que les effets de la submésoséchelle soient locaux, ils peuvent néanmoins avoir une rétroaction sur les échelles supérieures, modifiant la circulation de grande échelle, ou la productivité d'un bassin océanique (Lévy et al. 2012b, Balwada et al. 2022).

Les effets de la submésoséchelle sur les cycles biogéochimiques présentés ci-dessus ne sont toutefois pas encore complètement élucidés, malgré les efforts des dernières décennies dans ce domaine. En effet, à ces échelles, les diverses méthodologies usuelles peinent à donner une vue entière du problème. Les structures qui nous intéressent sont fines et ont une courte période de vie, ce qui rend leur échantillonnage un défi technique certain. Les campagnes in situ doivent déployer des moyens importants pour échantillonner les variables physiques et biologiques, ainsi que de nouvelles techniques (comme l'échantillonnage lagrangien ou un cytomètre de flux automatisé : Thyssen et al. 2015, Marrec et al. 2018, Tzortzis et al. 2021). Il en va de même pour l'imagerie satellite, pour laquelle la couverture nuageuse rend difficile de suivre temporellement une structure. Par ailleurs, il est compliqué pour les satellites d'accéder à toute la biodiversité du phytoplancton, ainsi qu'au-delà des premiers mètres en surface. Enfin, les simulations numériques peuvent résoudre ces fines échelles, mais à un coût calculatoire élevé et prohibitif sur de trop longues durées (des projections climatiques par ex.) (Fox-Kemper et al. 2019).

Malgré les limites évoquées, l'imagerie satellite donne l'opportunité d'observer ces effets de fine échelle, sur de larges régions et de longs temps, et permettrait ainsi de quantifier leurs effets globaux. Une telle démarche a été entreprise par Liu & Levine (2016) dans la gyre subtropicale du Pacifique Nord. Les autrices – en colocalisant les valeurs satellites de la chlorophylle-*a* avec les positions de fronts détectés à partir de la SST (température en surface) – ont montré une augmentation des valeurs de Chl-*a* dans les fronts par rapport au reste de la zone. Nous reprenons leur méthode de détection des fronts, consistant à calculer un indice d'hétérogénéité de la SST, et l'appliquons à la région de l'Atlantique Nord, autour du Gulf Stream.

Cette zone comprend trois régimes biogéochimiques différents (Bock et al. 2022) : Au sud, notre zone d'étude englobe une partie de la gyre subtropicale de l'Atlantique Nord, caractérisée par un régime oligotrophe et une faible productivité tout au long de l'année. Au nord du jet du Gulf Stream se trouve un régime subpolaire plus productif, caractérisé par un bloom printanier. Entre les deux est présent un régime modérément productif, avec une productivité maximale en hiver.

Par ailleurs, cette zone présente deux fronts permanents intenses, un front le

long du talus continental, et le Gulf Stream, tous deux associés à des circulations verticales fortes et profondes (Flagg et al. 2006, Liao et al. 2022). Mais l'on peut également trouver dans le reste de la zone des fronts moins intenses, d'une durée de vie de l'ordre de la semaine, et en constante évolution (Drushka et al. 2019, Sanchez-Rios et al. 2020).

Afin de mieux définir nos objectifs, et avant de les présenter, nous dressons dans la section suivante un état de l'art des sujets concernés. Nous exposerons ensuite le plan de ce manuscrit.

2 Le phytoplancton dans le système terre

Commençons par définir notre objet d'étude principal : le phytoplancton. Conforme à sa construction étymologique, ce terme désigne un ensemble d'organismes pratiquant la photosynthèse, c'est-à-dire des plantes (*phyto-*), et dérivant au gré des courants (de *plankton* : errer). Comme pour les plantes terrestres, ces organismes sont influencés par leur environnement. Cependant cet environnement est en perpétuel changement du fait des mouvements des masses d'eau dans l'océan. Dans cette section, on décrira d'abord succinctement les caractéristiques biologiques générales du phytoplancton et les moyens de l'observer. Dans la section suivante, on s'intéressera plus en détail aux interactions biophysiques entre le phytoplancton et les courants océaniques.

2.1 Définition générale

Le plancton est donc l'ensemble des organismes dont la motilité ne leur permet guère plus que de se laisser dériver au gré des courants. Nous nous concentrons ici sur une partie d'entre eux : le phytoplancton. Ce sous-ensemble est remarquablement divers, totalisant environ 20 000 espèces, dont les tailles varient de la fraction de micromètre pour les plus petites cyanobactéries, jusqu'au millimètre pour les plus grands dinoflagellés. Cette diversité se retrouve aussi bien dans leurs formes, au grand bonheur des zoologues et photographes, que dans leurs fonctions écosystémiques. Les organismes phytoplanctoniques sont des producteurs primaires, c'est-à-dire qu'ils obtiennent leur énergie par photosynthèse à partir de carbone inorganique. Ils transforment le dioxyde de carbone et les nutriments dissous (Nitrate, Phosphate, Silice, Fer,...), en matière organique et en oxygène. À l'instar des plantes terrestres, cette opération nécessite de capter de la lumière à l'aide de pigments. Le pigment principalement utilisé est la chlorophylle-*a*, mais certains organismes possèdent également des pigments auxiliaires comme la fucoxanthine chez les diatomées ou la péridinine chez les dinoflagellés. Ce sont ces pigments qui affectent la couleur de l'océan comme nous l'avons vu dans le préambule (fig. I-1), point sur lequel nous reviendrons plus tard.

Le phytoplancton est consommé par le zooplancton. La matière organique qu'ils ont créée circule ainsi dans le réseau trophique : zooplancton, petits

prédateurs, grands prédateurs, oiseaux marins, mammifères marins,... Le phytoplancton occupe donc une place centrale dans l'écosystème marin. Il est à la base de la chaîne alimentaire dans les océans, et il est estimé qu'il génère 50 % de la production primaire mondiale.

La croissance du phytoplancton est favorisée, selon les espèces, par des conditions environnementales comme la température, la salinité ou l'acidité. Cependant les limitations principales à cette croissance restent la lumière et les nutriments. La lumière n'est pas distribuée identiquement dans les océans : l'ensoleillement dépend de la saison, de la latitude, de la présence de glace de mer, et surtout : de la profondeur. Elle ne pénètre en effet qu'en surface, dans la *couche euphotique* profonde en général d'une centaine de mètres. Les nutriments, à l'inverse, sont rapidement consommés par le phytoplancton en surface et sont donc trouvés plus en profondeur, sous la *nutricline*. Cette répartition des ressources induit dès lors une grande importance des échanges verticaux entre la surface ensoleillée, et les eaux profondes riches en nutriments.

2.2 Télédétection

L'observation du phytoplancton comporte un certain nombre de défis que nous allons rapidement évoquer dans les sections suivantes.

Comme pour d'autres variables géophysiques, l'utilisation de l'imagerie satellite a permis de fournir depuis ces dernières décennies une vision synoptique du phytoplancton. En effet cette dernière offre une couverture globale, journalière, et à haute résolution spatiale. La possibilité d'observer des micro-organismes depuis l'espace n'apparaît pourtant pas comme évidente. Rappelons alors que ces organismes, réalisant de la photosynthèse, contiennent différents pigments leur permettant de récupérer l'énergie lumineuse du soleil. Toutes les espèces de phytoplancton contiennent majoritairement de la chlorophylle-*a* (Chl-*a*) et, éventuellement, des pigments secondaires. Ces pigments affectent plus ou moins certaines longueurs d'onde de la lumière pénétrant dans la couche de surface de l'océan, modifiant ainsi le rayonnement rétrodiffus (« backscatter »). En d'autres termes, la couleur de l'océan apparaît plus verte¹ sur les zones où la concentration en phytoplancton est élevée.

Ce phénomène, compris depuis longtemps, fut testé avec succès par des mesures en avion : par ex. par Clarke et al. (1970) dans la région du Gulf Stream, au large de Cape Cod ; puis par satellite par John Arvesen et Dr. Ellen Weaver², en coopération avec le capitaine Cousteau à bord du Calypso³. Ces premières expériences permettront le déploiement d'un premier capteur dédié

1. la chlorophylle, pigment majoritaire, absorbe dans le rouge et le bleu

2. Je conseille d'ailleurs l'article suivant qui s'attarde sur sa carrière scientifique passionnante (qui inclut un passage par le projet Manhattan !) : « Women and Men of the Manhattan Project », Marshall et al. 2010.

3. Ce dernier commentera d'ailleurs : « The space-age satellites have opened a whole new dimension to ocean resources monitoring », comme reporté par la presse locale de l'époque : « Cousteau, NASA Seek Ocean Food », Macomber 1973.

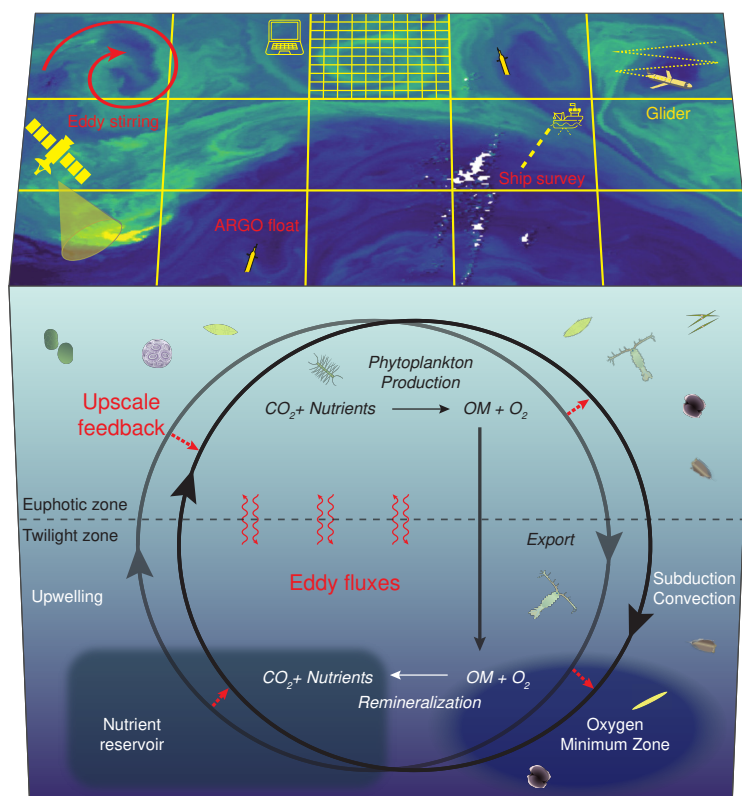


FIGURE I-2 – Schéma de la pompe biologique. Tiré de Lévy et al. 2024, figure 1.

« Illustration of the influence of finescales on marine biogeochemical cycles (red colors). (Top, surface view) Sea surface chlorophyll on 22/04/2007 from MODIS-aqua ocean color satellite L2 data binned on 1 km grid. Stirring by mesoscale eddies and submesoscale fronts creates finescale patterns in the phytoplankton distribution. Overlaid are the model grids used in high-resolution Ocean General Circulation Models (OGCMs), and in coarse resolution Earth System Models (ESMs). The scales resolved by monitoring platforms (in yellow) is also shown. (Bottom, cutaway view) Schematic representation of ocean biogeochemical cycles driven by the large scale circulation (large grey loop). Finescales impact these cycles through local eddy-fluxes and through upscale feedback which modifies the large-scale transport. »

à l'étude de la couleur de l'océan : CZCS à bord de Nimbus-7, lancé en 1978, qui fonctionnera jusqu'en 1986. Ce n'est que dix ans plus tard, en 1997, que le lancement de SeaWiFS marquera le début d'une observation ininterrompue de la couleur de l'océan par un ensemble de capteurs et satellites.

Attardons-nous brièvement sur le processus permettant d'obtenir une concentration en chlorophylle-*a* à partir des données de ces capteurs. Ces derniers mesurent l'intensité lumineuse renvoyée, ou réflectance (*Rrs*), pour différentes bandes de longueurs d'ondes (entre 6 et 16 dans le visible). Le satellite mesure les réflectances en dehors de l'atmosphère, et non pas à la surface de l'eau ; il est nécessaire d'apporter plusieurs corrections. Les contributions de l'écume et du reflet direct du soleil sont retirées. La diffusion de Rayleigh est corrigée assez simplement, mais l'absorption et diffusion par divers aérosols sont plus complexes, leurs répartitions (horizontale et verticale) étant variables (Werdell et al. 2018).

Nous voulons maintenant relier ces réflectances au contenu de la surface de la colonne d'eau. En toute rigueur, il faudrait relier les réflectances aux propriétés optiques de la colonne d'eau : c'est-à-dire l'absorption et la rétrodiffusion causées par le phytoplancton, mais aussi les particules non-algales (NAP) et les matières organiques dissoute colorées (CDOM) (Werdell et al. 2018). Certains algorithmes dits *semi-analytiques* s'attachent à résoudre ce problème inverse, ce qui nécessite un certain nombre de simplifications, mais permet en théorie de remonter à tous les composants optiques en jeu (Chl-*a*, NAP, CDOM) (Werdell & McClain 2019).

Cependant, dans la majorité de l'océan ouvert il est raisonnable de considérer que le contenu optique de la colonne d'eau est le seul fait du phytoplancton⁴, et qu'il est donc possible de directement relier les réflectances à la concentration en Chl-*a* (Bailey & Werdell 2006, Brewin et al. 2015). Ainsi, un certain nombre d'algorithmes dits *empiriques* infèrent la Chl-*a* en s'appuyant sur une simple relation développée empiriquement par des mesures in situ. Par exemple, les algorithmes « OC » utilisent des polynômes de ratio entre les réflectances verte et bleue (voir plus bas).

Cette hypothèse ne tient plus dans certains cas (classifiés comme les « case II waters », où « optiquement complexes »), par exemples les régimes côtiers où la colonne d'eau est riche en sédiments (Bailey & Werdell 2006, Brewin et al. 2015), mais certains algorithmes sont tout de même disponibles pour ces cas plus complexes (Gohin et al. 2002). On gardera néanmoins en tête ces hypothèses, et le fait que ces relations empiriques (validées sur des données passées) pourraient perdre en validité face à des écosystèmes modifiés par le changement climatique (Dierssen 2010). Toutefois, ces modèles empiriques sont de manière générale plus performants que les modèles semi-analytiques (Brewin et al. 2015), et sont donc employés pour les données opérationnelles.

4. C'est-à-dire qu'on fait l'hypothèse que les autres composantes (NAP et CDOM) sont des produits du phytoplancton, et co-varient avec sa concentration.

Section technique

Nous décrivons ici rapidement deux exemples d'algorithmes empiriques, utilisés de manière opérationnelle par le groupe NASA OBPG. L'algorithme OC3/4 se base sur un polynôme d'ordre 4 du ratio des bandes verte (V) et bleue (B) :

$$\log_{10}(\text{Chl}) = \sum_{i=1}^4 a_i \left(\log_{10} \left(\frac{Rrs^{\max}(\lambda_B)}{Rrs(\lambda_V)} \right) \right)^i, \quad (\text{I.1})$$

où $Rrs^{\max}(\lambda_B)$ est la réflectance maximale parmi les bandes bleues, et a_i des coefficients empiriques adaptés à chaque capteur (O'Reilly et al. 1998, 2000). Ces coefficients, régulièrement mis à jour par le groupe NASA OBPG^a, sont dérivés par régression de la relation ci-dessus avec les données in situ NOMAD (Werdell & Bailey 2005). L'algorithme utilise au total 3 bandes pour OC3, et 4 pour OC4.

Cependant, OC3/4 montre des limites dans les eaux oligotrophes, où la concentration de Chl- a est faible. Dans ces cas-là, l'algorithme CI (Color Index) est utilisé (Hu et al. 2012). Il utilise la différence entre la bande verte (V) et une combinaison des bandes rouge (R) et bleue (B) :

$$CI = Rrs(\lambda_V) - \left(Rrs(\lambda_B) + \frac{\lambda_V - \lambda_B}{\lambda_R - \lambda_B} \times (Rrs(\lambda_R) - Rrs(\lambda_B)) \right) \quad (\text{I.2})$$
$$\text{Chl} = 10^{(a'_0 + a'_1 \times CI)},$$

avec ici aussi des coefficients empiriques a'_i .

L'implémentation actuelle du groupe NASA OBPG utilise OC3/4 pour les eaux où la Chl- a est supérieure à 0.35 mg m^{-3} , et CI où elle est inférieure à 0.25 mg m^{-3} ; entre ces deux valeurs, un mélange des résultats des deux algorithmes est utilisé assurant ainsi la continuité des valeurs de chlorophylle (O'Reilly & Werdell 2019, https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/atbd/chlor_a/).

À noter que de nombreux autres algorithmes ont été développés dans les deux dernières décennies, on pourra citer par exemple l'ajout d'une bande violette pour OC5/6 (O'Reilly & Werdell 2019), ou l'utilisation de 5 bandes et de tables de références afin d'améliorer l'estimation de Chl- a en zone côtière (Gohin et al. 2002).

a. voir l'historique <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/reprocessing/>

Comme nous venons de le voir, la dérivation de la concentration de Chl- a est un processus compliqué, comprenant de multiple sources d'incertitudes dans les valeurs absolues inférées. Ce processus comporte un certain nombre de limitations. Bien sûr en premier lieu, la couverture nuageuse bloque la télédétection dans le domaine visible. Ensuite, nous avons évoqué la difficulté à travailler dans des zones où d'autres éléments que le phytoplancton dicte le

comportement optique, comme des sédiments en suspension par exemple. C'est souvent le cas près des côtes et des décharges fluviales. La faible profondeur en régime côtier apporte également une difficulté, puisque dans le cas où la lumière incidente pénètre suffisamment profond, la réflectance mesurée comportera la lumière réfléchi par le fond marin (et re-traversant la colonne d'eau).

Plus généralement, quelle que soit la zone sondée, la profondeur jusqu'à laquelle pénètre la lumière est un point critique. En effet, la réflectance mesurée ne peut comporter des informations que sur cette couche éclairée (typiquement épaisse d'une centaine de mètres). De plus, les modèles empiriques sont ajustés par des mesures in situ réalisées sur les premiers mètres. Les données satellites manquent ainsi la biomasse plus en profondeur, potentiellement importante (i.e. le « Deep Chlorophyll Maximum ») (Morel & Berthon 1989, Uitz et al. 2006).

Par ailleurs, nous nous sommes uniquement penchés sur la détection de la chlorophylle-*a*. Bien que ce soit le pigment majoritaire, ce n'est pas nécessairement un proxy parfait pour la biomasse présente dans la colonne d'eau. La relation entre la quantité de chlorophylle-*a* et la biomasse, exprimée par le ratio Chl-*a*:C, peut varier selon les espèces et les conditions environnementales (Behrenfeld et al. 2015, Halsey & Jones 2015, Inomura et al. 2022).

2.3 Observations in situ et modèles numériques

Pour toutes ces raisons, les mesures in situ constituent un outil nécessaire et complémentaire à la télédétection, à la fois pour l'observation opérationnelle mais aussi pour mieux comprendre les processus en jeu. En effet, au-delà de pouvoir accéder directement aux variables que les satellites doivent inférer, parfois à travers des proxys, ces mesures peuvent explorer des dimensions invisibles aux satellites.

D'abord, les mesures in situ ont accès à toute la colonne d'eau, et non pas seulement la couche de surface. D'autre part, ces mesures offrent une vue beaucoup plus large et précise de la biodiversité présente. Les mesures HPLC permettent par exemple d'accéder à la concentration exacte de la chlorophylle-*a* mais également d'autres pigments auxiliaires, donnant ainsi une meilleure idée de la composition de la communauté phytoplanctonique. D'autres techniques permettent d'explorer d'autres communautés, comme le cytomètre de flux pour les plus petits organismes (cyanobactéries et bactéries hétérotrophes), ou le zooscan pour les plus gros organismes (essentiellement le zooplancton). L'application plus récente des sciences -omiques (génomique, métagénomique, transcriptomique,...) fourni également de nouvelles perspectives sur les écosystèmes (Bork et al. 2015, Richter et al. 2022, Sunagawa et al. 2020).

Par ailleurs, les mesures in situ offrent l'avantage de fournir une vision précise de la densité des masses d'eau par mesure de la température et de la salinité. Les satellites actuels n'ayant accès à la salinité qu'à relativement basse

*High Performance
Liquid
Chromatography*

résolution (35–50 km pour *SMOS* par ex.), ils ne peuvent estimer les variations de densité aux fines échelles qu’avec la température.

Néanmoins, ces mesures présentent également un certain nombre de limitations, et de difficultés technique de mise en place. Certaines mesures, physiques ou biologiques – notamment les profils en profondeur – prennent du temps, ce qui se répercute sur la distance d’échantillonnage, pourtant essentielle dans les fronts, où les communautés peuvent varier sur de courtes distances (*Chekalyuk et al. 2012, Mangolte et al. 2023*). Des techniques sont mises en place pour contrer ce problème, comme le cytomètre de flux automatique (*Thyssen et al. 2015*). Quand bien même, il leur est impossible de couvrir une large zone spatio-temporelle. Il est usuel que les campagnes en mer ciblent une zone d’intérêt en particulier, par exemple un front ou un tourbillon, identifiée pendant la mission par images satellites (un échantillonnage dit « Lagrangien », *Marrec et al. 2018, Tzortzis et al. 2021*). Heureusement ces dernières années de telles campagnes se multiplient, déployant un éventail de méthodes de mesures, devant la nécessité d’obtenir une large gamme de paramètres (physiques et biologiques) à de fines échelles (*Shulman et al. 2015, Barceló-Llull et al. 2021, Marrec et al. 2018, Freilich & Mahadevan 2021, Tzortzis et al. 2021, Wilson 2021*).

Parallèlement aux observations in situ, un effort est mené pour inclure les phénomènes biogéochimiques dans les modèles numériques d’océans. Cela comprend un certain nombre d’obstacles. Nous avons souligné la grande diversité des organismes qui nous intéressent, laquelle est difficile à représenter numériquement. Chaque compartiment biologique ajoute un traceur à prendre en compte (i.e. à advecter, diffuser,...). Le nombre de compartiment est ainsi limité par la puissance de calcul. Par ailleurs, il existe un grand nombre de paramétrisation des processus purement biologiques, liés à de fortes incertitudes.

Ensuite, et c’est un point que nous allons développer par la suite, la biologie présente une grande variabilité aux fines échelles. Ces dernières sont cependant coûteuses à intégrer, ce qui limite leur application à de petites régions géographiques ou à des temps d’intégration courts (*Kessouri et al. 2020, Hewitt et al. 2022*). En particulier, ces échelles sont absentes des modèles utilisés pour les projections biogéochimiques à long terme (*Bopp et al. 2013*), dont les incertitudes sur la réponse du phytoplancton au changement climatique sont encore importantes (*Kwiatkowski et al. 2020*).

3 Interactions biophysiques

3.1 Importance des fines échelles

Comme nous l’avons évoqué précédemment, les cycles biogéochimiques marins sont particuliers en ce que la production organique et la reminéralisation de la matière organique détritique y sont fortement découplées. Horizontale-

ment d'une part, un découplage résulte du transport des matières organiques et inorganiques par les courants océaniques (Chabert et al. 2021).

Verticalement ensuite, un découplage se fait entre la production dans la couche éclairée en surface, et la lente reminéralisation de la matière organique exportée en profondeur principalement par gravité. Il en découle que des échanges verticaux sont nécessaires pour équilibrer la pompe biologique, notamment en réapprovisionnant la couche euphotique en carbone reminéralisé et en nutriments (ce qui nous intéresse ici), mais aussi en fournissant de l'oxygène à la zone crépusculaire (consommé lors de la reminéralisation).

Note. Un découplage temporel existe également, de quelques mois à quelques années, entre la photosynthèse et la reminéralisation.

Ces cruciaux échanges verticaux sont fortement dictés par la circulation générale des océans, et donc particulièrement importants dans les régions de convection, de subduction, et d'upwelling. Ces contrastes dans les approvisionnements façonnent le paysage biogéochimique global, fait de provinces biogéochimiques à l'échelle des bassins (fig. I-3, Longhurst 2007, Vichi et al. 2011, Williams & Follows 2011, Bock et al. 2022).

Par exemple, le rotationnel négatif des vents au-dessus des gyres subtropicales engendre un approfondissement de la thermocline et la nutricline, donnant ainsi un biome où la productivité est faible tout au long de l'année. À l'inverse, les plus hautes latitudes – où la nutricline est moins profonde et le rotationnel des vents positif – sont soumises à une forte évolution saisonnière. En hiver le mélange vertical est important, des nutriments sont remontés en surface par convection mais la productivité reste relativement faible du fait du faible ensoleillement et par dilution, la couche de mélange étant alors profonde. Au printemps, la réduction du mélange vertical maintient du phytoplancton dans la zone éclairée en surface occasionnant un bloom : une forte croissance s'appuyant les nutriments remontés en hiver (Wilson 2005, Siegel et al. 2002, Taylor & Ferrari 2011b, Williams & Follows 2011).

Cependant il apparaît que les échanges à grande échelle seuls ne peuvent expliquer entièrement les flux des éléments entre les différents blocs de la pompe biologique. L'observation d'écart entre l'apport de nutriments et l'export de matière – observé par exemple dans la gyre subtropical oligotrophe de l'Atlantique Nord – suggère que des injections locales de nutriments à des échelles non résolues sont nécessaires pour clôturer le budget (McGillicuddy et al. 1998, Oschlies 2002). L'hypothèse d'abord considérée fut celle de nutriments entraînés par des tourbillons de mésoéchelle (10–100 km) (McGillicuddy 2016), qui sont omniprésents dans les océans, en particulier à proximité des courants de bord ouest comme le Gulf Stream, où ils sont générés.

A néanmoins émergé la nécessité de considérer les vitesses verticales associées aux courants de submésoéchelle, dont les valeurs sont bien plus importantes qu'aux mésoéchelles (Klein & Lapeyre 2009). Ces courants de submésoéchelle, forcés par ceux de mésoéchelle, se présentent sous forme de fronts et

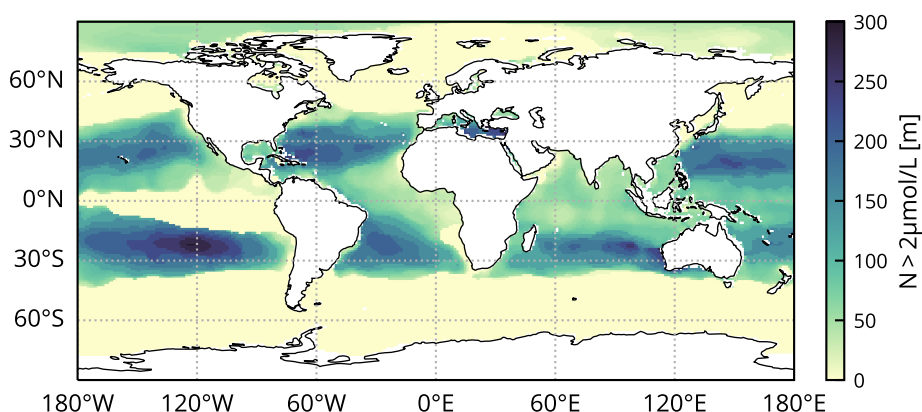


FIGURE I-3 – Répartition du Nitrate à l'échelle globale. Profondeur à partir de laquelle la concentration de Nitrate dépasse $2 \mu\text{mol L}^{-1}$. Données climatologiques annuelles du *World Ocean Atlas* (Garcia et al. 2019).

filaments de densité, ou de tourbillons, de taille comprise entre 1 km et 10 km (fig. I-4). La dynamique de ces échelles est particulièrement liée aux fronts, comme nous allons le voir plus bas.

Les courants de mésoéchelle forcent ceux de submésoéchelle, mais cette interaction fonctionne également dans le sens inverse, des petites vers les grandes échelles. Les phénomènes de submésoéchelle, bien que locaux, influencent donc les circulations océaniques de plus grande échelle (Sasaki et al. 2020, Balwada et al. 2022, Naveira Garabato et al. 2022, Taylor & Thompson 2023).

Note. Les méso- et submésoéchelles étant fortement couplées, il est parfois difficile d'isoler leurs impacts respectifs (Uchida et al. 2019, Freilich & Mahadevan 2019, Balwada et al. 2021), et elles sont ainsi parfois groupées sous l'appellation de "fines échelles".

Même si les phénomènes aux fines échelles sont relativement bien compris sur le plan dynamique (McWilliams 2016, 2019, Gula et al. 2022, Taylor & Thompson 2023), l'évaluation de leurs impacts sur le paysage biogéochimique reste cependant encore un défi. En effet, nous l'avons vu, mesurer l'impact local de ces fines échelles est difficile techniquement. En outre, il est nécessaire – à la fois pour quantifier leur impact sur tout un biome, ainsi que pour tenir compte de leur influence sur la grande échelle – de résoudre ces fines échelles sur un large domaine, ce qui s'avère difficile en utilisant des observations ou des modèles numériques (Fox-Kemper et al. 2019, Lévy et al. 2023).

Nous nous penchons dans la suite sur quelques-uns de ces phénomènes et leurs impacts sur les cycles biogéochimiques. En particulier l'apport de nutriments par upwelling aux fronts, et le décalage du bloom du fait de la restratification aux fronts.

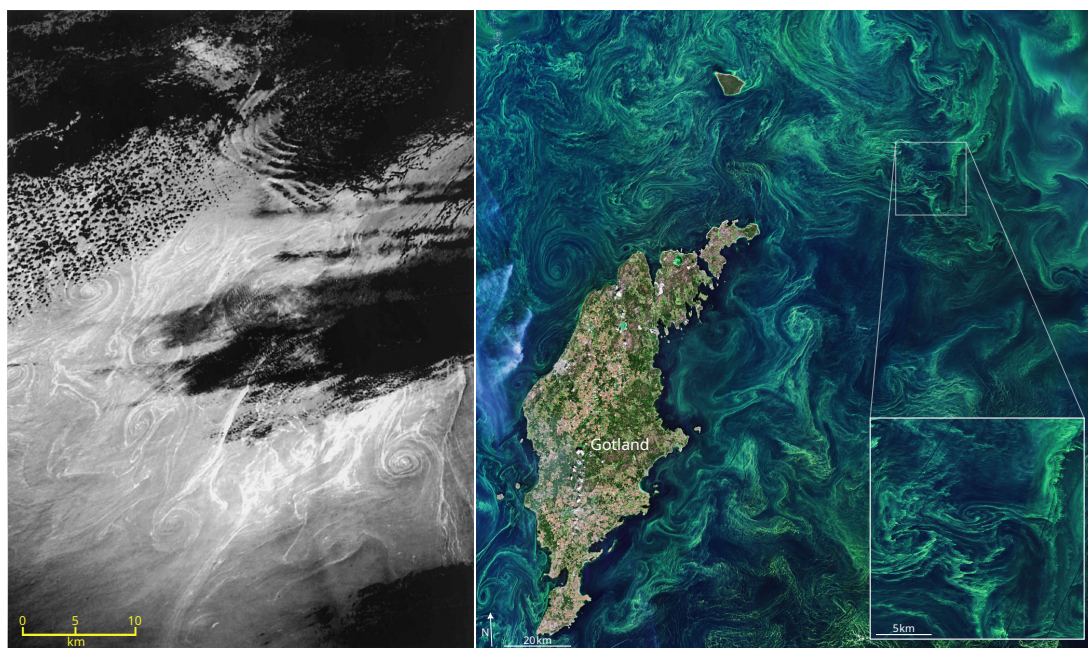


FIGURE I-4 – *La submésoséchelle en photos*. Les tourbillons de submésoséchelle sont découverts dans les photos prises par les premiers astronautes américains. À gauche, un exemple d’image prise à bord de la navette spatiale Endeavour (STS47-94-86, 16 septembre 1982), en mer du Japon. Les reflets du soleil (sun glint) font apparaître des structures cohérentes où des surfactants produits par phytoplancton sont concentrés (tiré de [Munk et al. 2000](#)).

À droite, une image en fausses couleurs prise par Sentinel-2 le 20 juillet 2019, lors d’un bloom d’été en mer Baltique, probablement de cyanobactéries. Version (très) haute résolution interactive sur le site de l’ESA ([article *Baltic blooms*](#)).

3.2 Mélange horizontal

Abordons d’abord rapidement le mélange horizontal du phytoplancton par advection. Les masses d’eau, et donc les traceurs biogéochimiques qu’elles contiennent, sont entraînées par les courants, largement horizontaux. Ce simple principe (ré-)organise ces traceurs dans l’espace, sans directement en altérer le contenu⁵, et génère des structures de taille plus petite que celle l’écoulement lui-même – comme de fins filaments par exemple – ([Abraham 1998](#), [Lehahn et al. 2007](#), [d’Ovidio et al. 2010](#), [Lévy et al. 2018](#), [Lehahn et al. 2018](#)), qui peuvent néanmoins s’étendre sur de larges distances ([Sergi et al. 2020](#)).

De récentes études montrent qu’une large part de la variabilité (spatiale et temporelle) du phytoplancton observée est expliquée par le mélange horizontal ([Glover et al. 2018](#), [Keerthi et al. 2022](#), [Jönsson et al. 2023](#)).

5. Dans la plupart des cas, cependant la dispersion d’une parcelle d’eau entraîne néanmoins une dilution pouvant affecter les processus biologiques ([Lehahn et al. 2017.](#))

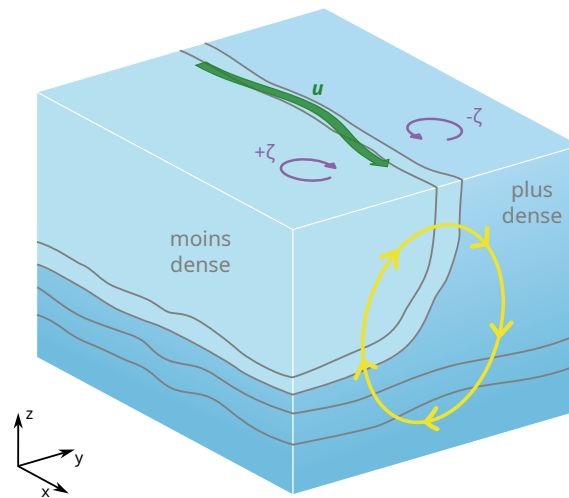


FIGURE I-5 – *Frontogénèse et circulation de retournement*. Schéma 3D d'un front de densité (lignes grises), générant un jet (en vert) qui se déstabilise en méandres (vorticité en violet), et génère une circulation secondaire agéostrophique, en travers du front (en jaune).

3.3 Les fronts de submésoséchelle

Les fronts (de submésoséchelle) sont des gradients de densité forcés par les courants de mésoéchelle, et des processus atmosphériques (flux de chaleur et d'eau douce) spatialement hétérogènes. Les fronts sont renforcés par frontogénèse (Thomas et al. 2008, McWilliams 2016). En simplifiant, un gradient de densité $\partial_y \rho$ (fig. I-5), entraîne la formation d'un jet (\bar{u}) le long du front, du fait d'un vent thermal ($\partial_z u = -\partial_y \rho / f$). L'intensification du jet augmente le cisaillement latéral et la vorticité verticale ζ (en valeur absolue). Le jet/front se déstabilise et développe des méandres par instabilité barocline, et le nombre de Rossby devient important ($Ro = \zeta / f \simeq 1$). La perte de géostrophie est contrée par une circulation agéostrophique en travers du front, dans le sens contribuant à aplanir les isopycnes. Ainsi des vitesses ascendantes apparaissent du côté moins dense (plus chaud et/ou moins salé) du front, et à l'inverse descendantes du côté plus dense. Ces vitesses peuvent atteindre des valeurs de l'ordre de 100 m jr^{-1} , soit 1 mm s^{-1} .

Note. Du fait de divers phénomènes dynamiques, la vorticité générée tend à être disproportionnément positive, c'est-à-dire plus cyclonique que anticyclonique.

Les fronts de submésoséchelle sont généralement confinés à la couche de mélange. En été, lorsque la couche de mélange est peu profonde, l'énergie potentielle qui leur est disponible est faible. En revanche en hiver les forts gradients de densité se prolongent sur toute la hauteur de la couche de mélange,

alors plus profonde, et l'énergie potentielle de ces structures en est d'autant plus grande (Mensa et al. 2013, Callies et al. 2015, Buckingham et al. 2016, Sasaki et al. 2020). Cette dernière est convertie en énergie cinétique par le biais de l'instabilité de couche de mélange (« Mixed Layer Instability » ou parfois « Mixed Layer Eddies ») (Boccaletti et al. 2007, Fox-Kemper et al. 2008). Cette instabilité de type barocline tend à aplanir les isopycnes sur toute la hauteur de la couche de mélange en créant des tourbillons de submésosécherelles, réduisant ainsi le mélange vertical et favorisant la restratification.

Note. Le mode de croissance maximale de cette instabilité est de taille $L = \frac{NH}{f}$, avec $N \simeq 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ la fréquence de Brunt-Väisälä relative à la couche de mélange, $H \simeq 200 \text{ m}$ la hauteur de la couche de mélange, et $f \simeq 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ le paramètre de Coriolis aux moyennes latitudes. Ce qui donne donc typiquement $L \simeq O(1 \text{ km})$. Le temps caractéristique de croissance est celui de l'advection horizontale $T = U/L$. Étant aux échelles où le nombre de Rossby $Ro = U/Lf$ est d'ordre $O(1)$, ces tourbillons se développent donc en quelques jours.

Les fronts de submésosécherelles causent donc des vitesses verticales importantes, et tendent à restratifier localement la couche de mélange en créant des tourbillons.

3.4 Apport de nutriments aux fronts

La dynamique de submésosécherelle affecte également les cycles biogéochimiques par les circulations verticales qui se développent aux fronts. La branche ascendante de ces circulation peut potentiellement remonter des nutriments depuis les eaux profondes vers la couche euphotique où ils sont rapidement consommé par le phytoplancton, augmentant localement la productivité (fig. 1-6, Klein & Lapeyre 2009, Calil et al. 2011, Mahadevan & Archer 2000, Mahadevan 2016, McWilliams 2016, Lévy et al. 2001, 2012a, 2018).

L'impact local de ces vitesses verticales a largement été observé in situ, grâce à des mesures de nutriments, ou de productivité (Mouriño et al. 2004, Allen et al. 2005, Johnson et al. 2010, Li et al. 2012, Shulman et al. 2015, Marrec et al. 2018, Little et al. 2018, Verneil et al. 2019, Ruiz et al. 2019, Uchida et al. 2020, Kessouri et al. 2020, Tzortzis et al. 2021, Wilson 2021). Ces campagnes sont difficiles à réaliser, étant donné qu'il est nécessaire d'échantillonner à haute résolution spatiale et temporelle pour capturer la variabilité de submésosécherelle. Il est également nécessaire de cibler précisément les structures d'intérêt (ici les fronts) qui sont, par essence, éphémères et en constante évolution. La structure doit donc être repérée et suivie, par le biais – en temps réel – d'observations satellites, de leur analyse (en appliquant une détection de fronts par ex.), ou de simulations numériques (stratégie du « Lagrangian sampling » Marrec et al. 2018, Tzortzis et al. 2021).

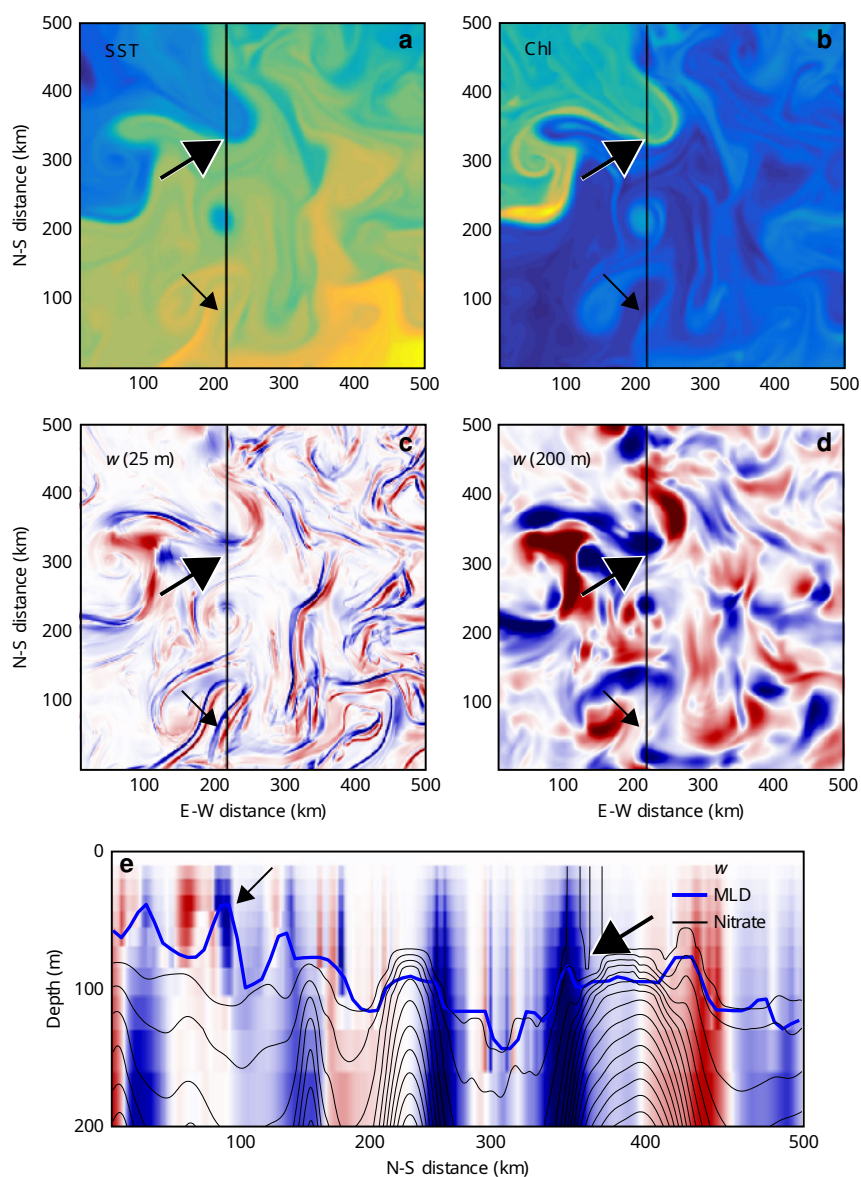


FIGURE I-6 – Apport de nutriment par les vitesses verticales. Tiré de Lévy et al. (2018), figure 5.

« (a) Sea surface temperature (SST), (b) sea surface chlorophyll (Chl), and vertical velocities (red = upwelling, blue = downwelling) (c) in the surface mixed-layer (at 25 m depth), and (d) below (at 200 m depth) in a 500×500 km box from a larger ocean general circulation model representing the Gulf Stream region. (e) A vertical section taken along the black line of (a–d) showing vertical velocity (blue-red), with nutrient contours (black lines) and mixed-layer depth (heavy blue lines) overlaid. »

La mesure des vitesses verticales en jeu est également compliquée. Ces courants ascendants n'occupent pas une surface importante et sont clairsemés, même le long d'un front. En outre, les vitesses verticales dans ces sites d'upwelling sont – bien qu'importantes relativement au reste de l'océan – trop faibles pour être directement mesurées facilement. Ces vitesses sont généralement plutôt inférées à partir d'autres mesures sur le terrain (par ex. D'Asaro et al. 2018, Tarry et al. 2021, Comby et al. 2022, Cutolo et al. 2022). Notamment, elles peuvent être déterminées à partir du champ de vitesses horizontales en utilisant l'équation « oméga » (Hoskins et al. 1978, Pietri et al. 2021). La mission SWOT, lancée en décembre 2022, promet d'ailleurs de pouvoir accéder à ce champ de vitesses horizontales à une résolution sans précédent (d'Ovidio et al. 2019, Morrow et al. 2019, Barceló-Llull et al. 2021).

Au-delà de la magnitude des vitesses verticales, cet apport de nutriment est également conditionné par l'extension en profondeur des circulations agéostrophiques. Les fronts les plus intenses s'étendent jusque sous la nutricline, permettant le transport de nutriments (Lévy et al. 2001, Thomas et al. 2013, Pasqueron de Fommervault et al. 2015, Capet et al. 2016). C'est par exemple le cas des fronts persistants tels que le Gulf Stream (Lévy et al. 2012b). À l'inverse, les fronts plus faibles, éphémères, et leurs circulations sont typiquement confinés à la couche de mélange, n'affectant pas directement la productivité (Ramachandran et al. 2014, Lévy et al. 2018).

Si nous avons considéré jusqu'ici la branche ascendante des circulations agéostrophiques, les vitesses verticales descendantes du côté froid des fronts peuvent exporter de la matière dans l'océan intérieur. Ces courants descendants peuvent ainsi limiter la productivité en transportant organismes et nutriments en profondeur (McGillicuddy et al. 2003, Lathuilière et al. 2010, Gruber et al. 2011, Lévy et al. 2012b, Resplandy et al. 2019). Cela a également pour effet d'exporter du carbone organique (Lévy et al. 2001, Omand et al. 2015) et d'apporter de l'oxygène à l'océan intérieur (Resplandy et al. 2012).

Nuançons cependant ces effets en commençant par rappeler que les zones d'upwelling et de downwelling sont séparées spatialement, les nutriments remontés ne sont donc pas directement renvoyés en profondeur. Par ailleurs, le gradient vertical en nutriment – maintenu par la consommation rapide des nutriments en surface – assure que les eaux remontées sont riches en nutriments, et que les eaux exportées en profondeur sont pauvres en nutriments (Mahadevan 2016).

L'effet *local* de l'apport de nutriments aux fronts a été largement observé dans les études ci-dessus. Cependant il est difficile de quantifier précisément cet effet sur les cycles biogéochimiques à plus grande échelle. Les observations in situ ne peuvent observer qu'un nombre limité de structures, et ont d'ailleurs tendances à cibler les plus intenses. Les modèles numériques peuvent résoudre les circulations de submésoséchelles mais contre un fort coût calculatoire qui

limite leur étude avec des modèles régionaux ou globaux⁶ (Kessouri et al. 2020, Hewitt et al. 2022). Les données satellites offrent une vue globale synoptique avec une résolution temporelle journalière, et une résolution spatiale qui s’approche du kilomètre. Malgré certaines lacunes discutées précédemment (section 2.2), elles offrent l’opportunité de mesurer les effets de fine échelle sur de larges zone et de longues périodes.

Une première tentative d’analyse géostatistique à partir de données de chlorophylle-*a* à une résolution de 9 km, par Doney et al. (2003) puis étendue par Glover et al. (2018), a visé à évaluer l’évolution de la variance spatiale en fonction de la distance. L’impact des processus frontaux n’apparaît pas à cette résolution, mais la méthodologie a confirmé le rôle important des tourbillons de mésoéchelle dans le mélange des gradients de grande échelle.

Jönsson et al. (2011) ont proposé un cadre lagrangien dans lequel les données satellitaires de couleur de l’océan⁷ sont projetées sur des trajectoires calculées à partir d’un modèle numérique opérationnel haute résolution. Ils ont pu évaluer le changement de biomasse le long des trajectoires et le relier aux apports de nutriments. Un inconvénient majeur est que la méthode est fortement limitée par la quantité de données satellites disponibles le long des trajectoires (sans nuages). Zhang et al. (2019) contourne ce problème moyennant sur une grille de 2°, en utilisant par ailleurs des données globales de dériveurs de surface, d’altimétrie et de couleur de l’océan. Leur analyse révèle une corrélation positive entre le taux de cisaillement de l’écoulement et la croissance du phytoplancton.

D’autre part, le rôle des fronts a été évalué à l’aide de trois méthodes différentes. Guo et al. (2019) ont combiné des données de couleur de l’océan avec des données d’altimétrie et de flotteurs dérivants, et ont estimé que, dans les gyres subtropicales, les dynamiques de mésoéchelle et les dynamiques frontales de submésoéchelle contribuaient de manière comparable aux anomalies positives de Chl-*a*. Keerthi et al. (2022) ont proposé une approche basée sur la déconvolution des séries temporelles de Chl-*a* (obtenue par satellite), en différentes échelles temporelles ; ils ont observé que les échelles temporelles sub-saisonnnières contribuaient à environ 30 % de la variance totale de Chl-*a* et étaient associées à de petites échelles spatiales (<100 km) – qui comprennent à la fois la mésoéchelle et la submésoéchelle.

Enfin, l’approche la plus quantitative, et la seule s’appuyant à une colocalisation directe avec les fronts, a été proposée par Liu & Levine (2016), qui l’ont appliquée à la gyre subtropicale du Pacifique Nord. Elles ont détecté les fronts de température en calculant un indice mesurant l’hétérogénéité locale du champ de SST à partir de données satellitaires. Elles ont ensuite pu comparer les valeurs de Chl-*a* (satellite) dans les zones impactées par les fronts

6. En particulier, la modification de la circulation grande échelle par rétroaction des dynamiques de fines échelles nécessite un long temps de spin-up.

7. La chlorophylle-*a* est combinée avec l’atténuation (K_{490}) pour estimer le carbone organique et son évolution (i.e. la production nette).

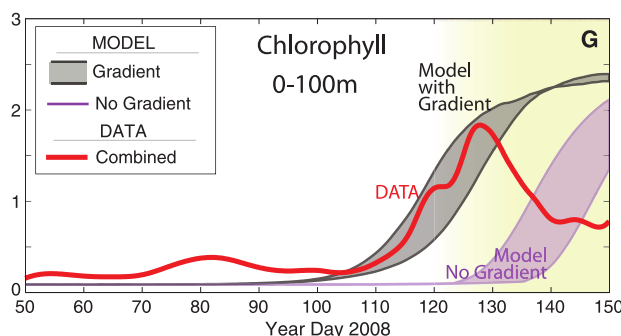


FIGURE I-7 – Estimation de l’avance du bloom dans un modèle. Tiré de Mahadevan et al. (2012), figure 3G.

« Model chlorophyll concentration in the upper 100 m (average) [from runs with lateral density gradient (shaded gray) and without (purple)]. Chlorophyll from the combination of observations [...] is overlaid. »

(caractérisées par une valeur élevée de l’indice d’hétérogénéité) avec les valeurs dans les zones non touchées. Elles ont constaté une augmentation de la Chl-a dans les fronts, négligeable en été mais qui atteignait près de 40 % en hiver.

3.5 Modification de la phénologie du bloom

Nous avons abordé plus haut le déclenchement d’un bloom au printemps, aux hautes latitudes, du fait de la réduction du mélange vertical. Cette hausse de productivité a précédemment été reliée à l’abatement des vents et au réchauffement de la surface par échange avec l’atmosphère (Henson et al. 2006, Taylor & Ferrari 2011b). Les fronts de submésoséchelle favorisent également la restratification, et peuvent ainsi provoquer des blooms, localement, avant la restratification saisonnière à l’échelle du biome (Taylor & Ferrari 2011a, Karleskind et al. 2011, Mahadevan et al. 2012).

Cet aspect de l’impact des fronts a été quantifié par Mahadevan et al. (2012) en comparant l’évolution de la chlorophylle-a dans deux catégories de simulations numériques forcées de manière à correspondre à des observations récoltées dans l’Atlantique Nord. Les simulations de l’une de ces catégories sont initialisées avec un gradient horizontal de densité de grande échelle, ce qui entraîne une restratification par instabilité de couche de mélange. Les simulations avec gradient (donc restratifiées par la dynamique de submésoséchelle) présentent un bloom en accord avec les observations, et qui survient entre 20 et 30 jours avant les simulations sans gradient (fig. I-7).

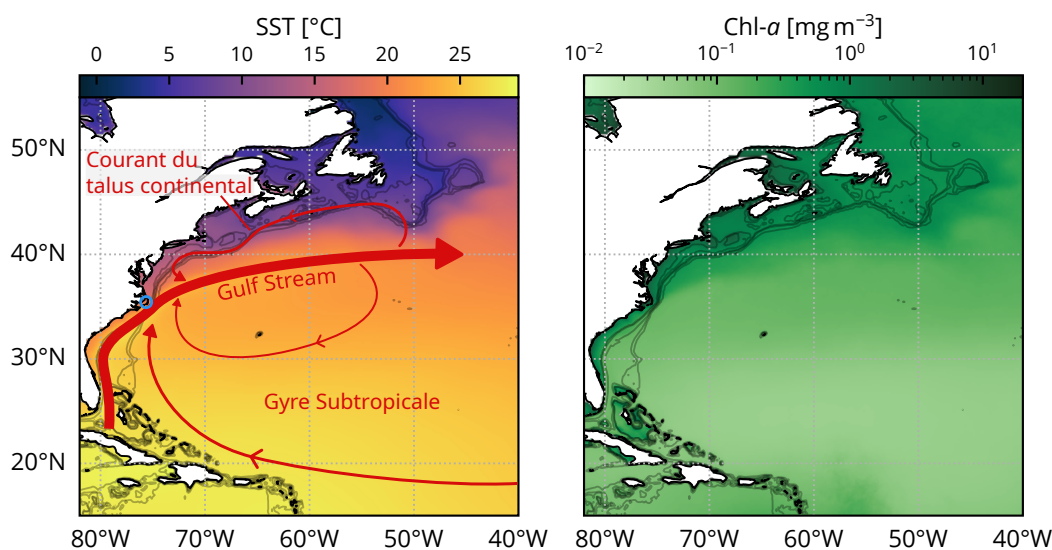


FIGURE I-8 – *Région d'étude*. Climatologies annuelles de la température de surface (SST satellite, à gauche), et de la chlorophylle-*a* satellite (à droite). Les isobathes sont surimposées en gris.

4 Région d'étude : Extension du Gulf Stream

Dans la section précédente, nous avons relié les dynamiques de submésos-échelle à des surplus de productivité dans les fronts, et à la modification de la phénologie du bloom. Ce surplus de productivité dû à un front est dépendant de l'intensité de ce front et de la distribution verticale locale en nutriments. Nous pouvons nous attendre à des variations saisonnières et régionales de cet effet. En particulier il est attendu que ce dernier soit maximal dans les biomes oligotrophes où les apports de nutriments (autres que par advection verticale dans les fronts) sont faibles. En outre la dynamique du submésos-échelle est sujette à des variations saisonnières (Callies et al. 2015) et régionales (Mauzole 2022).

Nous visons à explorer et quantifier les impacts des fines échelles sur la chlorophylle-*a* à l'échelle des biomes, et leurs fluctuations au cours de l'année, pour différents biomes, et pour différentes intensité de fronts. À cette fin nous nous concentrons sur la région de l'Atlantique Nord autour du Gulf Stream, qui comporte dans une zone restreinte plusieurs biomes contrastés, ainsi que des fronts d'intensité variée (Bock et al. 2022). Elle s'étend de 15°N à 55°N, et de la côte américaine (82°W) jusqu'à 40°W (fig. I-8).

4.1 Circulation

Cette région d'étude est caractérisée par la présence du Gulf Stream, un courant de bord ouest. Ce courant de surface intense, forcé par les vents

dominants et la topographie (Fieux 2010), remonte des eaux chaudes et salées vers le pôle le long de la côte est américaine avant de s'en décrocher à Cap Hatteras (35 °N, 75 °W, cercle bleu fig. I-8). Le jet continue alors vers l'est. Instable, il forme de larges méandres qui se détachent parfois en formant des tourbillons de mésoéchelle. Le jet est encadré au nord et au sud par deux contre-courants.

Les tourbillons froids (cycloniques) formés par le jet dérivent vers le sud puis l'ouest avant de rejoindre le Gulf Stream, formant ainsi une recirculation. Ces tourbillons transportent une importante énergie cinétique dans la mer des Sargasses (fig. I-9a, Wunsch & Stammer 1998, Zhai et al. 2008). Nous pouvons donc nous attendre à la production de fronts de submésoéchelle éphémères mais intenses, forcés par la circulation énergétique de mésoéchelle.

Au nord du jet, les eaux chaudes rencontrent les eaux de pentes, bien plus froides et fraîches. La limite entre les deux, le « North wall », est marquée par une variation dramatique de la température (jusqu'à une douzaine de degrés Celsius en quelques dizaines de kilomètres à peine), mais aussi de la salinité et du niveau de la mer. Les eaux au nord, les « slope waters », font partie d'une circulation orientée vers l'équateur et qui s'étire le long de la côte nord-est américaine et rejoint le courant du Labrador (Fieux 2010, Townsend et al. 2004). En particulier cette circulation présente un jet et front permanent le long du talus continental (Linder & Gawarkiewicz 1998, Flagg et al. 2006). Comme nous nous intéressons à l'océan ouvert nous ne détaillons pas plus en profondeur la dynamique sur le plateau continental.

Enfin cette région englobe une partie de la gyre subtropicale. Cette dernière, forcée par les Alizées au sud et les vents d'ouest au nord, ne présente pas de limite très marquée. Du fait du rotationnel négatif des vents dominants, le cœur de la gyre, loin de l'influence du Gulf Stream, est caractérisé une circulation anticyclonique et un approfondissement de la thermocline et de la nutricline.

4.2 Productivité primaire

Comme expliqué ci-dessus, la gyre subtropicale présente une nutricline profonde, sans dynamique particulière permettant un apport important de nutriment. La concentration en nutriments, la productivité et l'abondance en phytoplancton y sont basses tout au long de l'année. Nous désignons ainsi cette région comme le biome subtropical permanent (PSB), aussi désigné par le passé comme le « subtropical gyre permanently stratified biome » (fig. I-9b, Sarmiento et al. 2004).

À l'inverse, les eaux de pentes au nord du Gulf Stream sont riches en nutriments et très productives. Cette production est accrue lors d'un bloom printanier lié à la restratification de la couche de mélange. Nous qualifions cette région entre la limite nord du Gulf Stream et le talus continental comme le biome subpolaire (PB), aussi désigné par « subpolar waters » (Sarmiento et al. 2004) ou « high chlorophyll bloom » (Bock et al. 2022).

Entre les deux précédents se trouve le biome subtropical saisonnier (SSB), ou « subtropical gyre seasonally stratified biome » (Sarmiento et al. 2004). Il présente des concentrations de chlorophylle-*a* et des températures intermédiaires. La productivité y est légèrement accrue en hiver, du fait d'une convection saisonnière plus profonde que dans la gyre subtropicale.

5 Détection des fronts sur images satellites

5.1 Historique des méthodes existantes

Afin de mesurer l'impact des fronts sur le phytoplancton, nous partons de l'idée de détecter les fronts de densité à partir de la SST afin de les colocaliser aux valeurs de chlorophylle-*a*. Nous nous concentrons dans cette section sur les méthodes existantes cherchant à détecter les fronts sur des images satellites de SST.

Une première catégorie de méthodes s'appuie la dérivation spatiale du champ de SST, avec divers opérateurs : gradient (Kazmin & Rienecker 1996, Moore et al. 1997, Kostianoy et al. 2004), Sobel (Sauter & Parson 1994), ou Laplacien (Holyer & Peckinpaugh 1989), etc. Ces étapes de dérivation introduisent cependant du bruit qui impacte négativement la détection. On notera d'ailleurs que la détection des fronts de fine échelle, qui nous intéresse ici, est plus sensible au bruit du fait de gradients plus faibles. Un filtrage préalable de l'image permet d'en limiter l'impact. C'est le cas de la méthode de détection de contours *Canny* (Canny 1986), qui applique un filtre gaussien avant de calculer le gradient, et par ailleurs ajoute des traitements supplémentaires aux contours détectés. Initialement développée pour de la détection de contours en traitement d'image – domaine où elle demeure un standard, et où ses implémentations sont amplement disponibles – elle a également été largement appliquée en océanographie à la détection de fronts en température, entre autres.

Similairement, l'algorithme de Belkin–O'Reilly (Belkin & O'Reilly 2009) applique un filtre itératif contextuel capable de réduire le niveau de bruit de l'image d'entrée tout en préservant les forts gradients. Un simple opérateur Sobel peut ensuite être utilisé. Il a été développé afin de repérer les fronts aussi bien à partir de la SST que de la chlorophylle.

Il est également possible d'éviter l'utilisation du gradient, comme le fait la méthode de Cayula–Cornillon (CC, Cayula & Cornillon 1992).

Section technique

L'algorithme que nous utiliserons par la suite, décrit dans le chapitre II (section 3), en est inspiré. Nous le décrivons donc succinctement ici.

Le principe de l'algorithme CC est le suivant : Un front sépare deux masses d'eau de température différentes ; il est raisonnable que la température des

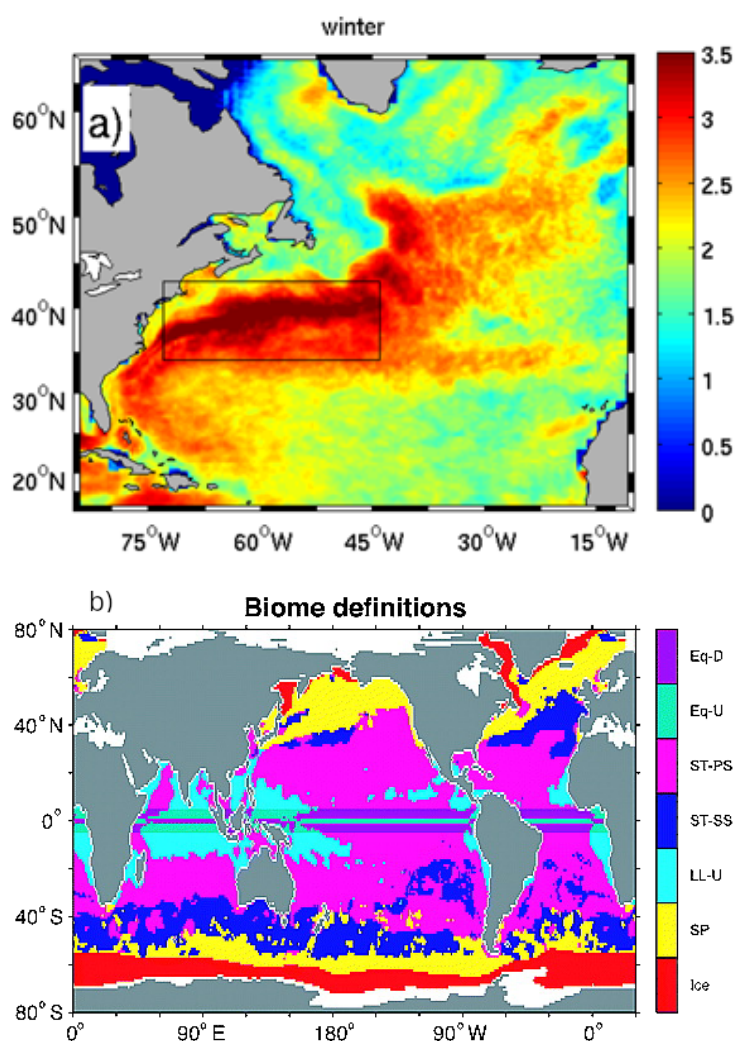


FIGURE I-9 – *Délimitations des biomes par des processus physiques.*
 (a) Tiré de Zhai et al. (2008), figure 1b. Climatologie de l'énergie cinétique de tourbillon (EKE) en hiver, en échelle logarithmique, et calculée à partir de données d'altimétrie TOPEX/Poseidon et ERS-1/2.
 (b) Tiré de Sarmiento et al. (2004), figure 2b. « Biome classification scheme calculated using mixed layer depths obtained from observed density and from upwelling calculated from the wind stress divergence using observed winds. » Les biomes de notre zone d'étude correspondent dans la nomenclature de cet article à : subpolaire (subpolar, "SP", jaune) ; subtropical saisonnier (seasonally mixed subtropical gyre, "ST-SS", bleu) ; et subtropical permanent (permanently stratified subtropical gyre biome, "ST-PS", rose).

pixels à proximité du front soit distribuées de manière bimodale, chaque mode se situant autour de la température d'une des masses d'eau. Ainsi, afin de ne considérer les pixels que proche des fronts, la méthode utilise une fenêtre glissante dans laquelle on s'intéresse à l'histogramme des valeurs de SST. Une température seuil est choisie pour séparer l'histogramme en deux modes, de façon à minimiser la variance intra-mode^a. Pour cette séparation optimale, un critère évaluant la séparation des deux modes est calculé. Si ce dernier est supérieur à un certain seuil, la fenêtre est estimée contenir un front.

Une étape supplémentaire consiste à vérifier que la cohérence spatiale de chacune des masses d'eau dans la fenêtre est suffisante. Cela permet d'éviter les faux positifs, notamment sur des images bruitées ou contaminées par des nuages.

On notera que [Cayula & Cornillon \(1992\)](#) choisissent les seuils de cohérence spatiale de manière à ce que le cas le plus cohérent soit un front en ligne droite. Cela signifie qu'un front sinueux se verra attribuer une cohérence spatiale moindre, et pourrait être disqualifié. En fonction des structures à détecter, il sera nécessaire d'adapter les divers seuils de la méthode, éventuellement au détriment de la spécificité de la méthode (éviter les faux positifs).

a. La méthode de séparation des valeurs en deux modes est identique à la méthode d'Otsu (1979), couramment utilisée en traitement d'image pour réaliser un "seuillage", c-à-d pour catégoriser les pixels d'une photo en deux.

La méthode **CC** a largement été utilisée pour détecter des fronts de SST (voir les nombreux exemples dans la review de [Belkin 2021](#)), notamment à l'échelle globale ([Belkin et al. 2009](#), [Belkin & Cornillon 2007](#)). Elle a également été appliquée avec succès sur des données de chlorophylle ([Stegmann 2004](#), [Kahru et al. 2012](#), [Bontempi & Yoder 2004](#)). Diverses dérivations en ont été proposées. [Cayula & Cornillon \(1995\)](#) proposent une version travaillant sur plusieurs images consécutives. Plutôt que d'utiliser des images à des instants différents, [Nieto et al. \(2012\)](#) appliquent l'algorithme **CC** sur quatre fenêtres glissantes décalées en longitude et latitude et fusionnent les résultats des pixels se chevauchant. [Miller \(2009\)](#) combine les résultats de l'algorithme **CC** pour des produits SST et Chl-*a* afin d'augmenter la couverture disponible.

Une méthode au fonctionnement similaire est proposée par [Vázquez et al. \(1999\)](#), qui pour quantifier la séparation des deux distributions en température (de part et d'autre d'un éventuel front) utilisent une mesure entropique : la divergence de Jensen-Shannon ([Barranco-López et al. 1995](#)). [Shimada et al. \(2005\)](#) reprendront cette méthode et l'adjoindront d'un algorithme de morphologie mathématique ([Jiang et al. 1997](#)). Cette configuration sera réutilisée à plusieurs reprises ([Lan et al. 2012](#) par ex.).

Enfin, dans le but de quantifier les valeurs de Chl-*a* dans les fronts de submésoséchelle de la gyre subtropicale du Pacifique Nord, [Liu & Levine \(2016\)](#) proposent une méthode inspirée de l'algorithme **CC**. Elles définissent un indice

d'hétérogénéité (HI) du champ de SST. La valeur de cet indice est calculée en chaque pixel à partir de la distribution en température dans une fenêtre (glissante donc) autour de ce pixel. La valeur de l'indice est la somme (pondérée par des coefficients de normalisation) de la variance de la distribution, de sa bimodalité (calculée différemment que dans les méthodes ci-dessus), et de son asymétrie (afin de cibler les plus petits fronts).

On notera dans cette dernière étude une différence d'approche, essentiellement sémantique mais qui reste néanmoins d'intérêt. C'est bien l'indice de l'Heterogeneity Index qui apparaît comme au cœur de cette étude, qui finalement cherche plus à quantifier l'hétérogénéité spatiale de la SST pour chaque pixel, qu'à « détecter les fronts ». Par ailleurs, bien qu'elle reprenne l'utilisation d'une fenêtre glissante, cette méthode se démarque de celle de CC et ses variations, en donnant un résultat nuancé plutôt que purement dichotomique (front / background). De plus, bien que nous les ayons omises des descriptions ci-dessus, la plupart des méthodes incluent une étape algorithmique permettant d'obtenir en sortie uniquement la position des fronts, représentée par une ligne d'épaisseur nulle (ou 1 pixel). En revanche, le positionnement des fronts par Liu & Levine est réalisé par un simple⁸ seuil sur le HI. Par cette construction orientée vers une mesure graduelle des fronts, cette méthode de détection apparaît pertinente pour distinguer différents types de fronts par intensité.

Note. La démocratisation des techniques de machine learning s'est aussi étendu au domaine de la détection des fronts. Bien que nous les ayons pas considérées ou décrites ici, ces dernières années, diverses méthodes ont été proposées (voir la review de Liu et al. 2022).

5.2 Vers des fronts de densité

Dans la section précédente, la majorité des méthodes opèrent sur les données satellites de température, qui est utilisée comme proxy de la densité. Cette dernière varie cependant aussi avec la salinité, qui n'est disponible par satellite qu'à basse résolution (entre 35 et 50 km pour SMOS par exemple). Il est donc possible que pour certains fronts thermiques, la variation de température soit *compensée* par une variation de salinité, donnant ainsi une densité constante. Dans la région de l'Atlantique Nord, des transects sont réalisés régulièrement par un navire d'opportunité, l'Oleander. Les résultats qui en découlent suggèrent que pour cette région, la salinité n'intervient que peu dans les variations de densité (Flagg et al. 2006).

Note. Dans d'autres régions, il peut être nécessaire d'avoir recours à d'autres proxy de la densité, comme par exemple la hauteur d'eau (SSH) dans les régions polaires.

8. Bien que le choix du seuil soit fait de manière non-triviale par Liu & Levine (2016), nous montrons dans notre implémentation qu'un seuil fixe suffit à notre étude.

6 Objectifs

De multiples indices pointent vers le fait que les processus de fine échelle $O(1-100\text{ km})$ ont une grande influence sur le phytoplancton (ainsi que de manière plus large sur les cycles biogéochimiques dans lesquels ce dernier s'inscrit). Cependant la quantification précise de leurs effets sur le paysage biogéochimique global pose un certain nombre de difficultés non-résolues, et ainsi la place exacte de ces processus reste un sujet d'étude actif. Un sujet d'autant plus important qu'il est étroitement lié au cycle du carbone et à la chaîne trophique de l'océan, et sur lequel l'impact du changement climatique n'est pas non plus connu avec certitude. Parmi les efforts déployés pour cette quantification, les images satellites offrent la possibilité de couvrir de larges régions spatio-temporelles, tout en résolvant les échelles qui nous intéressent ici.

Nous nous penchons donc dans ce travail sur les moyens de quantification, par satellite, des effets que ces processus ont sur le phytoplancton ; en particulier les effets qu'ont les *fronts de submésoséchelle* sur la *chlorophylle-a*, que nous utilisons comme proxy de la biomasse totale de ce dernier. Pour développer et valider nos méthodes de quantification, nous nous limitons à la région autour du Gulf Stream, ce qui facilite le travail d'exploration tout en gardant néanmoins une diversité dans les régimes biogéochimiques présents. Nous cherchons à répondre aux questions suivantes :

- ▶ Comment quantifier la réponse de la chlorophylle-*a* aux dynamiques frontales dans la région du Gulf Stream ?
- ▶ Comment est-ce que l'augmentation de chlorophylle-*a* dans les fronts est conditionnée par la saison, par le régime biogéochimique, et par l'intensité des fronts ?
- ▶ Peut-on détecter un bloom précoce dans les fronts depuis des données satellites ?

7 Plan de thèse

Cette thèse est organisée en 6 chapitres, en comptant l'introduction ci-dessus. Dans le **chapitre II**, nous commençons par détailler les différents ensembles de données que nous avons considérés, puis les méthodes mises en place pour répondre aux problématiques posées plus haut.

Le **chapitre III** détaille les résultats obtenus relatifs à l'impact des fronts

sur la quantité de chlorophylle-*a*. La première partie de ce chapitre comprend l'entièreté d'un article soumis au journal *Biogeosciences*, dans sa version finale (en « galley proof ») et précédée d'un résumé. Les points dans les parties d'introduction et de méthodes de l'article sont déjà abordés dans les chapitres correspondants, si bien qu'il est possible de passer ces sections. L'article présente des résultats concernant le budget de Chl-*a* et la phénologie du bloom, puis les discute, et conclut. Le reste de ce chapitre présente des résultats qui complètent ceux présentés dans l'article.

Le **chapitre IV** se penche sur les résultats obtenus concernant l'impact des fronts sur la phénologie du bloom. Il résume les résultats présentés au chapitre précédent, puis y ajoute des résultats complémentaires.

Enfin, les chapitres **V** et **VI** apportent une conclusion et des perspectives, respectivement, sur le travail effectué pour cette thèse.

Chapitre II

Méthodes

Sommaire

1	Données	30
1.1	Sea Surface Temperature (SST)	30
1.1.1	Modis-L3	30
1.1.2	MUR	32
1.1.3	ESA-SST-CCI / C3S	33
1.1.4	GLORYS	34
1.1.5	Comparaison des produits de SST	34
1.2	Chlorophylle- <i>a</i>	35
1.3	Colocalisation entre SST et Chl- <i>a</i>	37
1.4	Bathymétrie	37
2	Délimitations des sous-régions d'étude	37
2.1	Séparation des biomes	38
2.2	Exclusion du plateau continental	38
3	Heterogeneity Index (HI)	40
3.1	Implémentation : Calcul des composantes	42
3.2	Implémentation : Coefficients de normalisation	44
4	Compression des calculs par utilisation d'histogrammes	45
5	Quantification de l'effet des fronts : différences de valeurs	49
6	Décalage du bloom	49
	Récapitulatif	52

Maintenant que les objectifs de ce projet ont été précisés, nous détaillons dans ce chapitre l'ensemble des outils nécessaires à leur accomplissement. Nous décrivons dans les sections qui suivent les données utilisées, puis les méthodes utilisées pour séparer notre zone d'étude en sous-régions, pour repérer les fronts, et pour extraire nos résultats.

1 Données

Dans cette section sont décrits les jeux de données utilisés pour ce projet. Le choix de ces données s'est avéré être une question importante et difficile dès le départ. Nous savions qu'il allait être nécessaire de combiner deux jeux de données : la SST avec la Chl-*a*. Cela a donc informé le choix des données, ainsi que la création des outils nécessaires à la gestion de plusieurs sets de données. Plusieurs options ont été considérées, notamment pour la SST. Elles sont reportées ci-dessous, même si elles ne sont pas utilisées pour le reste des résultats présentés.

Au long de ce chapitre (et ailleurs dans ce manuscrit) les articles publiés correspondant aux jeux de données sont bien évidemment cités, mais sont également précisés les accès par lesquels nous avons obtenus les données. Ces derniers sont cités en note de bas de page et listés dans la section « Données » de la bibliographie (p. 140).

1.1 Sea Surface Temperature (SST)

Nous commençons par la température de surface que nous allons notamment utiliser comme proxy de la densité pour repérer les fronts. De nombreux produits de SST sont disponibles, néanmoins il n'en demeure pas moins difficile de trouver un produit qui satisfasse les exigences inhérentes à notre étude. Étant donné que nous voulons repérer des structures de fine échelle la résolution est peut être l'exigence qui apparaît comme première. Cependant, et comme nous allons le voir plus en détail, d'autres paramètres rentrent en compte et il est nécessaire de faire des compromis dans ce domaine. Brièvement ces autres paramètres sont (entre autres) la disponibilité des autres variables à une résolution similaire, la facilité d'obtention¹, ou encore la couverture spatio-temporelle.

1.1.1 Modis-L3

Afin d'obtenir des données avec une résolution spatiale optimale, une solution est de travailler directement à partir d'un produit "brut". Nous commençons donc par un jeu de données que l'on désignera par **Modis-L3**, s'appuyant sur les données L2 du capteur **MODIS**, à bord du satellite Aqua (**Kilpatrick et al.**

1. Par facilité d'obtention j'entends le téléchargement des données mais aussi et surtout les traitements supplémentaires nécessaires, comme le repérage des pixels nuageux par ex.

2015). Ce sont les données utilisées par Liu & Levine (2016) – et produites par les mêmes outils – dont l'étude consistait également à détecter des fronts de SST et les colocaliser aux données de Chl-*a*.

Note. Tout au long de ce manuscrit nous utilisons les dénominations des niveaux de données tels que typiquement utilisés par les distributeurs, et qui correspondent de manière générale aux définitions suivantes :

L1 Données d'un seul capteur, sans traitement (au-delà de ceux nécessaires à la transmission depuis le satellite), et à la résolution de capture – c-à-d projetées dans le référentiel du capteur (nb. de lignes et nb. de pixels par ligne). Elles sont accompagnées des données de positionnement du satellite.

L2 Variables géophysiques dérivées des données L1, à la même résolution et disposés de la même manière que ces dernières. Des métadonnées peuvent les accompagner, comme la qualité des pixels par exemple.

L3 Variables projetées sur une grille régulière en espace et en temps. Des traitements supplémentaires peuvent être appliqués.

L4 Résultats d'analyses plus poussées comme l'agrégation de plusieurs sources de données, ou l'assimilation par un modèle numérique.

Les données sont téléchargées au niveau L2 depuis le **CMR**² en sélectionnant les sections de fauchées³ intersectant notre région d'étude, collectés de jour, et pour les courtes longueurs d'onde infrarouges (11 µm). Ces données sont projetées sur une grille kilométrique globale, en reprenant les outils utilisés par Liu & Levine, à savoir les programmes présents dans le paquet de l'**OCSSW**, version v7.5, qui est maintenu par l'Ocean Biology Processing Group et notamment distribué à travers l'outil **SeaDAS**. Les sections de fauchées, maintenant toutes sur la même grille spatiale, peuvent être moyennées jour par jour, pour obtenir un produit de niveau L3.

Common Metadata Repository

OceanColor Science Software

Cela permet donc d'obtenir des données à la limite de la résolution des capteurs, mais présente un certain nombre de désavantages majeurs. C'est tout d'abord un travail important à réaliser : d'une part de téléchargement, les fichiers L2 étant particulièrement lourds et nombreux (jusqu'à une dizaine pour une journée) ; d'autre part de projection, qui à une résolution kilométrique demande une certaine puissance de calcul. De plus, toutes les étapes décrites jusqu'ici ne concernent qu'un seul capteur. Des étapes et calculs additionnels

2. **SST Modis-L3** : *MODIS Aqua L2P Swath SST Data Set. Ver. 2019.0.* JPL OBPB RSMAS. PO.DAAC, CA, USA. 2020. DOI : [10.5067/GHMDA-2PJ19](https://doi.org/10.5067/GHMDA-2PJ19).

3. « swath » en anglais, bande de terrain couverte par le satellite le long de son orbite. **MODIS** / Aqua produit des fauchées d'environ 2300 km de large, qui sont distribuées en sections d'environ la même longueur (c-à-d dans la direction de la trajectoire).

seraient nécessaires pour y combiner les données d'autres capteurs, ce qui pose des problèmes supplémentaires et se ferait non sans difficultés. Même pour un capteur identique (**MODIS** à bord de Terra par ex.), il devient nécessaire de considérer des différences de calibrations, ainsi que de possibles artefacts lorsque l'on superpose plusieurs fauchées (que nous avons d'ailleurs largement ignorés pour agréger les fauchées sur une seule journée...).

Face à ces difficultés, nous avons donc décidé dans un premier temps d'en rester à un seul capteur, malgré la couverture spatiale réduite. Il est également à noter que nous n'avons pas réalisé de détection de nuages supplémentaire à celle des données L2, qui ne suffit pas à exclure des pixels aux valeurs visiblement erronées (ce qui se manifeste notamment par des valeurs bruitées autour de nuages). Il est difficile de disqualifier de tels pixels correctement sans un bon algorithme de détection de nuage, ce qui nécessite un travail supplémentaire important. Nous contournons le problème d'une manière similaire à celle de Liu & Levine en ne travaillant que sur des fenêtres de 100×100 km avec une faible couverture nuageuse (<70%), ce qui élimine une partie de ces cas problématiques.

Malgré le fait d'être limité à deux capteurs (à bords de Aqua et Terra), **MODIS** présente l'avantage de mesurer concomitamment la SST et la couleur de l'océan. Cela permet d'obtenir les valeurs de Chl-*a* aux mêmes pixels, en utilisant le même traitement pour le jeu de données.

Les difficultés évoquées ci-dessus motivent à trouver un produit nécessitant moins de travail (et donc autant d'éventuelles erreurs en moins), ces dernières années ayant vu apparaître des produits globaux distribués à des résolutions élevées.

1.1.2 MUR

Le produit suivant, désigné ici **MUR (Multiscale Ultrahigh Resolution)** est développé et distribué par le **GHRSSST** au JPL Physical Oceanography DAAC⁴. Il présente les avantages d'être distribué à une résolution kilométrique et sans nuages grâce à une méthode d'interpolation par vaguelettes (Chin et al. 2017). Il intègre de nombreuses sources provenant de plusieurs capteurs infrarouges et micro-ondes, ainsi que de mesures in situ. La grande couverture spatiale de ce produit se fait donc par l'utilisation de mesures non-contraintes par la couverture nuageuse (c'est-à-dire micro-ondes et in situ), mais qui présentent une résolution bien plus faible. Le champ de SST se retrouve donc lissé à la fois par l'interpolation et par l'inclusion de ces mesures. L'utilisation du produit suivant cherche à palier à ce problème.

*Group for High Res.
SST
Distributed Active
Archive Center*

4. **SST MUR**: *GHRSSST Level 4 MUR Global Foundation Sea Surface Temperature Analysis*. Ver. 4.1. JPL MUR MEaSURES Project. PO.DAAC, CA, USA. 2015. DOI: 10.5067/GHGMR-4FJ04.

1.1.3 ESA-SST-CCI / C3S

Ce produit est distribué conjointement par l'ESA-SST-CCI et le C3S^{5,6}. Il agglomère les mesures de tous les capteurs infrarouges disponibles depuis 1981, ce qui comprend 11 AVHRR à bord des satellites MetOp-A et NOAA (entre les itérations 6 et 19), trois (A)ATSR à bord d'Envisat et ERS 1 et 2, et deux SLSTR à bord de Sentinel 3A et 3B. Cela donne au moins deux capteurs en fonctionnement simultané, et au moins trois depuis 1992. Outre la bonne couverture obtenue, l'uniformité des capteurs permet d'obtenir un jeu de données stable dans le temps, pouvant servir à la détection de tendances climatiques (Merchant et al. 2019).

*Climate Change Initiative
Copernicus Climate Change Service*

Les données sont distribuées à différents niveaux, dont nous allons préciser le passage de l'un à l'autre dans la suite :

- L2P (mono-capteur),
- L3U (mono-capteur sur grille régulière),
- L3C (multi-capteurs regroupés par famille d'instrument),
- et L4 (tous les capteurs, combinés par interpolation).

Le produit L2P est similaire aux données brutes utilisées pour le set *section 1.1.1*, mais avec l'avantage de disposer de données standardisées sur un grand nombre de capteurs. Ces données sont projetées capteur par capteur sur une grille régulière, à une résolution de $1/20^\circ$, soit environ 5 km, ce qui donne le produit L3U.

Note. Nous pourrions réaliser nous-même cette projection à une résolution plus élevée, de la même manière que pour le produit Modis-L3. Nous disposerions alors de données L3 à plus haute résolution, pour un grand ensemble de capteurs (plus nombreux que les deux disponibles pour MODIS).

Les données sont regroupées par famille d'instrument pour le produit L3C. Une légère perte de précision est attendue, mais les produits L3U et L3C peuvent néanmoins tous deux être utilisés dans l'étude de structures fines et où la présence de nuages n'est pas rédhibitoire (Merchant et al. 2019).

Enfin, le produit L4 regroupe l'ensemble des capteurs en utilisant le schéma d'intégration variationnelle NEMOVAR intégré dans le système OSTIA (Good et al. 2020). Ce produit donne ainsi un champ de SST sans nuages, estimé par une combinaison des observations satellites, et de la prévision d'un modèle numérique d'un jour sur l'autre. L'absence de couverture nuageuse et la simplicité d'usage se fait au détriment du lissage inévitable des structures les plus fines.

Operational SST and Sea Ice Analysis

Une estimation quantitative du lissage due à l'interpolation est compliqué,

5. SST ESA-CCI / C3S : ESA SST CCI and C3S Reprocessed Sea Surface Temperature Analyses. Ver. 2.0. Meteorological Office UK. MOi for Copernicus Marine Service. 2019. DOI : [10.48670/MOI-00169](https://doi.org/10.48670/MOI-00169)

6. l'ESA-CCI pour la période 1981–2016 et le C3S après 2017

car la paramétrisation de cette dernière dépend de la variabilité du champ de température à J-1. On peut néanmoins imaginer que le champ de SST produit est plus lissé dans les zones normalement nuageuses, ainsi que potentiellement plus éloigné de la réalité (voir [section 1.1.4](#)). Il est tout de même possible de mitiger ces effets en ne comptabilisant dans nos statistiques seulement les pixels non-nuageux, ce que nous faisons pour tous les résultats présentés. Nous utilisons pour cela les données de Chl-*a* qui identifient les pixels nuageux.

1.1.4 GLORYS

Une solution pour s'affranchir de la couverture nuageuse est de s'appuyer sur des produits de réanalyses. Tôt dans ce projet, certaines pistes de travail (par ex. le suivi temporel des fronts) nous ont poussé à tester l'utilisation de tels produits. Nous utilisons ici une réanalyse globale (désignée par **GLORYS**), délivrée par **CMEMS**⁷ et produite par **Mercator**. Cette réanalyse est faite sur une grille « eddy-resolving », au $\frac{1}{12}^\circ$ soit environ 8 km, et sur 50 niveaux verticaux. Les données sont disponibles en résolution journalière. Le noyau NEMO est forcé en surface par les réanalyses ERA-Interim et ERA-5 du centre **ECMWF**. Le modèle fait de l'assimilation de données d'observations : altimétrie, SST « Reynolds » $\frac{1}{4}^\circ$ (seulement **AVHRR**), concentration en glace de mer, et profils in situ de températures et profils de salinité **CORA**.

1.1.5 Comparaison des produits de SST

Nous illustrons ici notre comparaison entre les différents produits de SST en nous appuyant sur un instantané ([fig. II-1](#)). Seul le produit **Modis-L3** n'est pas issu d'une interpolation ou d'une réanalyse, on peut le considérer comme étant le plus proche d'une « ground truth » (en dehors des pixels nuageux bien sûr).

On notera pour le produit de réanalyses **GLORYS**, outre sa résolution assez faible, des différences importantes dans les structures présentes sur les autres produits, qui ne sont visiblement pas dues à un simple lissage du champ de SST. Ce produit manque les caractéristiques de certaines structures, mais surtout manque leur position exacte.

Les produits issus d'interpolations de plusieurs capteurs semblent moins souffrir de ce problème. Les données **MUR**, malgré leur haute résolution présentent des zones très lissées, par exemple dans le secteur 68–64°W ; 40–42°N. On peut émettre l'hypothèse que l'inclusion de données basse-résolution (in situ et micro-ondes) en est (au moins partiellement) la cause. À l'inverse, les données **ESA-CCI / C3S** semblent capturer avec plus de régularité les structures visibles sur les données plus brutes de **Modis-L3**, excepté les plus fines évidemment.

7. **SST GLORYS** : *Global Ocean Physics Reanalysis*. European Union-Copernicus Marine Service. Mercator Ocean International. 2018. DOI : [10.48670/MOI-00021](https://doi.org/10.48670/MOI-00021).

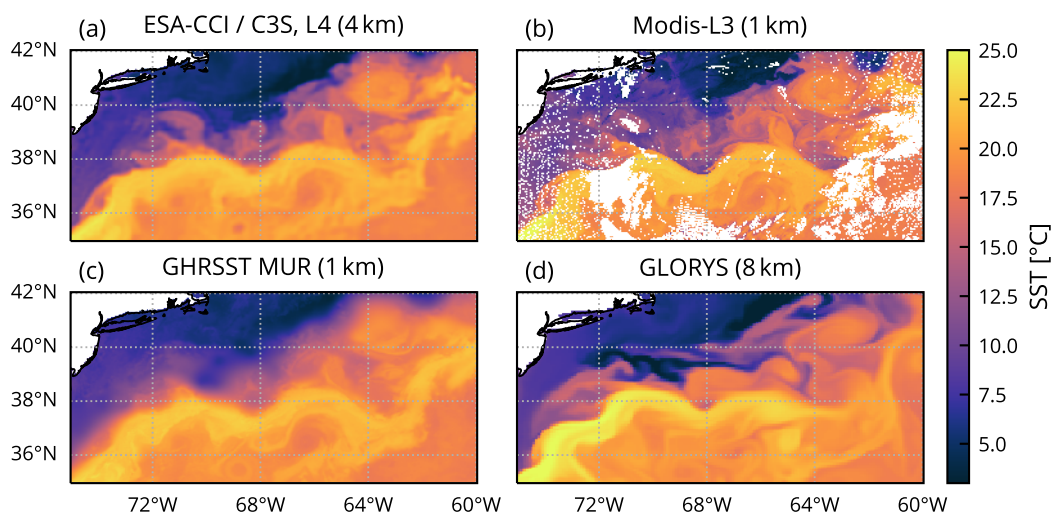


FIGURE II-1 – *Comparaison des produits de SST. Instantané de la SST le 22 avril 2007 : ESA-CCI / C3S (a), Modis-L3 (b), MUR (c), et GLORYS (d).*

Le produit ESA-CCI / C3S semble être le plus approprié parmi ceux présentés. Il permet d'accéder au champ de SST simplement, ce avec une résolution convenable. Sauf indication contraire, c'est le produit ESA-CCI / C3S que nous utiliserons pour le champ de SST dans toute la suite de cette thèse.

1.2 Chlorophylle-*a*

Pour le champ de chlorophylle-*a*, seuls deux produits ont été utilisés. D'une part les données du capteur MODIS à bord d'Aqua. Comme évoqué précédemment ce capteur mesure concomitamment les bandes infrarouges et visibles ce qui permet de bénéficier des valeurs de SST et de Chl-*a* aux mêmes points. Les valeurs de Chl-*a* sont calculées à partir des valeurs de réflectance à différentes bandes de longueurs d'ondes, ici avec l'algorithme OCI (Ocean Colour Index). Ce dernier combine les algorithmes : CI pour les faibles valeurs de Chl-*a*, OCx (i.e. OC3 pour le capteur MODIS) pour les fortes valeurs, et un mélange des deux dans une zone de transition ($0.25 < \text{Chl-}a < 0.35$ mgm). Les données de Chl-*a* sont téléchargées séparément, cette fois-ci depuis le CMEMS⁸, mais le même traitement de projection sur grille régulière kilométrique leur est appliquée.

En second lieu, nous utilisons également des données de l'initiative OCTAC (service du CMEMS). Nous utilisons le produit global, MultiYear⁹, au niveau L3,

8. **Chl-*a* MODIS** : *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Aqua Ocean Color Data ; 2018 Reprocessing*. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA. 2018. DOI : [10.5067/ORBVIEW-2/SEAWIFS/L2/OC/2018](https://doi.org/10.5067/ORBVIEW-2/SEAWIFS/L2/OC/2018).

9. MultiYear : traitement le plus récent de toutes les années disponibles

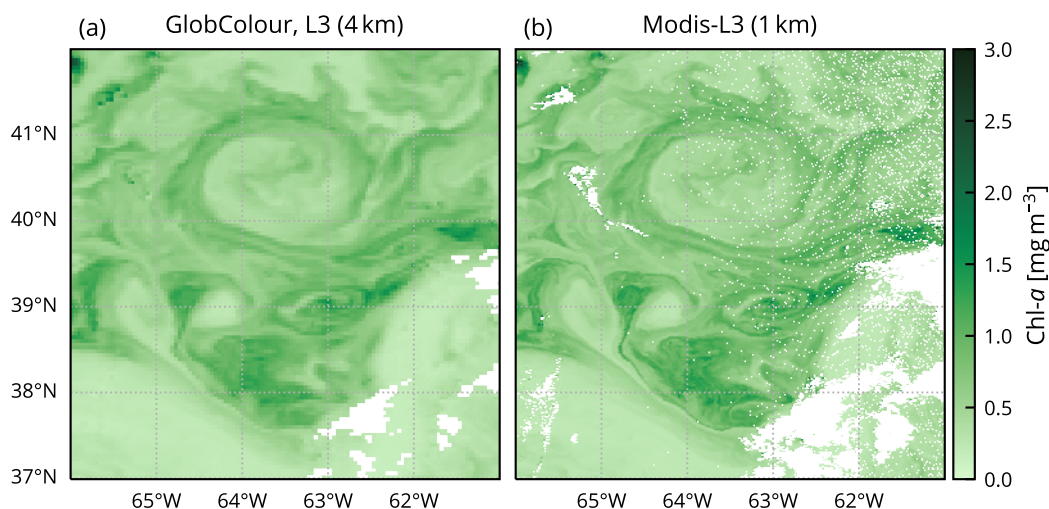


FIGURE II-2 – Comparaison des produits de *Chl-a*. Zoom sur une même fenêtre, le 22 avril 2007, de la *Chl-a* pour les deux produits considérés : Copernicus-GlobColour (a), et Modis-L3 (b).

version dite Copernicus-GlobColour, développée, validée et distribuée par ACRI-ST France. Les données sont récupérées sur **CMEMS**¹⁰. Elles sont de résolution spatiale $1/24^\circ$ (soit environ 4 km), journalières, et comportent des nuages.

Ce produit agrège les données optiques de plusieurs capteurs : **SeaWiFS** à bord de **OrbView-2**, **MODIS Aqua** et **Terra**, **MERIS** à bord d'**Envisat**, **VIIRS** à bord de **Suomi NPP** et **NOAA-20**¹¹, et enfin **OLCI** à bord de **Sentinel-3A** et **-3B**. Similairement au produit Modis, les valeurs de *Chl-a* sont calculées à partir des réflectances en utilisant ici un mélange des algorithmes OC3/4, CI, et OC5.

Note. L'agrégation des capteurs se fait selon le traitement dit Copernicus-GlobColour : les données de réflectance de chaque capteur sont transformées en concentration de *Chl-a* avant d'être fusionnées en seul produit (Garnesson et al. 2019). À l'inverse, le produit (ESA) OC-CCI/C3S développé par le Plymouth Marine Laboratory pour le même projet **OCTAC**, fusionne les réflectances des différents capteurs avant la conversion en *Chl-a*. Aggréger les valeurs de Chlorophylle plutôt que de réflectance permet – entre autres – un ajout de nouveaux capteurs facilité (à ce jour le produit OC-CCI n'intègre pas encore le capteur de **NOAA-20** par ex.), ainsi qu'une meilleure couverture spatiale (Garnesson et al. 2019).

10. **Chl-a GlobColour**: *Global Ocean Colour (Copernicus-GlobColour), Bio-Geo-Chemical, L3 (Daily) from Satellite Observations (1997-Ongoing)*. European Union-Copernicus Marine Service. Mercator Ocean International. 2022. DOI: [10.48670/MOI-00280](https://doi.org/10.48670/MOI-00280).

11. parfois indiqué par son nom avant lancement: **JPSS-1**

1.3 Colocalisation entre SST et Chl-*a*

Il est à noter qu'il est difficile de trouver des produits de chlorophylle-*a* à des résolutions supérieures à 4 km, en tout cas au niveau global. Cela motive à utiliser un produit SST de résolution légèrement moindre afin d'éviter une étape supplémentaire de « downsampling » une fois les fronts repérés sur le champ de SST. Cela renforce notre choix pour les données **ESA-CCI / C3S**, en défaveur du set **MUR**.

Les deux jeux choisis pour la SST et Chl-*a* ont des résolutions spatiales similaires mais néanmoins légèrement différentes. Les deux grilles sont plate-carrées (régulières en latitude et longitude) mais le champ de Chl-*a* est défini sur une grille **EPSG:32662** de résolution $1/24^\circ$ (~ 4.6 km) ; et le champ de SST sur une grille **EPSG:4326** de résolution $1/20^\circ$ (~ 5.6 km). Nous adaptons la SST sur la grille de la Chl-*a* par une simple interpolation bi-linéaire.

1.4 Bathymétrie

Nous utilisons les données de bathymétrie **ETOPO1**¹², fournies par **NOAA**. Les données sont distribuées sur une grille plate-carrée à une résolution d'une minute d'arc ($1/60^\circ$), soit environ trois fois supérieure à celle de nos données SST et Chl-*a*. Nous sous-échantillons les données en appliquant une moyenne à chaque groupe de 3×3 pixels, puis en interpolant le résultat sur la même grille que le reste des données de la même manière que pour la SST. La bathymétrie nous permet d'exclure de nos résultats le plateau continental (fig. II-3), pour des raisons discutées ci-dessous.

2 Délimitations des sous-régions d'étude

Comme détaillé en introduction (section 4, chap. I) notre région d'étude est fortement hétérogène, aussi bien concernant les propriétés physiques que biologiques. Il est ainsi nécessaire de séparer notre zone d'étude en sous-régions afin d'extraire des résultats sur des zones plus homogènes. Nous définissons donc trois biomes. Le biome subtropical permanent, le plus au sud, correspond à un régime largement oligotrophe. Le biome subpolaire, le plus au nord, comprend les eaux froides et productives au nord du Gulf Stream. Enfin le biome subtropical saisonnier, entre les deux précédents, présente un régime intermédiaire : oligotrophe mais avec une production plus élevée permise par une couche de mélange profonde en hiver. Dans cette section, nous décrivons plus précisément la méthode utilisée pour définir ces biomes spatialement.

12. **Bathymétrie ETOPO** : *ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model*. NOAA National Geophysical Data Center. NOAA National Centers for Environmental Information. 2009. DOI : [10.7289/V5C8276M](https://doi.org/10.7289/V5C8276M).

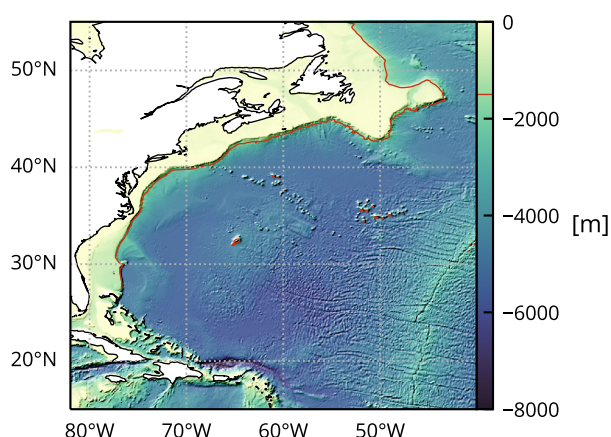


FIGURE II·3 – *Bathymétrie de la zone d'étude*. L'isobath 1500 m, indiqué en rouge (les Bahamas sont exclues par visibilité), permet de repérer le talus continental et d'ignorer le plateau dans nos résultats.

2.1 Séparation des biomes

La séparation entre les deux biomes subtropicaux est faite par une limite zonale fixée à 32 °N (trait noir pointillé *fig. II·4*). Cette limite correspond approximativement à fort gradient méridional de Chl-*a* à cette latitude (iso-contour 0.1 mg m⁻³ de la moyenne annuelle de Chl-*a*) qui ne varie que peu au cours de l'année. Cette frontière géographique à celle délimitée par *Sarmiento et al. (2004)* (*fig. I·9b*).

On sépare ensuite le reste de la région au nord de 32 °N en prenant comme frontière physique le front nord du jet du Gulf Stream (le « North wall »). Cette frontière est donc dynamique et déterminée chaque jour à partir de l'image de température. En effet, il apparaît que la distribution de la SST (au nord de 32 °N) suffit à repérer de manière fiable et robuste une température seuil permettant de séparer les deux biomes (contour sinueux noir plein *figure II·4*). Sur cette distribution apparaît clairement un pic dans des valeurs élevées correspondant aux eaux du jet. Il est aisé de repérer le pic et l'ajuster par une gaussienne. À partir de là, la température seuil entre les biomes est prise comme la base froide de ce pic, c'est-à-dire plus précisément en soustrayant à la température moyenne du pic deux fois son écart-type (*fig. II·5*). La valeur journalière de ce seuil est filtrée temporellement par un filtre médian glissant (avec une fenêtre de largeur 8 jours) afin d'éviter d'éventuelles anomalies de détection.

2.2 Exclusion du plateau continental

Afin de concentrer l'étude sur l'océan ouvert, nous avons exclu les pixels situés sur le plateau continental. La Chl-*a* atteint dans les kilomètres les plus proches de côtes des valeurs très élevées (jusqu'à 10 mg m⁻³) pour des raisons

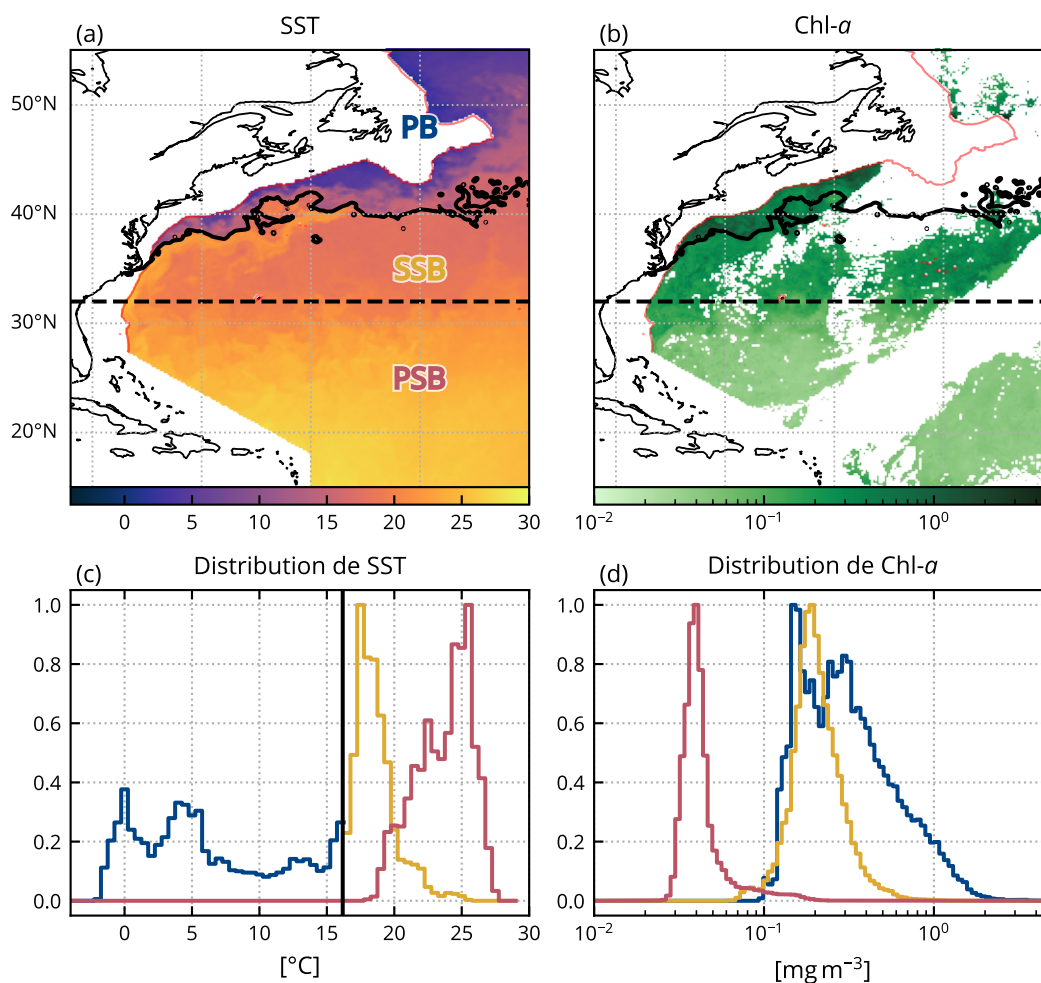


FIGURE II-4 – Séparation de la zone d'étude en trois biomes. Le biome subtropical permanent (PSB) au sud de 32 °N ; le biome subtropical saisonnier (SSB) entre 32 °N et la limite (sinueuse) nord du Gulf Stream dénotée par le contour noir ; et le biome subpolaire (PB) au nord du Gulf Stream.

Clichés de SST (a) et Chl-a (b) au 22 avril 2007, et les distributions de SST (c) et Chl-a (d) pour chacun des biomes, le même jour (subpolaire : bleu, subtropical saisonnier : jaune, subtropical permanent : rouge). La ligne noire verticale sur (c) marque la température détectée comme seuil de la limite nord du Gulf Stream. Les axes des abscisses des distributions correspondent aux barres de couleurs. La ligne rouge suit l'isobath 1500 m. Le plateau continental (<1500 m) n'est pas considéré et est masqué.

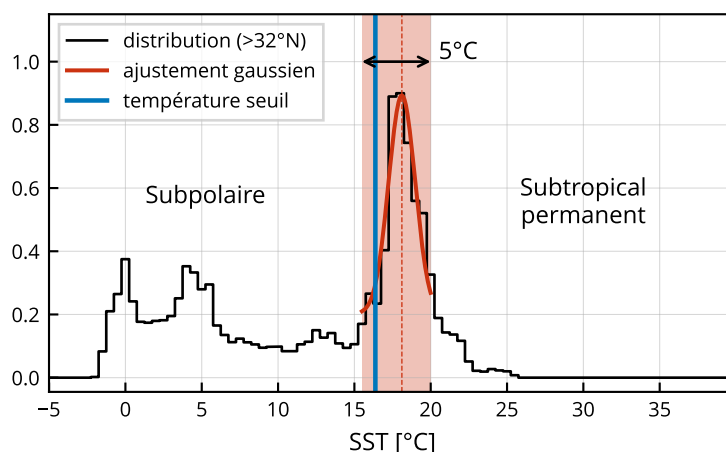


FIGURE II-5 – Délimitation des biomes *subtropical permanent* et *subpolaire* par température seuil. Sur la distribution des valeurs en température au nord de 32 °N (en noir) pour le 22 avril 2007, le pic – ici autour de 18 °C – correspond aux eaux du jet. Il est ajusté par un fit gaussien (en rouge) dans un intervalle de 5 °C de large. La température de seuil (en bleu) entre les deux biomes est définie comme la température moyenne du pic (trait fin pointillé) moins deux fois son écart-type. Cela correspond à notre critère de définition de la limite nord du Gulf Stream.

qui ne concernent pas notre étude et qui pourraient fausser les distributions mesurées.

Le jet du Gulf Stream prend forme au sud de notre zone, le long de la côte de Floride. On trouve sur le plateau continental à ces latitudes ($\sim 28^\circ\text{N}$) de forts courants qu'on ne retrouve pas dans le reste du biome *subtropical permanent*. Plus au nord dans l'anse nord-est américaine de l'Atlantique (« Mid-Atlantic Bight »), on trouve une séparation nette entre les eaux au nord du Gulf Stream (la « slope sea »), et les eaux sur le plateau continental. Un jet marque cette séparation le long du talus continental (Flagg et al. 2006).

Ainsi, pour calculer nos résultats, nous ne considérons que les pixels où la profondeur n'excède pas 1500 m. Nous utilisons pour cela les données de bathymétrie ETOPO (voir section 1.4).

3 Heterogeneity Index (HI)

Comme précisé en introduction, pour quantifier l'effet des fronts sur le phytoplancton il est nécessaire de détecter les fronts, c'est-à-dire de classer chaque pixel comme appartenant soit à un front, soit à l'arrière-plan (ci-après « background »). La méthode retenue ici suit celle présentée par Liu & Levine (2016) – qui par son utilisation d'une fenêtre glissante s'apparente elle-même à celle de Cayula & Cornillon (1992). Cette section définit cette méthode et

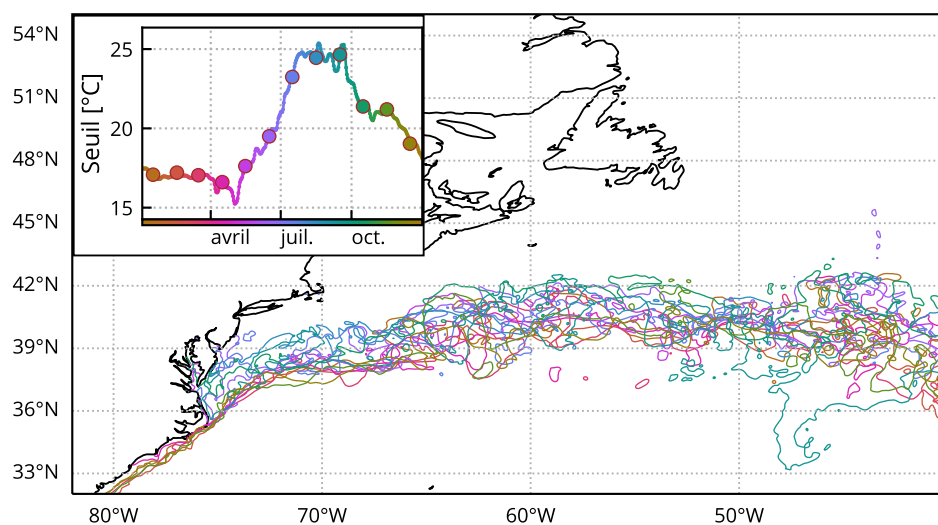


FIGURE II.6 – *Variation temporelle de la délimitation entre biomes.* La position limite entre les biomes subtropical saisonnier et subpolaire évolue principalement du fait des méandres du Gulf Stream, et moins du fait d'une variation saisonnière. Néanmoins en été, la limite est moins marquée directement après le détachement du jet (75–70 °W). L'isotherme séparant les deux biomes est tracé le 15 de chaque mois pour l'année 2007. La couleur de chaque contour correspond au jour de l'année comme dénoté par la barre de couleur dans l'insert. Dans l'insert est tracé la température de seuil au long de l'année 2007. Les cercles marquent les jours et températures utilisées pour chaque contour.

notre implémentation, tout en indiquant les modifications que nous y avons apportées.

La méthode de Liu & Levine (2016) consiste à quantifier plusieurs quantités statistiques du champ de SST dont les fortes valeurs sont associées à la présence de fronts et autres structures de fine échelle. Ces quantités sont la bimodalité, l'écart-type (qui reflète le gradient du champ), et le coefficient d'asymétrie (« skewness »). Ces composantes sont ensuite réunies dans un seul index qui ainsi reflète l'hétérogénéité du champ de SST, et donc baptisé HI (Heterogeneity Index).

Pour limiter la taille des structures détectées, on limite le calcul de ces composantes sur une fenêtre de taille appropriée, c'est-à-dire pour nous de l'ordre de grandeur d'une dizaine de kilomètres. Ainsi, pour chaque pixel, la valeur de chaque composante est calculée sur la distribution de SST à l'intérieur d'une fenêtre glissante centrée sur ce pixel et dont les tailles possibles sont :

- $3 \times 3 = 9$ pixels soit ~ 20 km de côté,
- $5 \times 5 = 25$ pixels soit ~ 30 km de côté,
- $7 \times 7 = 49$ pixels soit ~ 40 km de côté.

Parce qu'une fenêtre plus large entraînerait la détection de structures trop

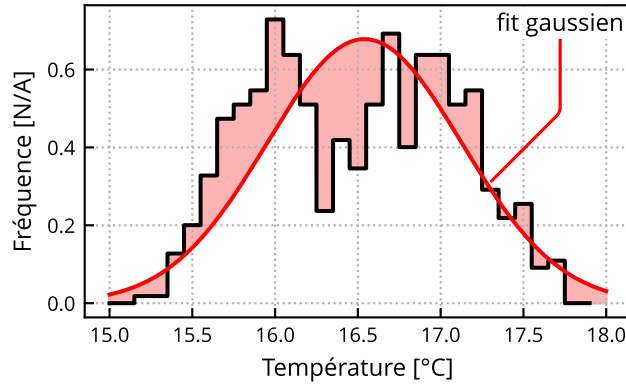


FIGURE II-7 – *Illustration du calcul de la bimodalité.* On calcule la bimodalité comme la norme de la différence entre l'historgramme des températures dans la fenêtre (trait noir) et une distribution gaussienne de même moyenne et de même écart-type (trait rouge).

grandes pour notre étude, nous nous limiterons aux tailles présentées ci-dessus. Néanmoins une fenêtre trop petite limite le nombre de pixels disponibles pour calculer les valeurs statistiques dont nous avons besoin convenablement. Un compromis est à définir.

3.1 Implémentation : Calcul des composantes

Nous définissons maintenant plus en détails le calcul des composantes du HI. Pour chaque position de la fenêtre, on s'intéresse aux N valeurs de SST s_i valides (c-à-d des provenant des pixels sans nuages).

On commence par l'écart-type σ , calculé simplement par :

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_i (s_i - \langle s \rangle)^2}, \quad (\text{II.1})$$

avec $\langle s \rangle$ la moyenne des valeurs de température.

Ensuite, le coefficient d'asymétrie γ , est défini comme la valeur absolue du moment d'ordre trois d'une variable centrée réduite, et qui se calcule donc par :

$$\gamma = \left| \frac{\sum_i (s_i - \langle s \rangle)^3}{N\sigma^3} \right|. \quad (\text{II.2})$$

Enfin, on cherche à quantifier la bimodalité B de la distribution des valeurs de SST. Pour ce faire on compare l'écart entre ladite distribution et une distribution gaussienne dont la moyenne et l'écart-type sont pris identiques à ceux de la SST (fig. II-7). Cela présuppose que lorsque les températures sont uni-modales (c-à-d quand il n'y a pas de fronts dans la fenêtre) leur distribution tend vers une gaussienne, ce qui ne paraît pas déraisonnable.

De manière plus précise on commence par calculer l'histogramme h_i des valeurs de SST dans la fenêtre, en utilisant des intervalles de largeur fixe de 0.1°C et compris entre les valeurs minimales et maximales dans la fenêtre. Les données de SST étant distribuées compressées par « linear packing »¹³ avec un facteur d'échelle de 0.01°C , nos intervalles ont une largeur précisément égale à dix fois l'intervalle de discrétisation des valeurs de température. Pour éviter que trop de valeurs tombent sur les bords des intervalles et que l'histogramme soit pollué par des erreurs numériques, on décale les intervalles de $0.01/2^\circ\text{C}$. Par ailleurs, le nombre d'intervalles étant dépendant de la largeur de la distribution de SST, dans les cas où il est inférieur ou égal à quatre, la bimodalité est automatiquement assignée nulle ($B = 0$).

Par ailleurs on définit une distribution gaussienne g_i sur les mêmes intervalles en utilisant les statistiques calculées précédemment :

$$g_i = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma}} \exp\left(-\frac{(x_i - \langle s \rangle)^2}{2\sigma^2}\right), \quad (\text{II.3})$$

pour ensuite calculer la norme \mathbb{L}^2 entre les deux distributions :

$$\begin{aligned} B &= \|h - g\|_2 \\ &= \sum_i (h_i - g_i)^2. \end{aligned} \quad (\text{II.4})$$

Ce principe de calcul de bimodalité s'apparente à celle de [Cayula & Cornillon \(1992\)](#) (voir [section 5.1](#)). Cependant, cette méthode nécessite un nombre conséquent de valeurs pour construire un histogramme de résolution suffisante, ce qui s'avère difficile aux échelles et à la résolution où nous travaillons.

Notre méthode de calcul de la bimodalité est la première grande modification apportée à celle de [Liu & Levine \(2016\)](#). Ces derniers calculent également l'histogramme de la température, mais au lieu de directement le comparer avec une distribution gaussienne, ils ajustent l'histogramme par un polynôme de degré 5 avant de comparer ce dernier avec la gaussienne. Cet ajustement, par ailleurs difficile à mettre en place, est facilement mal conditionné et rien ne garantit sa convergence. Nous proposons donc une méthode plus facile à implémenter, plus robuste, et au coût de calcul réduit.

13. Cette technique de compression avec pertes – définie dans les conventions [CF](#)¹⁴ – consiste à discrétiser des valeurs flottantes sur des entiers après une transformation linéaire. Par exemple, en prenant pour stockage des entiers non-signés sur 16 bits (NC_USHORT) on peut évidemment représenter des valeurs entières entre 0 et $2^{16} - 1 = 65\,535$; mais en multipliant ces valeurs entières par un facteur de, disons, 0.005 on peut représenter des valeurs entre 0 et 327.675. On a gagné en volume par rapport à un stockage typique de 32 ou 64 bits, mais en perdant évidemment en précision puisque nos valeurs sont maintenant discrétisées avec un intervalle de 0.005.

14. [section 8.1 : http://cfconventions.org/Data/cf-conventions/cf-conventions-1.10/cf-conventions.html#packed-data](http://cfconventions.org/Data/cf-conventions/cf-conventions-1.10/cf-conventions.html#packed-data)

3.2 Implémentation : Coefficients de normalisation

Avant de pouvoir réunir les trois composantes il est nécessaire de leur appliquer un poids statistique. Cela est accompli par calcul de coefficients de normalisation constants. Alors que Liu & Levine proposent de normaliser chaque composante C^n par ses valeurs minimales et maximales (prises sur toutes les valeurs disponibles) selon :

$$\text{norm}(C_i^n) = \frac{C_i^n - \min(C^n)}{\max(C^n) - \min(C^n)}; \quad (\text{II.5})$$

nous préférons normaliser par l'écart-type :

$$\text{norm}(C_i^n) = K^n C_i^n \text{ avec } K^n = \frac{1}{\text{std}(C^n)}. \quad (\text{II.6})$$

En effet un rapide coup d'œil aux distributions des composantes (fig. II-8) permet de constater qu'aucune des composantes ne semble avoir des valeurs bornées. Normaliser par les valeurs maximales donne d'une part une normalisation arbitraire, très sensible aux valeurs extrêmes, et d'autre part donne un poids disproportionné aux valeurs élevées dans la normalisation. En revanche, la normalisation par l'écart-type permet d'attribuer une part équivalente de la variance du HI à chaque composante.

Jusqu'ici nous n'imposons aucune contrainte sur l'amplitude des valeurs du HI. Afin de "standardiser" quelque peu ses valeurs finales, nous définissons un quatrième coefficient de normalisation défini de sorte que 95 % des valeurs du HI soient inférieures à 9.5.

Les coefficients de normalisation K^n sont obtenus par analyse des distributions des composantes pour l'année 2007. Ils sont ensuite appliqués de manière uniforme au reste des données.

On peut donc calculer le HI avec :

$$HI = K^4 (K^1 \sigma + K^2 \gamma + K^3 B). \quad (\text{II.7})$$

On obtient un indice capable de quantifier l'hétérogénéité du champ de température à une échelle donnée, ce qui nous permet d'identifier des structures fines dans ce même champ (fig. II-9 et II-10). Il reste toutefois à définir une méthode pour classifier chaque pixel comme appartenant, ou non, à un front. Nous allons même plus loin et séparons les pixels en trois catégories : les pixels appartenant à un front fort ($HI > 5$), à un front faible ($5 < HI < 10$), ou à aucun front ($HI < 5$, aussi dénotés « background »). La pertinence des valeurs de seuils entre les catégories est discutée dans la suite du manuscrit.

Nous avons réalisé des tests de sensibilité à certains paramètres de cette méthode – à savoir la taille de la fenêtre glissante et le choix des coefficients de normalisation – qui sont discutés plus en détail [section 3.2](#).

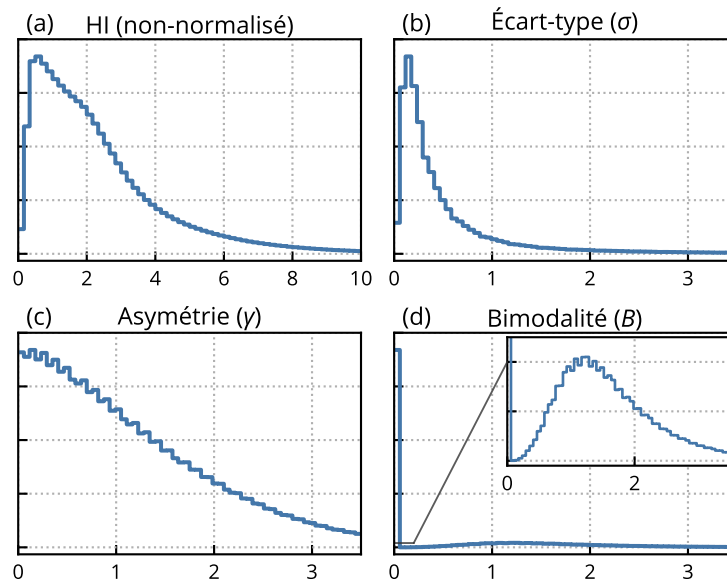


FIGURE II-8 – *Distribution des valeurs de HI et de ses composantes*. Densités de probabilité des valeurs de HI (a) et de ses composantes : l'écart-type (b), le coefficient d'asymétrie (c), et la bimodalité (d), calculées sur l'année 2007. Chacune des composantes s'est vue appliquée son coefficient de normalisation, mais pas le HI, qui est donc ici la simple somme de ces composantes.

4 Compression des calculs par utilisation d'histogrammes

Afin d'optimiser les calculs et le stockage, j'ai transformé chaque image 2D de SST et de Chl-*a* en une série d'histogrammes. Une fois le HI calculé, il devient possible de catégoriser chaque pixel par le biome auquel il appartient (subtropical permanent, subtropical saisonnier, subpolaire), ainsi que par sa valeur de HI. On cherche ensuite à extraire des informations de ces ensembles de pixels ainsi constitués. Le nombre total de pixels étant conséquent, et parce que l'établissement des ensembles est compliqué et coûteux, les ensembles de pixels sont chacun réduits à des histogrammes de variables d'intérêt (SST ou Chl-*a*). Cela diminue les étapes de calcul ainsi que la quantité de données à traiter pour obtenir un diagnostic.

Prenons l'exemple d'une seule image. Pour notre région d'étude, cela représente 1000×1000 pixels. On cherche à extraire un simple diagnostic, par exemple la moyenne de la Chl-*a* dans, et hors des fronts pour chacun des biomes. Il nous faut donc séparer la région en biomes, ce qui nécessite rappelons-le de discriminer les pixels par leur température (section 2). Il faut également discriminer les pixels par leur valeur de HI pour séparer fronts et background. On peut maintenant calculer nos statistiques sur chacun des ensembles de pixels

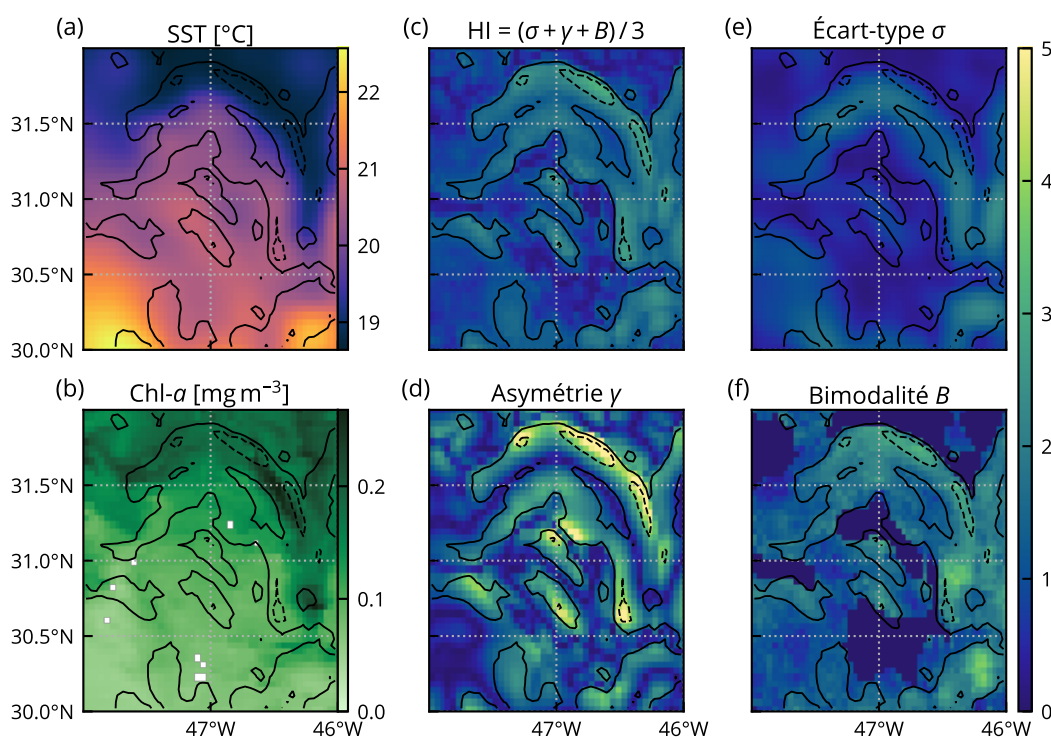


FIGURE II-9 – Exemples de construction du HI à partir de ses composantes. Champ de SST (a) pour le 7 avril 2007, à partir de laquelle on calcule les composantes du HI : l'écart-type (c), l'asymétrie (e), et la bimodalité (f) (ici toutes représentées normalisées par leur variance). Le HI (b) est ensuite obtenu par la somme de ces composantes normalisées, avant d'être normalisé lui aussi afin que 95 % de ses valeurs soient inférieures à 9.5. Le HI permet de détecter les fronts de SST, ici deux valeurs du HI normalisé sont contourées, à 5 (trait plein) et 10 (trait pointillé).

constitués, ce qui représente ici de faire 6 calculs (3 biomes \times fronts/background) sur environ 10^6 pixels. Mais une fois nos histogrammes calculés, un diagnostic ne requiert que de regarder le ou les histogrammes appropriés, et ce qui représente beaucoup moins d'efforts – et de données comme nous allons le voir.

Les histogrammes peuvent être rendus représentatifs sans pour autant utiliser un nombre prohibitif d'intervalles, d'autant plus que les données (Chl-*a* et SST) sont déjà stockées compressées avec pertes. Pour la température par exemple, 450 intervalles suffisent à couvrir toutes les valeurs (de -5°C à 40°C), avec une largeur d'intervalle de 0.1°C équivalente à l'incertitude sur la mesure. Les intervalles pour la Chl-*a* et les autres variables biologiques sont pris de largeur logarithmique afin de couvrir les plusieurs ordres de grandeur que peuvent prendre leurs valeurs.

Les histogrammes présentent également l'avantage de pouvoir facilement être combinés entre eux. En effet, tous les histogrammes calculés sont stockés

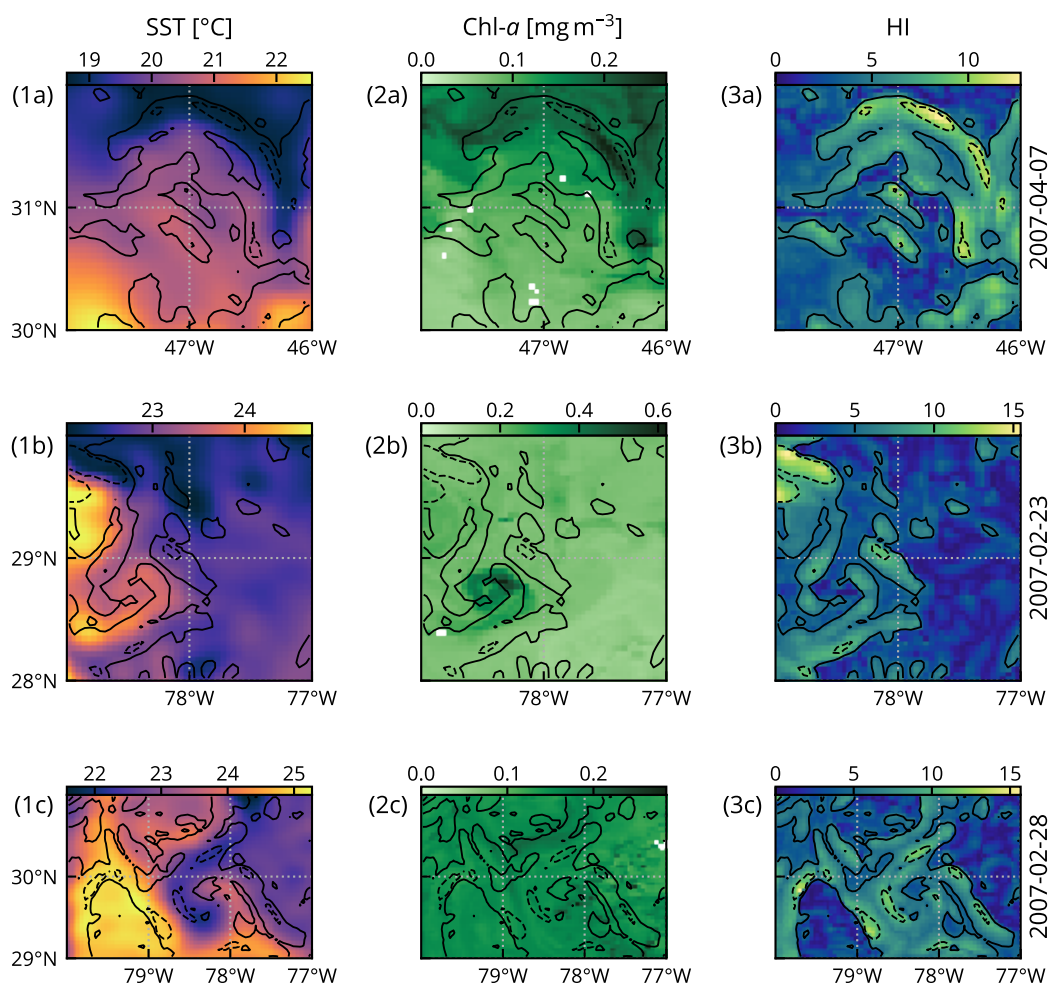


FIGURE II-10 – *Exemples de structures fines.* Champs de SST (colonne gauche), Chl-a (colonne centre), et HI (colonne droite) pour trois exemples de structures: 1^{er} exemple (1a-c) le 7 avril 2007, 2^e exemple (2a-c) le 23 février 2007, et 3^e exemple (3a-c) le 28 février 2007. Chaque fenêtre représente une surface d'environ 200 × 200 km. Deux valeurs seuil de HI sont contourées, à 5 (trait plein) et 10 (trait pointillé).

non-normalisés, c'est-à-dire en nombre de pixel par intervalle. Ainsi plusieurs histogrammes peuvent être sommés entre eux avant d'être normalisés pour en extraire une valeur, comme la valeur médiane de la distribution résultante par exemple. Ce procédé est notamment utilisé pour calculer des diagnostics sur des périodes de temps autres que journalières, sans avoir besoin de refaire un calcul coûteux impliquant les pixels.

Note technique. Nous avons besoin de calculer des histogrammes pour chaque combinaison de type de fronts et de région. Pour éviter de répéter certains calculs, j'encode le type de front et la biorégion sur un seul entier grâce à la technique présentée en [annexe D](#), et que je stocke ensuite sur disque. En réalisant un histogramme 2D de cet indice et de la variable d'intérêt (SST ou Chl-*a*), on obtient tous les histogrammes dont nous avons besoin.

Dans la suite nous détaillons le processus de normalisation des histogrammes. On considère un histogramme qui compte h_i valeurs d'une variable quelconque x , pour le i^{e} intervalle $[x_i; x_{i+1}]$.

Pour un histogramme donné (par ex. pour une région à une date et un type de front donné), on extrait facilement le nombre de pixels total :

$$N = \sum_i h_i, \quad (\text{II.8})$$

ou une approximation de la valeur moyenne :

$$\langle x \rangle = \frac{\sum_i h_i x_i}{N}. \quad (\text{II.9})$$

Pour d'autres valeurs à extraire il est nécessaire de normaliser les histogrammes afin d'obtenir une densité de probabilité. On prendra soin de considérer les tailles des intervalles dans les calculs. La largeur des intervalles est $w_i = x_{i+1} - x_i$. On transforme le nombre de points en probabilité par unité de valeur $p_i = h_i/w_i$, avant de le normaliser de sorte à obtenir une intégrale égale à 1 :

$$f_i = \frac{p_i}{\sum_j p_j w_j}, \quad (\text{II.10})$$

pour ainsi obtenir une approximation de la densité de probabilité f .

On peut extraire de cette distribution notamment la médiane, ainsi que des percentiles divers en trouvant la valeur de x pour laquelle la somme cumulée de la densité de probabilité est égale au percentile recherché (0.5 dans le cas de la médiane). On délègue ce travail au paquet SciPy dont l'objet `scipy.stats.rv_histogram` permet d'effectuer ces calculs de manière triviale.

Il est à noter que l'interprétation de certaines métriques n'a de sens que si la distribution de la variable concernée est convenable (uni-modale par ex.). Cette vérification est reportée dans la [section 3](#), chap. III.

5 Quantification de l'effet des fronts : différences de valeurs

Afin de comparer les valeurs de diverse variables à l'intérieur et à l'extérieur des fronts, nous définissons deux métriques. La première est l'excès E de Chl- a (« excess » dans l'article [section 2](#), chap. III), qui compare localement les valeurs dans les fronts et le background. On le définit simplement comme la différence relative entre la médiane de Chl- a dans et hors des fronts :

$$E = \frac{\overline{Chl}_{\text{front}} - \overline{Chl}_{\text{background}}}{\overline{Chl}_{\text{background}}}. \quad (\text{II.11})$$

Le calcul est fait pour les fronts faibles et forts de la même manière, le background désignant toujours les pixels de HI faible ($HI < 5$). L'excès est calculé dans des bandes de latitudes larges de 5° , afin de minimiser l'influence des gradients de grande échelle.

Cette métrique ne tient compte que de la distribution des valeurs de Chl- a . Elle ignore la proportion de fronts dans une zone donnée, et ne représente pas la quantité totale de Chl- a présente dans un biome. On définit donc une deuxième métrique, le surplus S de Chl- a dans tout un biome (« biome surplus » dans l'article [section 2](#), chap. III) comme la différence relative entre la moyenne de Chl- a dans tout le biome et la moyenne dans le background :

$$S = \frac{\langle Chl \rangle_{\text{total}} - \langle Chl \rangle_{\text{background}}}{\langle Chl \rangle_{\text{background}}}. \quad (\text{II.12})$$

6 Décalage du bloom

L'évolution temporelle de la médiane de Chl- a dans le biome subpolaire présente un bloom printanier dont nous mesurons la phénologie – plus précisément la date de démarrage et la durée du bloom – à la fois dans le background et les fronts. Étant donné que le bloom se propage vers le nord, ces mesures sont faites sur des bandes de latitudes de largeur 5° .

Pour extraire ces mesures, nous prenons la série temporelle de la médiane de Chl- a , à laquelle nous appliquons un filtre Butterworth d'ordre 2 et de fréquence de coupure $1/20 \text{ jours}^{-1}$. La série filtrée montre de fortes variations dans leur phénologie d'une année sur l'autre, mais un bloom est toujours discernable. Seuls les données de février à juillet sont considérées ce qui permet d'isoler le bloom printanier et d'exclure le bloom automnal. Nous utilisons également la dérivée de Chl- a que nous calculons à partir de la série filtrée¹⁵.

15. La dérivée est également ré-échantillonnée par interpolation cubique à une résolution temporelle de 3 heures, ce qui permet de repérer plus précisément le maximum de dérivée sans avoir à passer par une régression.

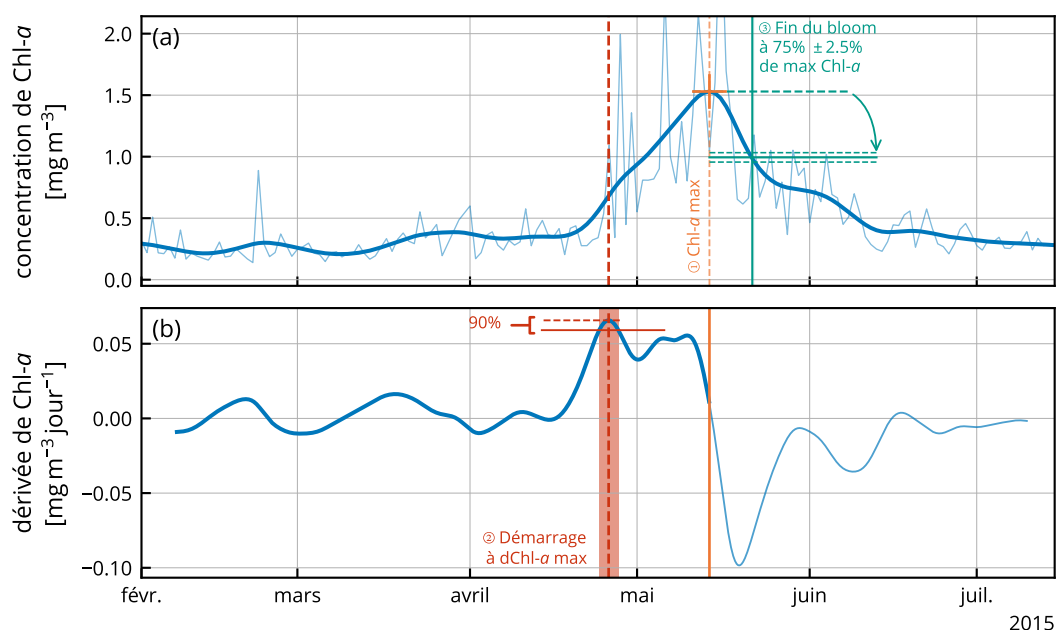


FIGURE II-11 – Mesure des dates de début et de fin du bloom. Séries temporelles de la médiane de Chl- a (a) et de sa dérivée (b), pour l'année 2015 et la bande de latitude 40–45 °N.

Le processus est illustré sur la série correspondant aux fronts faibles :
 ① Nous déterminons l'instant pour lequel la Chl- a est maximale, puis
 ② prenons pour démarrage du bloom l'instant antérieur à ce dernier et pour lequel la dérivée de Chl- a est maximale. Enfin ③ la date de fin de bloom est prise comme la date la plus tardive pour laquelle la Chl- a est supérieure à 75 % de sa valeur maximale.

Premièrement, nous détectons la valeur maximale de Chl- a (étape ①, en orange, fig. II-11a). Deuxièmement, nous prenons pour démarrage du bloom l'instant s , antérieur à l'instant de Chl- a maximale, pour lequel la dérivée de Chl- a est maximale (étape ②, en rouge, fig. II-11b). Afin d'estimer l'incertitude de cette mesure, nous prenons l'écart-type de l'ensemble des dates pour lesquels la dérivée de Chl- a est supérieur à 90 % de sa valeur maximale.

Enfin, nous prenons comme date de fin du bloom la date la plus tardive pour laquelle la Chl- a est supérieure à 75 % de sa valeur maximale (étape ③, en vert, fig. II-11a). Pour obtenir une incertitude nous prenons ici l'écart-type de l'ensemble des dates pour lesquelles la Chl- a est comprise dans un intervalle de 5 % autour du seuil (c-à-d 75.0 ± 2.5 %). La durée d du bloom est prise entre les dates de démarrage et de fin ci-dessus.

Le processus est répété pour chacune des séries temporelles, à savoir pour le background, les fronts faibles, et les fronts forts (fig. II-12). Il est légitime de questionner le détail de ces méthodes – d'autant plus pour certaines années ou le démarrage du bloom est étalé sur une longue période, ou fragmenté en

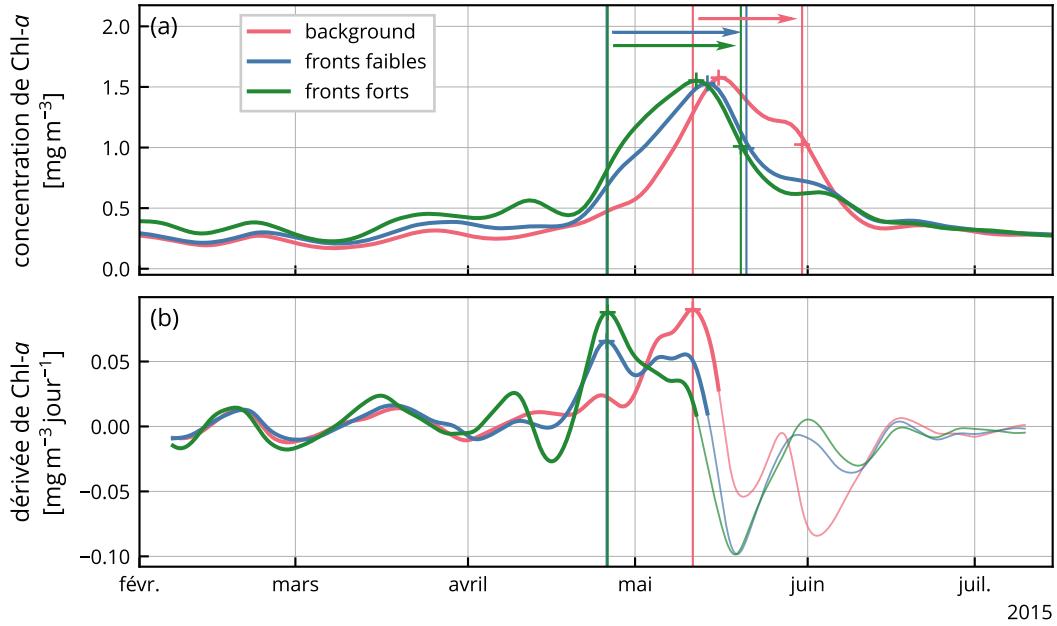


FIGURE II-12 – Différences de phénologie du bloom entre fronts et *background*. Séries temporelles de la médiane de Chl-*a* (a) et de sa dérivée (b), pour le *background* (rouge), les fronts faibles (bleu), et les fronts forts (vert), pour l’année 2015 et la bande de latitude 40–45 °N. La date de démarrages et la durée du bloom pour chaque série est représenté par une flèche horizontale.

plusieurs pics –, cependant on s’intéresse ici aux différences entre les valeurs trouvées dans les fronts et dans le *background* (fig. II-12). Étant donné que l’on effectue ces mesures de manière identique dans les deux cas, on s’attend néanmoins à trouver des différences de valeurs pertinentes.

Les variables retenues pour l’étude de la phénologie du bloom sont donc le retard au démarrage du bloom ($L = s_{\text{front}} - s_{\text{background}}$, « lag » dans l’article), et l’écart de durée ($\xi = d_{\text{front}} - d_{\text{background}}$). Leurs valeurs annuelles (ainsi que les incertitudes associées) sont moyennées avec pondération. Par exemple, pour le retard de valeur annuelle L_y et d’incertitude \tilde{L}_y , en prenant comme pondération w_y :

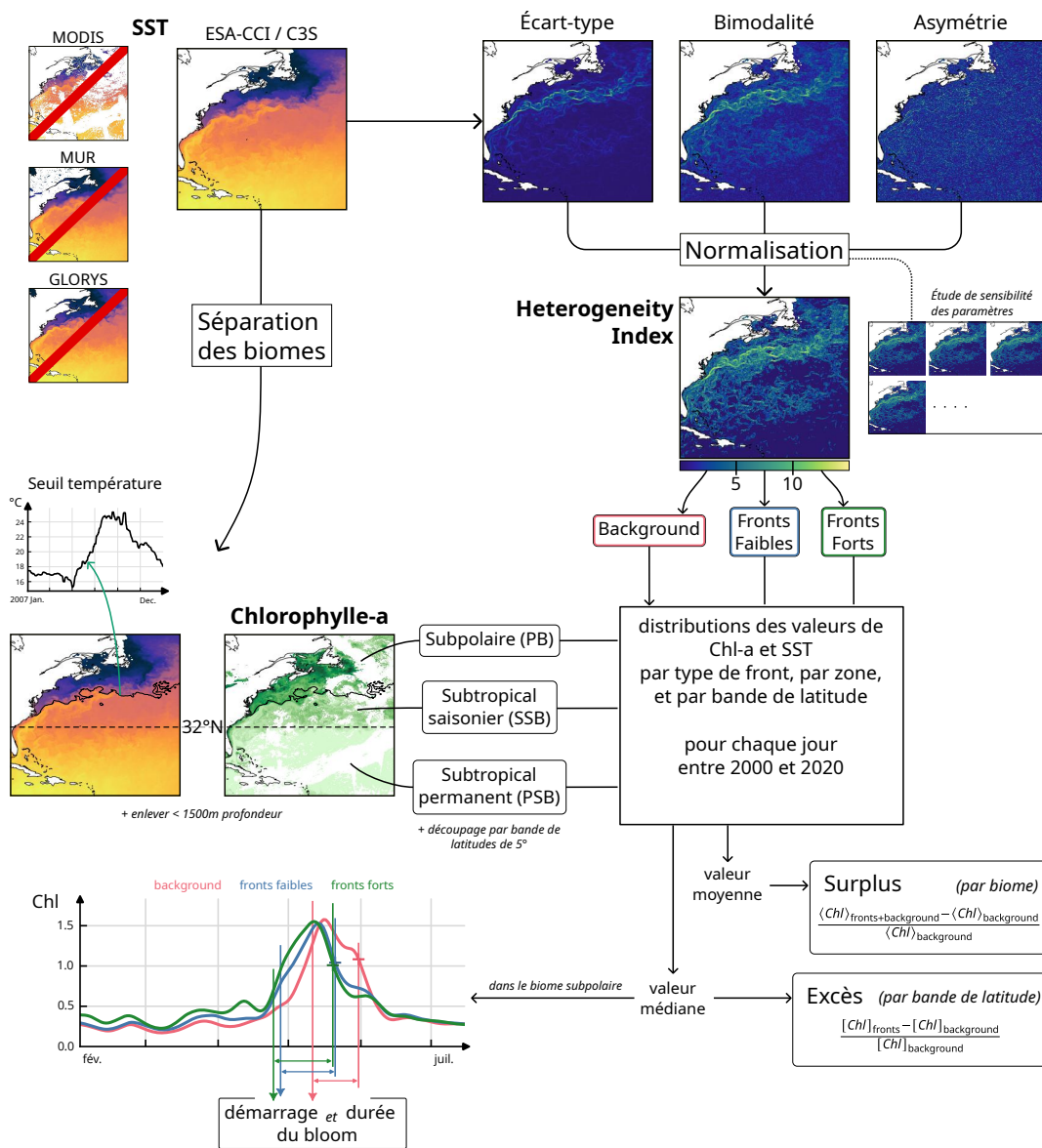
$$w_y = \frac{1}{1 + \tilde{L}_y}, \quad (\text{II.13})$$

on calcule les valeurs moyennes :

$$L = \frac{\sum_y w_y L_y}{\sum_y w_y} \text{ et } \tilde{L} = \sqrt{\frac{1}{N-1} \frac{\sum_y w_y (L_y - L)^2}{\sum_y w_y}}, \quad (\text{II.14})$$

avec N le nombre d’années. Le calcul est identique pour l’écart de durée ξ .

Récapitulatif



Chapitre III

Impact des fronts sur la quantité de Chlorophylle-*a*

Sommaire

1	Résumé de l'article	54
2	Article: Satellite data reveal earlier and stronger phytoplankton blooms over fronts in the Gulf Stream region . . .	55
2.1	Introduction	56
2.2	Methods and data	59
2.2.1	Data	59
2.2.2	Delimitation of biomes	59
2.2.3	Front detection	62
2.2.4	Quantification of the impact of fronts on Chl- <i>a</i>	63
2.3	Results	64
2.3.1	Distribution of fronts	64
2.3.2	Local Chl- <i>a</i> excess over fronts	66
2.3.3	Biome-scale Chl- <i>a</i> surplus associated with fronts	69
2.3.4	Bloom timing in the subpolar biome	70
2.4	Discussion	72
2.4.1	Caveats	73
2.4.2	Local Chl- <i>a</i> excess over fronts	75
2.4.3	Persistent and ephemeral fronts	76
2.4.4	Biome-scale Chl- <i>a</i> amplification associated with fronts	76
2.4.5	Earlier blooms over fronts	77
2.5	Conclusions	78

3	Résultats complémentaires	81
3.1	Vérification des distributions	81
3.2	Sensibilité aux paramètres	81
3.3	Impact sur la SST	84

1 Résumé de l'article

Nous avons utilisé vingt ans de données satellitaires de température de surface (SST) et de chlorophylle-*a* (Chl-*a*) dans une vaste région entourant le Gulf Stream afin de quantifier l'impact des fronts sur la Chl-*a* de surface (utilisée comme indicateur de biomasse du phytoplancton) dans trois biomes contrastés, allant de la gyre subtropicale oligotrophe à une biorégion subpolaire présentant un bloom.

Nous avons calculé un indice d'hétérogénéité (HI) à partir de la SST pour détecter les fronts, et l'avons utilisé pour discriminer fronts faibles et fronts forts sur la base de seuils de HI. Nous avons observé que l'emplacement des fronts forts correspondait aux fronts permanents associés au courant de bord ouest, et les fronts faibles aux fronts de submésoséchelle, plus éphémères. Nous avons comparé les distributions de Chl-*a* tout au long de l'année, dans les fronts forts, dans les fronts faibles, et à l'extérieur des fronts dans trois biomes distincts. Nous avons évalué trois paramètres : l'excès de Chl-*a* dans les fronts à l'échelle locale, le surplus de Chl-*a* induit à l'échelle du biome, et le retard du démarrage du bloom dans les fronts.

Nous avons constaté que les fronts faibles sont associés à un excès local de Chl-*a* plus faible que les fronts forts, mais du fait de leur plus grande ubiquité, ils contribuent de façon semblable au surplus régional de Chl-*a*. Nous avons également constaté que l'excès local de Chl-*a* était deux à trois fois plus important dans biome présentant un bloom printanier que dans la région oligotrophe, ce qui peut s'expliquer en partie par le transport de nutriments par le Gulf Stream. Nous avons trouvé de fortes variations saisonnières dans l'amplitude de l'excès de Chl-*a* dans les fronts, ainsi que des périodes de déficit de Chl-*a* dans les fronts au nord de 45 °N que nous attribuons à la subduction.

Enfin, nous fournissons des indications par l'observation que les blooms printaniers commencent plus tôt des fronts, d'une à deux semaines. Nos résultats suggèrent que l'impact spectaculaire des fronts à l'échelle locale (jusqu'à 60 %) est plus limité lorsqu'il est considéré à l'échelle régionale des biomes (moins de 5 %), mais qu'il peut néanmoins avoir des implications pour l'ensemble de l'écosystème de la région.

2 Article: Satellite data reveal earlier and stronger phytoplankton blooms over fronts in the Gulf Stream region

Clément HAËCK¹, Marina LÉVY¹, Inès MANGOLTE¹, and Laurent BOPP²

¹LOCEAN-IPSL, Sorbonne Université, CNRS, IRD, MNHN, Paris, France

²LMD-IPSL, École Normale Supérieure / Université PSL, CNRS, École Polytechnique, Paris, France

Soumis à *Biogeosciences* le 22 décembre 2022. Publié le 11 mai 2023. La version finale soumise est reportée ci-après, sans les dernières corrections de l'éditeur. *Biogeosciences* 20.9, p. 1741–1758. [10.5194/bg-20-1741-2023](https://doi.org/10.5194/bg-20-1741-2023).

Abstract. Fronts affect phytoplankton growth and phenology by locally reducing stratification and increasing nutrient supplies. Biomass peaks at fronts have been observed in situ and linked to local nutrient upwelling and/or lateral transport, while reduced stratification over fronts has been shown to induce earlier blooms in numerical models. Satellite imagery offers the opportunity to quantify these induced changes in phytoplankton over a large number of fronts and at synoptic scales. Here we used twenty years of Sea Surface Temperature (SST) and chlorophyll-*a* (Chl-*a*) satellite data in a large region surrounding the Gulf Stream to quantify the impact of fronts on surface Chl-*a* (used as a proxy for phytoplankton) in three contrasting bioregions, from oligotrophic to blooming ones, and throughout the year. We computed an Heterogeneity Index (HI) from SST to detect fronts, and used it to sort fronts into weak and strong ones based on HI thresholds. We observed that the location of strong fronts corresponded to the persistent western boundary current fronts, and weak fronts to more ephemeral submesoscale fronts. We compared Chl-*a* distributions over strong fronts, over weak fronts and outside of fronts in the three bioregions. We assessed three metrics, the Chl-*a* excess over fronts at the local scale of fronts, the surplus in Chl-*a* induced at the bioregional scale, and the lag in spring bloom onset over fronts. We found that weak fronts are associated with a local Chl-*a* excess weaker than strong fronts, but because they are also more frequent they contribute equally to the regional Chl-*a* surplus. We also found that the local excess of Chl-*a* was two to three times larger in the bioregion with a spring bloom than in the oligotrophic bioregion, which can be partly explained by the transport of nutrients by the Gulf Stream. We found strong seasonal variations in the amplitude of the Chl-*a* excess over fronts, and we show periods of Chl-*a* deficit over fronts north of 45 °N that we attribute to subduction. Finally we provide observational evidence that blooms start earlier over fronts, by one to two weeks. Our results suggest that the spectacular impact of fronts at the local scale of fronts (up to 60 %) is more limited when considered at the regional scale of bioregions (less than 5 %), but may nevertheless have implications for the region's overall ecosystem.

Plain Language Summary. Phytoplankton vary in abundance in the ocean over large regions, and with the seasons, but also because of small-scale heterogeneities in surface temperature, called fronts. Here, using satellite imagery, we found that fronts enhance phytoplankton much more where it is already growing well, but despite large local increases the enhancement for the region is modest (5 %). We also found that blooms start by one to two weeks earlier over fronts. These effects may have implications for ecosystems.

2.1 Introduction

Phytoplankton form the basis of marine food webs and are key players in the ocean carbon cycle. The transport of limiting nutrients to the sunlit euphotic layer by advective and convective processes, and the amount of light received by the cells – which is closely related to the stratification of the water column – are two important factors that control their growth. As there are marked contrasts in nutrient and light availability in the ocean, it follows that the global ocean can be divided into different regional biomes (or bioregions), characterized by different phytoplankton abundances and seasonality (Longhurst 2007, Vichi et al. 2011, Bock et al. 2022). The contrasts between biomes are largely explained by consistent physical forcings and environmental conditions (such as nutrient sources), operating at the biome scale, which determine how the two main controlling factors, nutrient and light, limit growth. For example, subtropical gyres are areas where negative wind-stress curl induces a deepening of the thermocline and nutricline, resulting in oligotrophic biomes where productivity is relatively constant and low throughout the year. At higher latitudes, where the wind-stress curl is positive, the nutricline is shallower; the strong seasonality of the vertical mixing will induce a multi-stage operation, with a time of reduced productivity and convective nutrient supply in winter when the mixing is strong, and a bloom in spring when the stratification sets in (Wilson 2005, Williams and Follows 2011). In addition to these large-scale patterns, there has been considerable evidence over past years that the nutrient and light environments are modified at ocean fronts, with consequences on phytoplankton (see reviews by Lévy et al. 2012a, Mahadevan 2016, Lévy et al. 2018).

Ocean fronts are narrow zones where horizontal gradients in water properties (temperature, salinity, nutrients, etc.) are significant (Belkin et al. 2009), and are sometimes described as discontinuities because of their abrupt nature (Mauzole 2022). Lévy et al. (2018) distinguished two types of fronts. Persistent fronts like those associated with the Gulf Stream and Kuroshio are locked in place by the coastal boundary and large-scale atmospheric forcing. Their forcing is directly balanced by submesoscale symmetric instability, which takes energy mostly from the kinetic energy of the jet, and baroclinic instability, which converts the potential energy of the sloping density surfaces into large meanders and eddies. Their ephemeral cousins are continuously forming, moving, and dissipating at the ocean surface. They are being strained by mesoscale eddies, which intensifies their geostrophic along-front currents, and feeds fluid

instabilities generating submesoscale vortices and filaments. Importantly, a front will generate a cross-frontal ageostrophic secondary circulation – an overturning circulation directed in the direction of trying to flatten the density surfaces in the front, with upwelling on the warm side of the front, and downwelling on the cold side (Thomas et al. 2008, McWilliams 2016, Mahadevan et al. 2020). The highly energetic persistent fronts are characterized by a deep vertical velocity structure that reaches the thermocline, while ephemeral fronts have associated cross-frontal secondary circulations that are generally confined to the vertically well-mixed upper layer of the ocean. Frontal dynamics also involves increased stratification, reduction of mixed-layer depth and suppression of vertical mixing at the front (Thomas and Ferrari 2008).

Fronts may affect phytoplankton in various ways. The upward branch of the secondary circulation may enhance phytoplankton growth by transporting nutrients into the euphotic zone (Johnson et al. 2010, Wilson 2021). The downward branch may subduct biomass and excess nutrients into the subsurface (Calil et al. 2011, Omand et al. 2015, Hauschildt et al. 2021). Persistent fronts may act as conduct for nutrients over large distances, known as nutrient streams (Pelegrí et al. 1996, Williams et al. 2011, Long et al. 2022). Advective transport along fronts may transport nutrients to the shallow flanks of subtropical gyres (Letscher et al. 2016, Gupta et al. 2022). Finally, in highly seasonal regimes where productivity is slowed in winter due to deep mixing, increased restratification over fronts may promote localized phytoplankton blooms before the large-scale outburst associated with seasonal stratification (Mahadevan et al. 2012). These effects all together are responsible for local anomalies in the distribution of phytoplankton over fronts. Thus fronts are not only a physical boundary but also constitute specific habitats for phytoplankton (Mangolte et al. 2023).

Despite numerous local observations and a strong theoretical basis for the physical processes affecting phytoplankton growth over fronts (e.g. recent studies by Marrec et al. 2018, Little et al. 2018, Verneil et al. 2019, Ruiz et al. 2019, Uchida et al. 2020, Kessouri et al. 2020, Tzortzis et al. 2021), their integrated contribution at the scale of regional biomes is still largely unknown. Ephemeral fronts move and dissipate continuously on time scales of days to weeks, and are thus particularly difficult to sample. This limitation is reinforced by the fact that only a limited number of fronts can be observed with in situ field observations. Thus satellite-derived estimates of chlorophyll-*a* (hereafter Chl-*a*) although limited to the surface of the ocean and an imperfect proxy for phytoplankton biomass, are the only data that allow to track the impact of fronts synoptically over large areas. A first attempt to assess the contribution of small scale physical processes to regional satellite Chl-*a* budgets was based on a geostatistical analysis derived from data at 9km resolution (Doney et al. 2003), extended later in Glover et al. (2018), with which they examined the change in spatial variance with distance. This methodology was too coarse to reveal the impact of frontal processes, but confirmed the important role of mesoscale eddies in stirring large scale gradients of phytoplankton abundance.

The role of fronts has been assessed with three different methods. [Guo et al. \(2019\)](#) combined ocean color data with altimetry and drifting floats, and estimated that, over subtropical gyres of the global ocean, the respective contributions of mesoscale dynamics and submesoscale frontal dynamics to high Chl-*a* anomalies were comparable in magnitude. [Keerthi et al. \(2022\)](#) proposed an approach based on deconvolution of local Chl-*a* time series into different timescales; they observed that sub-seasonal time scales contributed roughly 30 % of the total satellite Chl-*a* variance and were associated with small (<100 km) spatial scales – which included both the mesoscale and the submesoscale. Finally, the most quantitative approach, and the only one directly related with co-localization with fronts, was proposed by [Liu and Levine \(2016\)](#), which they applied to the North Pacific Subtropical Gyre. They detected sea-surface temperature (SST) fronts by computing an index that measures the local heterogeneity of the SST field from satellite data. This allowed them to compare satellite Chl-*a* values over areas impacted by fronts (characterized by a large value of the heterogeneity index) with values over areas that were not impacted. They found that the increase in Chl-*a* over the fronts was negligible in summer but reached almost 40 % in winter.

Here we build on this last approach, and quantify the surplus Chl-*a* induced by fronts at the scale of biomes. The excess Chl-*a* over fronts depends on how efficient fronts are at supplying nutrients, which itself depends on how deep the fronts reach into the nutricline, on the seasonality of this vertical supply, and also on the presence of nutrient sources that are advected horizontally along the front. The impact of fronts is also expected to differ between biomes, with submesoscale advection of nutrients likely to be more important in oligotrophic biomes where other nutrient supply routes are scarce, and submesoscale restratification in blooming biomes. Finally, the regional surplus Chl-*a* induced by fronts at the scale of biomes will depend on the spatio-temporal footprint of fronts, which also varies seasonally ([Callies et al. 2015](#)) and regionally ([Mauzole 2022](#)). Thus, our intention is to explore and quantify how the contribution of fronts to biome-scale Chl-*a* varies in three contrasted biomes, ranging from subtropical to subpolar, varies along the year, and varies with the occurrence and strength of fronts.

We focus our analysis on the North-Atlantic region surrounding the Gulf Stream, where multiple biomes and fronts of different strengths are found in a limited geographical area ([Bock et al. 2022](#)) with strong seasonality. In the south, our study area encompasses part of the North Atlantic subtropical gyre, characterized by an oligotrophic regime, year-long low productivity. In the north, north of the Gulf Stream jet, is a more productive subpolar regime characterized by a recurrent spring bloom. In between, there is a moderately productive regime, with maximum productivity in winter. Another feature that makes this study area particularly relevant is that it has two strong persistent fronts, the Gulf Stream and the shelf-break front, which are both associated with strong and deep-reaching vertical circulations ([Flagg et al. 2006](#), [Liao et al. 2022](#)), with the Gulf Stream being a recognized horizontal nutrient pathway

toward the North Atlantic (Pelegrí et al. 1996, Williams and Follows 2011). But there are also plethora of ephemeral fronts continuously forming at more random locations (Drushka et al. 2019, Sanchez-Rios et al. 2020).

2.2 Methods and data

We use satellite data of Chl-*a* and SST and extend on the approach of Liu and Levine (2016) to distinguish between persistent and ephemeral fronts. We evaluate the impact of both types of fronts on Chl-*a* on the basis of three indicators, the excess (or deficit) Chl-*a* over fronts at the local scale of the front, the surplus Chl-*a* attributable to fronts at the scale of regional biomes, and the change in the timing of the Chl-*a* spring bloom over fronts.

2.2.1 Data

Our approach combines daily satellite SST data, which are used to detect fronts and sort them by their strength, with daily satellite surface Chl-*a*, from which we derive anomalies over fronts. For Chl-*a*, we used the L3 product distributed by ACRI-ST over the period 2000–2020, generated by Copernicus-GlobColour, constructed with data from different sensors (SeaWiFS, MODIS Aqua & Terra, MERIS, VIIRS-Suomi NPP & JPSS-1, OLCI-S3A & S3B) merged and reprocessed, available daily at 4 km resolution (Garnesson et al. 2019)¹.

For SST, we used the European Space Agency Sea Surface Temperature Climate Change Initiative analysis product version 2.1 (Merchant et al. 2019, Good et al. 2020)², also available daily at 4 km resolution over the period 2000–2020. This product combines data from all available infrared sensors ((A)ATSR, SLSTR, and AVHRR), ensuring good resolution where data are available, unlike other SST products which also include microwave and in situ measurements, resulting in considerable smoothing of the SST field. Where SST data is not available, spatial interpolation is performed to obtain a cloud free product which, at the cost of resolution on finer features, provides complete synoptic coverage of our large study area. This interpolation tends to underestimate the detection of fronts, as the SST field is smoother over cloud-covered areas (Merchant et al. 2019). However, the combination of several sensors allows to reduce these areas to a minimum. Furthermore, we have only considered cloud-free pixels for our analysis, which ensures that cloudy areas are not taken into account in our quantification.

2.2.2 Delimitation of biomes

Our region of interest is the North Atlantic from 15 °N to 55 °N, and from 40 °W to the North American shelf break (fig. III.1). We focus on the open

1. Dataset GlobColour décrit section 1.2, chap. II

2. Dataset ESA-CCI / C3S décrit section 1.1.3, chap. II

ocean and exclude the continental shelf, thus all pixels where water depth is less than 1500 km (red isobath in [figure III·1](#)) are masked. The region is characterized by the presence of a large-scale north-south gradient in Chl-*a* and is sorted into three open-ocean biomes.

The oligotrophic Permanent Subtropical Biome (PSB) – also known as the subtropical gyre permanently stratified biome ([Sarmiento et al. 2004](#)) – to the south of our study area is characterized by warm waters and low Chl-*a* ([fig. III·1](#)). There is no clear physical boundary to its northern limit so we have chosen the latitudinal limit of 32 °N to delineate it, which roughly corresponds to the 0.1 mg m⁻³ Chl-*a* iso-contour in annual mean Chl-*a*. There is no persistent front in the PSB.

North of 32 °N, the Seasonal Subtropical Biome (SSB) – also known as the subtropical gyre seasonally stratified biome ([Sarmiento et al. 2004](#)) and as the permanent deep Chl-*a* maximum biome ([Bock et al. 2022](#)) – is also mainly oligotrophic, with intermediate levels of Chl-*a* and temperature, and characterized by slightly increased productivity in winter. It is bounded to the north by the meanders of the Gulf Stream jet. When the Gulf Stream enters the SSB, it conveys warm, nutrient rich, salty waters poleward along the Florida coast up to Cape Hatteras (35 °N), where it separates from the continental shelf and meanders essentially zonally. The north wall of the Gulf Stream, so called because of its steep temperature gradient, marks the sharp, sinuous and unsteady northern limit of the SSB.

To the north of the Gulf Stream is the Slope sea which extends to the shelf-break, with colder and fresher waters ([Linder and Gawarkiewicz 1998](#)). Aligned with the shelf break, a persistent front with an intensified surface jet separates the shelf waters (excluded from this study) from the slope sea. This highly productive sub-Polar Biome (PB) – also known as subpolar waters ([Sarmiento et al. 2004](#)) and as high-chlorophyll-bloom ([Bock et al. 2022](#)) – is characterized by a strong spring bloom whose onset is tied to the spring stratification of the mixed-layer. The shelf-break front is thus comprised within the PB.

The position of the north wall of the Gulf Stream, that delimits the SSB and the PB (black meandering contour in [figure III·1a-b](#)), is determined at each daily time step by thresholding the daily SST map. The daily threshold values (black vertical line in [figure III·1c](#)) are determined from the daily SST distributions above 32 °N (blue line, continued by the yellow line in [fig. III·1c](#)). Indeed, the Gulf Stream is easily identifiable in this distribution as it is manifested by a temperature peak (yellow line in [figure III·1c](#)). To detect the start of this peak, which marks our boundary, we fit the peak with a Gaussian, and define the threshold temperature as the mean minus twice the standard deviation. Then, the threshold temperature time series is median filtered over an 8-day window to eliminate spurious detection anomalies. This separation method ensures quasi-unimodal Chl-*a* distributions within each biome ([fig. III·1d](#)).

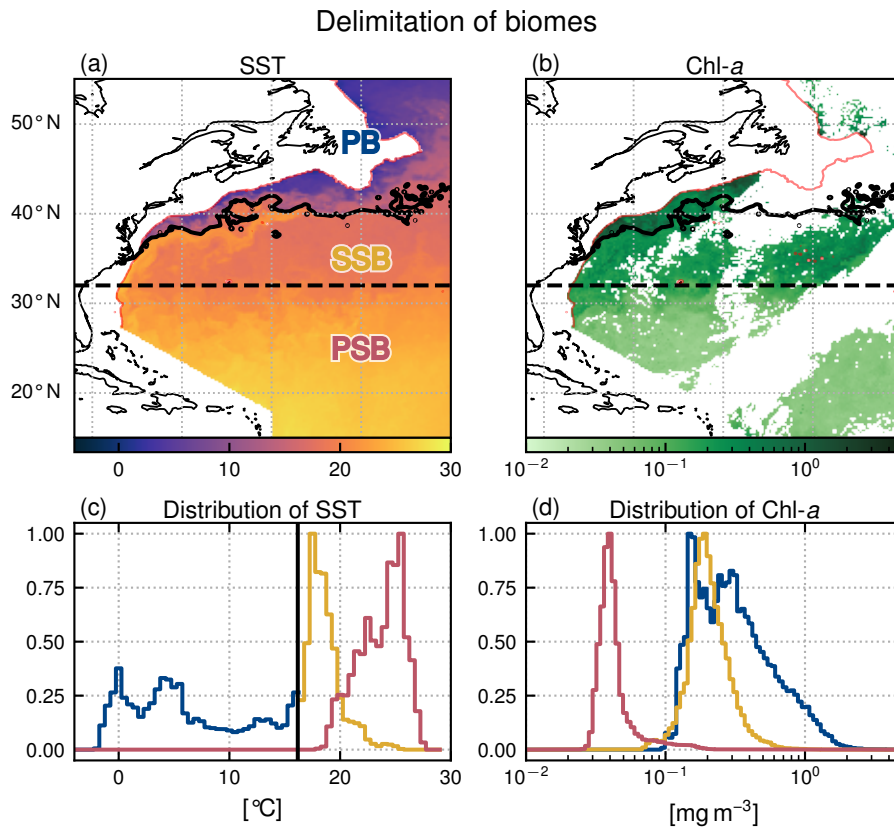


Figure III-1 – Delimitation of the three biomes in the open ocean Gulf Stream extension region: the Permanent Subtropical Biome (PSB, south of the dashed line at 32 °N), the Seasonal Subtropical Biome (SSB, between 32 °N and the meandering Gulf Stream northern wall on that day marked with the black contour), and the sub-Polar Biome (PB, north of the Gulf Stream northern wall). (a) SST and (b) Chl-*a* snapshots on the 22 April 2007 (with data masked by clouds in white). The red line follows the 1500 m isobath. Data on the continental shelf (<1500 m) is not considered here and have been masked. (c) SST and (d) Chl-*a* distribution within each biome for the same day (PB: blue, SSB: yellow, PSB: red). The black line in (c) shows the SST threshold value detected to delimit the Gulf Stream northern wall (see methods section).

2.2.3 Front detection

Our front detection method aims to sort the domain into pixels that are located (or not) over fronts, at each daily time step. We follow the approach of Liu and Levine (2016) that builds upon the well established Cayula-Cornillon algorithm (Cayula and Cornillon 1992, Belkin and O'Reilly 2009), and identify pixels as belonging to fronts when the region in the vicinity of the pixel is characterized by high SST heterogeneity. More precisely, on each pixel and for each time step, we compute an Heterogeneity Index (HI) which quantifies the heterogeneity of the SST in a square window comprising a few pixels (7×7) centered on the pixel of interest. Thus HI measures the SST heterogeneity at spatial scales less than 30 km. This spatial scale captures the heterogeneity associated with sub-mesoscale fronts and persistent fronts (which are wider than sub-mesoscale fronts), with the edges of mesoscale eddies (which are also considered as fronts), but not with the centre of eddies as their diameter is generally >100 km (see for instance Contreras et al. (2023) which nicely shows the scales of these different features in this region). The HI is defined as the weighted sum of the skewness γ , standard deviation σ , and bimodality B of SST within the window ($HI = a(b\gamma + c\sigma + dB)$, with a , b , c , d , constant normalization coefficients).

We computed the bimodality as the L2 norm of the difference between the SST histogram (with bins of 0.1 °C) and a Gaussian fit of the histogram. We chose this method because it was simpler to implement and more robust than that of Liu and Levine (2016) which computed the normalized absolute difference between a polynomial fit of order 5 of the SST histogram and a Gaussian fit of the histogram, the polynomial fit often being poorly constrained. We normalized each component by its variance (b , c and d being defined as the inverse of the standard deviation of each component computed over one year), as opposed to Liu and Levine (2016) who normalized the coefficients by their annual maximum. This avoided putting too much weight on extrema. Finally we normalized HI (coefficient a) such that 95 % of values are below an arbitrary value of 9.5. For simplicity, the normalization coefficients were computed for year 2007 and used over the entire time series. An example of the resulting HI over a single front is given on fig. III·2; elevated HI values are located along the curved SST gradient to the north east of the window. We performed sensitivity tests on the different parameters used to compute HI, namely the number of pixels in the rolling window and the choice of normalization coefficients. Our results are weakly sensitive to the choice of these parameters (supplementary fig. III·11).

At each time step, we sorted the pixels into those belonging to strong fronts (defined as $HI > 10$), those belonging to weak fronts (defined as $5 < HI < 10$), and those that do not belong to fronts (when $HI < 5$, and called them “background” in the following). Sorting fronts by range of HI enabled us to roughly separate the persistent fronts, which are associated with the strongest SST gradients (strong fronts), from the ephemeral fronts, associated

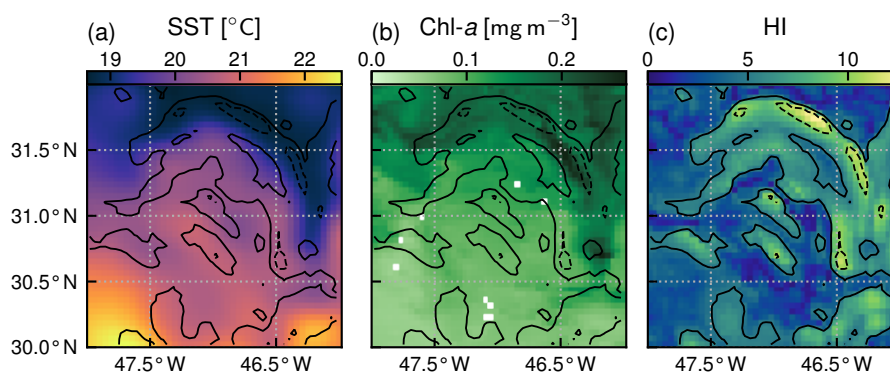


Figure III·2 – The SST, Chl-*a*, and heterogeneity index (HI) of a front on the 7 July 2007. The plain and dashed contours correspond to HI values of 5 and 10. This front is categorized as weak. Chl-*a* are elevated inside the front.

with weaker gradients (weak fronts). The choice of the two HI threshold is somehow arbitrary, but it is supported by the HI distributions presented below.

2.2.4 Quantification of the impact of fronts on Chl-*a*

In order to quantify how Chl-*a* is affected by fronts at the local scale of fronts, we compared the distributions of Chl-*a* over fronts and the distributions of Chl-*a* outside of fronts. Distributions were computed over 8 days windows to limit the influence of particularly cloudy days. They were computed within each biome, and over latitudinal bands of width 5°, to minimize the influence of the large-scale north south gradient in Chl-*a*. Distributions were compared in terms of their median value, but using mean values yielded similar results (see suppl. fig. III·12 for seasonal distributions and their medians over and outside of fronts within the three biomes). We defined and computed the local excess Chl-*a*, E (expressed in per cent), as the median value over fronts minus the median value in the background, divided by the median value in the background, for each distribution. We repeated this for weak and strong fronts.

To quantify the large-scale impact of fronts on Chl-*a* at the scale of biomes, we computed the biome surplus of Chl-*a* S which we defined and computed as the relative difference (expressed in per cent) between the mean Chl-*a* over the entire biome (MT), and the mean Chl-*a* over the background (MB), $S = (MT - MB) / MB$. Thus the surplus S measures the extra quantity of Chl-*a* at the scale of the biome ($MT - MB$), relative to what would be the situation in the absence of fronts (MB), and thus accounts for the local excess over fronts (E), but also for the proportion of fronts in a given biome. To better understand the meaning of the surplus, let us consider the simplified case where Chl-*a* is homogeneously doubled over fronts compared to the background value, i.e. when $E = 100\%$; in that case, the surplus Chl-*a* is 50% if there are 50% of

fronts, and is 1 % if there are 1 % of fronts. Note that the computation of the local excess E is based on median values because it relies on the comparison of distributions, while for the computation of the biome surplus S , we used mean values in order to be conservative.

Finally, the subpolar biome is characterized by a spring bloom, of which we measured the onset date both over fronts and in the background, for each year. We defined the lag in bloom onset L as the bloom onset day over fronts minus the bloom onset day in the background. Because the spring bloom onsets propagate from south to north, bloom onset days were inferred over latitudinal bands of limited width (5°). We pooled apart front and non front pixels and computed the onset dates and their uncertainty based on the time series of the fronts and non-front Chl- a median value. We first filtered the Chl- a median time series with a low-pass Butterworth filter of order 2 and cutting frequency $1/20 \text{ days}^{-1}$. The filtered time-series displayed strong variations in their phenology from year to year, but a bloom was always discernible. We considered data from February to July, which allowed us to isolate the spring bloom and exclude the autumn bloom. We detected the maximum value of Chl- a in this time window, and defined the bloom onset as the time of maximum Chl- a derivative prior to the time of maximum Chl- a . We defined the uncertainty in bloom onset date as the standard deviation of all days for which the Chl- a derivative is above 90 % of its maximum value. We defined the uncertainty in lag L as the square root of the sum of squared uncertainties in fronts and background. Finally, we estimated the mean lag (over the 20 years of data and for each latitudinal band) as the weighted averaged lag, with the weights equal to the inverse of the uncertainties; and we estimated the mean lag uncertainty as the weighted standard deviation of all lag values around the mean lag, with the weights equal to the inverse of the uncertainties. Our Eulerian approach relies on the hypothesis that the bloom evolves coherently in the background (resp. over fronts) within each latitudinal band, which is suggested by high-resolution models of the bloom (e.g. Lévy et al. 2005, Karleskind et al. 2011). It is imperfect as the bloom evolves along Lagrangian trajectories, but provided very consistent results.

2.3 Results

2.3.1 Distribution of fronts

Our definition of weak fronts and strong fronts is primarily based on thresholds, derived from the HI distributions (fig. III-3, red dashed line). In each biome, the majority of HI values are below 5, and as mentioned before, we used this threshold to distinguish pixels in the background from those over fronts (when $HI > 5$). Secondly, the number of points in the HI distribution decreases sharply as the HI value increases above 5, reflecting the fact that fronts with stronger SST gradients are much less frequent than fronts with weaker gradients, as one would expect. We used the HI threshold of 10 to

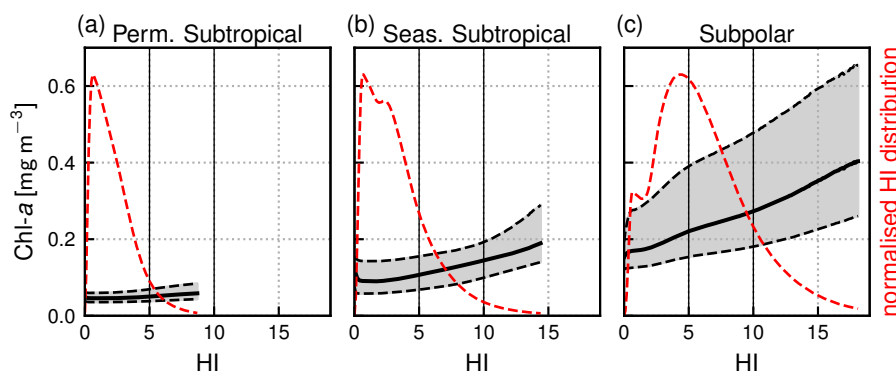


Figure III-3 – Normalized distribution of the Heterogeneity Index (HI, red dashed line) within each biome, and distribution of Chl-*a* as a function of HI (representing front strength), over the full period 2000–2020. Shown are the median value of the Chl-*a* distributions (solid black line), and 1st and 3rd quartiles (dashed lines). Note that 0.5 % of pixels have outstanding large HI values and are not included here.

distinguish weak fronts from strong fronts. This separation is imperfect, as seen for instance in [fig. III-2](#) where a few pixels with HI values larger than 10 appear at the core of an otherwise weak front.

However, the choice of these two HI thresholds is also guided by the resulting global spatial climatology of weak and strong fronts ([fig. III-4](#)). Weak fronts are abundant, and more or less evenly distributed, over a broad band around and north of the Gulf Stream jet ([fig. III-4a](#)). To the south of the Gulf Stream jet, weak fronts are less present, with nevertheless more fronts on the edges of the subtropical gyre (around 28°N) than in its center. This distribution of weak fronts is consistent with the predominance of mesoscale variability observed along the Gulf Stream system from satellite altimetry ([Zhai et al. 2008](#)), and the injection of eddy kinetic energy north of the Gulf Stream jet by the Gulf Stream extension. It is thus consistent with the generation process of ephemeral fronts through mesoscale strain.

The climatological distribution of strong fronts shows that they coincide mainly with the two persistent fronts of the Western Boundary Current system, the Gulf Stream front extending northeast from Cape Hatteras, and the more northerly shelf-break front extending eastward to 50°W, following the northeastern U.S. continental shelf break ([fig. III-4b](#)). Thus these contrasted coverage of localized strong fronts and more widespread weak fronts are consistent with the hypothesis that weak fronts capture the ephemeral fronts, whereas strong fronts capture the persistent ones.

With the chosen thresholds, the areal proportion of weak fronts tends to increase from South to North, with 7 %, 19 % and 42 % of HI values comprised between 5 and 10 in the permanent subtropical, seasonal subtropical, and subpolar biome, respectively. Regarding strong fronts, there are only present

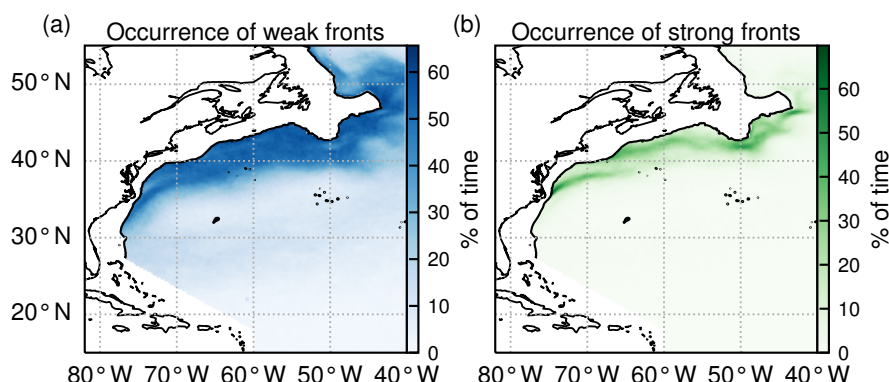


Figure III-4 – Occurrence of (a) weak fronts and (b) strong fronts expressed as the percentage of time steps over the time series (2000–2020) for which a given pixel is occupied by a front.

in the seasonal subtropical and subpolar biome, consistent with the fact that the Gulf Stream and shelf-break fronts are located within these biomes, where HI values above 10 account for 6% and 17%, respectively.

The fraction of the area occupied by fronts also varies with seasons, with generally fewer fronts in summer (fig. III-5d-f). In the permanent subtropical biome, weak fronts cover on average up to 12% in spring and drop to 2% in summer. In the seasonal subtropical biome, the variation is from 27% to 13% for weak fronts, and 8% to 4% for strong fronts. In the subpolar biome, strong fronts cover between 11% in summer and 26% at their peak. This seasonality is consistent with other estimates that submesoscale frontal activity is greater in winter due to greater mixed-layer thickness compared to summer (Callies et al. 2015), and also consistent with the most recent modeling results by Dong et al. (2020) in another Western Boundary system (the Kuroshio Extension) where they show that the strongest submesoscale dynamics occur with a lag of about a month after the mixed layer thickness maximum is reached.

2.3.2 Local Chl-*a* excess over fronts

The local Chl-*a* excess over fronts is seen for example in fig. III-2, where the highest values of Chl-*a* are found within the HI contour delimiting the front. To quantify this excess over a large number of fronts, we computed for each biome the Chl-*a* distribution sorted by bins of HI (of width 0.1) for the whole time series (fig. III-3). For low values of the heterogeneity index, these distributions are representative of background conditions and reflect the expected differences between biomes: the median Chl-*a* is lowest (0.05 mg m^{-3}) in the permanent subtropical biome, intermediate in the seasonal subtropical biome (0.1 mg m^{-3}), and highest in the subpolar biome (0.2 mg m^{-3}). The Chl-*a* variability along the year and within the biome (i.e. the width of the distribution,

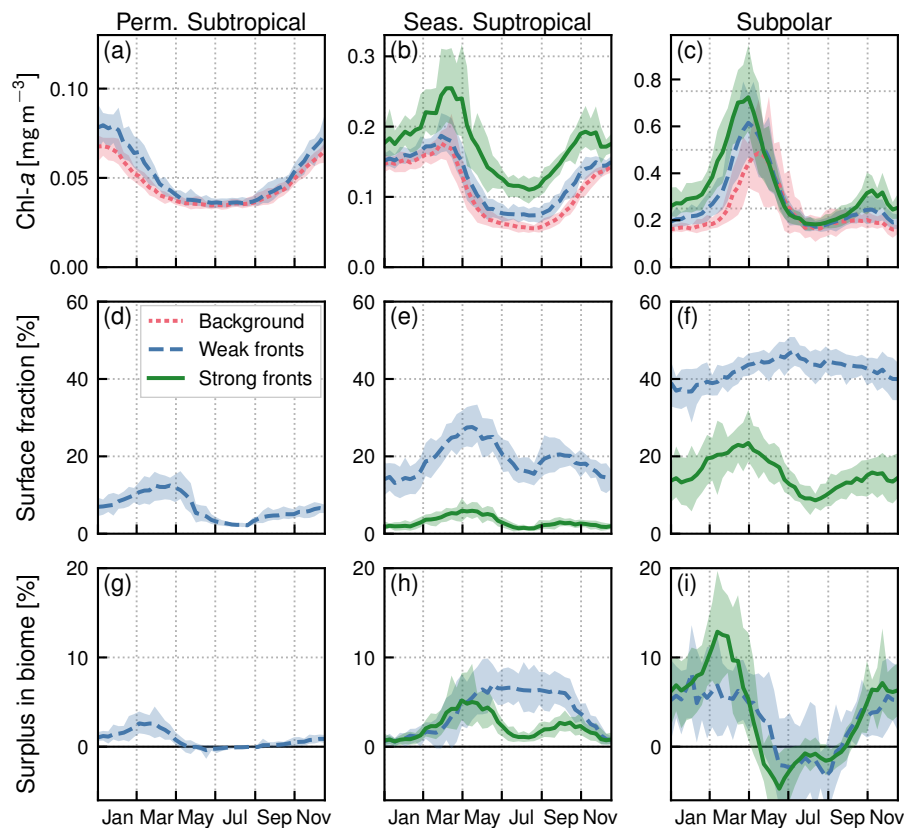


Figure III-5 – Seasonal climatologies in the permanent subtropical biome (1st column), in the seasonal subtropical biome (2nd column) and in the subpolar biome (3rd column). (a-b-c) Chl-a median values (top row) over weak fronts (blue), strong fronts (green) and background (red). Gaps between the curves represent the local excess over fronts. (d-e-f) Surface fraction occupied by fronts. (g-h-i) Regional Chl-a surplus at the scale of the biome. The surplus accounts for the local excess and for the number of fronts (see method). The plain lines represent the climatological mean, and the envelopes mark the standard deviation over the period 2000–2020. The excess in Chl-a is larger over strong fronts than over weak fronts, but weak fronts are more numerous than strong fronts, resulting in a Chl-a surplus that can be comparable or even larger for weak fronts.

highlighted by grey shading in [fig. III-3](#)) is larger moving northwards, because of the higher seasonal variability. Importantly, in all 3 biomes, Chl-a values increase with HI, and are also more dispersed as HI increases ([fig. III-3](#)). Thus the excess in Chl-a depends continuously on the value of HI.

In the permanent subtropical biome ([fig. III-5a](#)), the seasonal variations of Chl-a are very modest with a weak peak in winter. In the seasonal subtropical biome ([fig. III-5b](#)), the seasonal variations are well marked, with a minimum

in summer, and an increase that starts in fall and peaks in late winter. In the subpolar biome (fig. III·5c), there is a marked bloom in spring with a peak in Chl-*a* in April, followed by an autumn bloom albeit with a smaller magnitude. These different phenologies are well documented and largely explained by the differences in the seasonal cycle of the mixed-layer, and the relative depths of the winter mixed-layer and the nutricline (see for instance Lévy et al. (2005) for a description of the drivers of these three production regimes in similar biomes of the Northeast Atlantic). In the permanent subtropical biome, the low productivity is due to the fact that winter mixing is not sufficient to provide a substantial convective supply of nutrients; in contrast, in the seasonal subtropical regime, the increase in production in fall starts when the mixed-layer deepens and reaches the nutricline, leading to a fall-winter bloom. In the subpolar biome, this fall bloom is interrupted in winter when the mixed-layer significantly deepens, diluting phytoplankton cells vertically, and a spring bloom is initiated when the mixed-layer stratifies at the end of winter.

In both subtropical biomes, Chl-*a* over fronts is systematically larger than in the background, and this holds throughout the year (fig. III·5a-b). This increase is very modest over the permanent subtropical biome. The local increase over weak fronts also remains modest in the seasonal subtropical gyre, but is much larger over strong fronts. Finally in the subpolar biome (fig. III·5c), Chl-*a* is significantly higher over fronts from the fall until the peak of the bloom but this difference diminishes as the spring bloom decays, and throughout summer. We can also note that the standard deviation range of the yearly median values (fig. III·5a-c) is smaller than the differences between fronts and background, which further confirms that these differences are robust over 20 years of data, for the three biomes and the two types of fronts.

Within each biome, the strength of the local excess in Chl-*a* over fronts varies with latitude. In the permanent subtropical biome (fig. III·6), the excess is only detectable north of 25 °N and remains modest ($E < 10\%$); it reaches its maximum of 10 % at the beginning and end of the production season. In the seasonal subtropical biome (fig. III·7), the excess is also small in the southern part of the biome (south of 35 °N) but strongly increases further north (between 35 °N and 45 °N) and decreases again going even further North (between 40 °N and 45 °N). Moreover, in this biome, the increase is stronger in summer (July–August) compared to winter (December–January). Finally in the subpolar biome, the magnitude of the local excess diminishes going northward. It tends to be stronger during winter and during the bloom, and weaker in summer. In fact in summer, the differences are hardly discernible when averaged over the entire biome (fig. III·5c), but there is an excess Chl-*a* in the southern part of the biome (<45 °N), and a small deficit in the northern part of the biome (>45 °N) (fig. III·8). It ensues that the annual mean local excess in Chl-*a* over fronts has a distinct latitudinal pattern (fig. III·9a). The strongest local increase due to fronts is located in the latitudinal band 35–45 °N, where the seasonal subtropical and subpolar biomes meet. The excess is two to three times larger over fronts North of the Gulf Stream (i.e. in the subpolar biome) than South

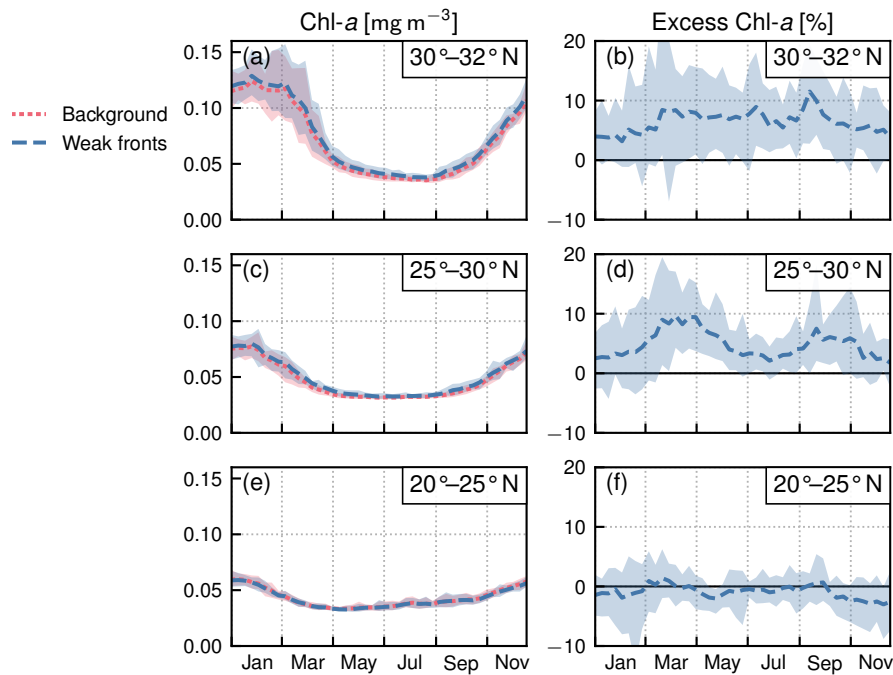


Figure III-6 – Permanent subtropical biome: local Chl-*a* excess over fronts by range of latitudes. (a-c-e) Chl-*a* median values over weak fronts (blue) and background (red), (b-d-f) corresponding local excess of Chl-*a* in weak fronts computed as the relative difference of Chl-*a* in fronts and in the background. The plain lines represent the climatological mean, and the envelopes mark the standard deviation over the period 2000–2020. The excess increases from south to north.

of it (i.e. in the seasonal subtropical biome). Overall, the annual mean local excess over weak fronts varies between 0 and 30 %, and between 15 % and 60 % over strong fronts.

2.3.3 Biome-scale Chl-*a* surplus associated with fronts

Within each biome, the surplus Chl-*a* associated with the presence of fronts accounts both for the relative Chl-*a* excess over fronts and for the relative area covered by fronts. In the permanent subtropical biome, the surplus associated with weak fronts varies between a maximum of 3 %, and a minimum of zero in summer when the coverage of fronts is the lowest (fig. III-5g). The magnitude of the surplus is larger in the seasonal subtropical biome where it reaches 7 % in May for weak fronts (fig. III-5h). We can note that the surplus associated with strong fronts is much weaker despite a much greater local impact of strong fronts (fig. III-5b) due to the small surface area covered by strong fronts (fig. III-5e). The largest surplus is found in the subpolar biome with maximum values of 12 % and due to strong fronts in March. In contrast to the seasonal subtropical biome, in the subpolar biome the surplus associated to strong fronts

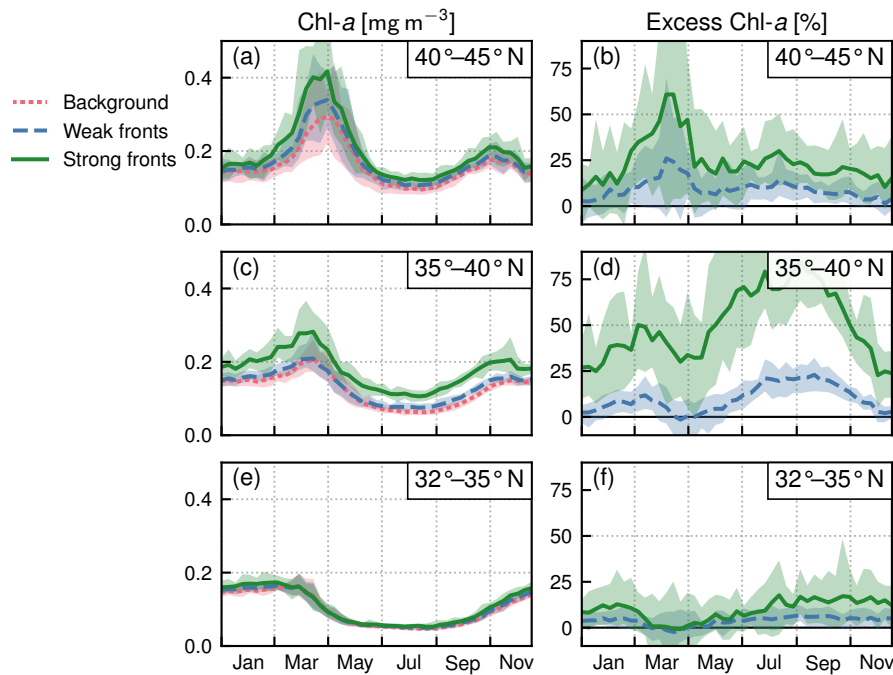


Figure III-7 – Seasonal subtropical biome: local Chl-*a* excess over fronts by range of latitudes. (a-c-e) Chl-*a* median values over weak fronts (blue), strong fronts (green) and background (red), (b-d-f) corresponding local excess of Chl-*a* in weak and strong fronts computed as the relative difference of Chl-*a* in fronts and in the background. The plain lines represent the climatological mean, and the envelopes mark the standard deviation over the period 2000–2020. The excess is maximum at mid-latitudes.

is larger than the surplus associated to weak fronts. Interestingly our results also reveal a Chl-*a* deficit associated with fronts during the decay phase of the bloom and in summer (negative surplus, [fig. III-5i](#)), explained by the negative excess in the northern part of the subpolar biome ([fig. III-8b-d](#)).

Overall, the annual mean Chl-*a* surplus due to fronts is very modest ([fig. III-9b](#)). All fronts added, the surplus is of the order of 1 % for the permanent subtropical biome and 6 % for the seasonal subtropical and subpolar biomes, with contributions from weak and strong fronts which have similar magnitudes. Therefore, there is roughly 5 % more Chl-*a* in the Gulf Stream region than there would be in the absence of fronts.

2.3.4 Bloom timing in the subpolar biome

Another strong impact of fronts is the earlier onset of the bloom over fronts in the subpolar biome ([fig. III-5c](#)). The spring bloom onset propagates from South to North in the biome, starting in early April at 35 °N and in late June at 55 °N ([fig. III-8](#)). In all latitudinal bands, we found that the bloom onset occurs

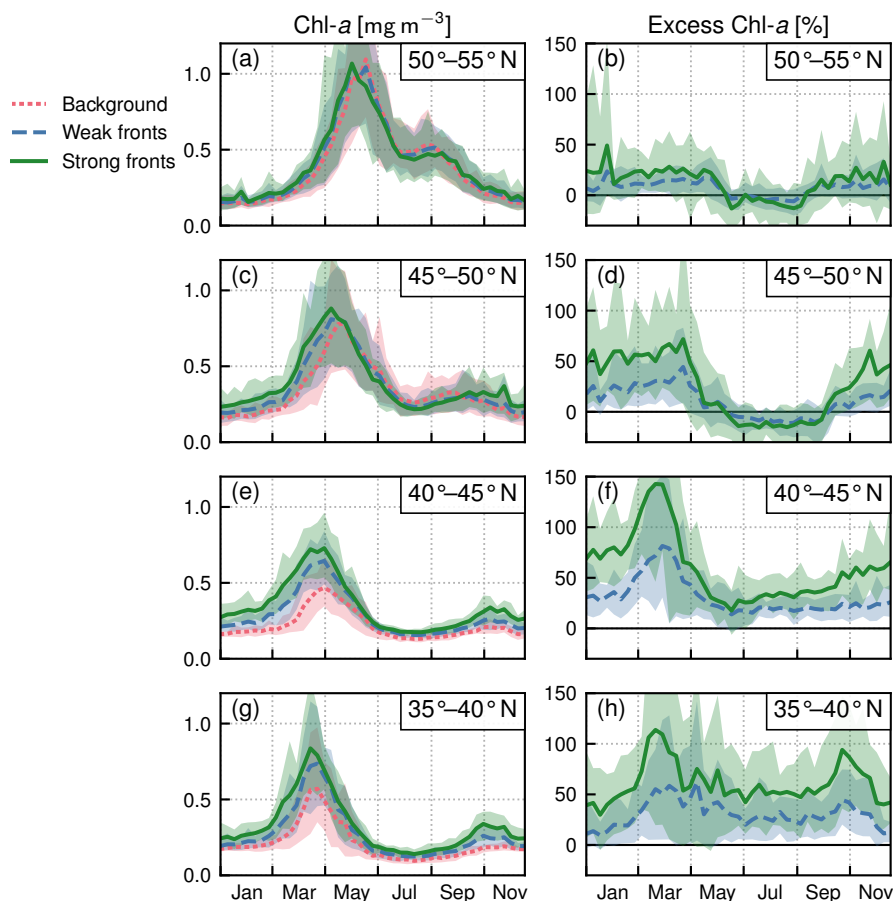


Figure III-8 – Subpolar biome: local Chl-*a* excess over fronts by range of latitudes in the biome. (a-c-e) Chl-*a* median values over weak fronts (blue), strong fronts (green) and background (red), (b-d-f) corresponding local excess of Chl-*a* in weak and strong fronts computed as the relative difference of Chl-*a* in fronts and in the background. The plain lines represent the climatological mean, and the envelopes mark the standard deviation over the period 2000–2020. The excess decreases from south to north.

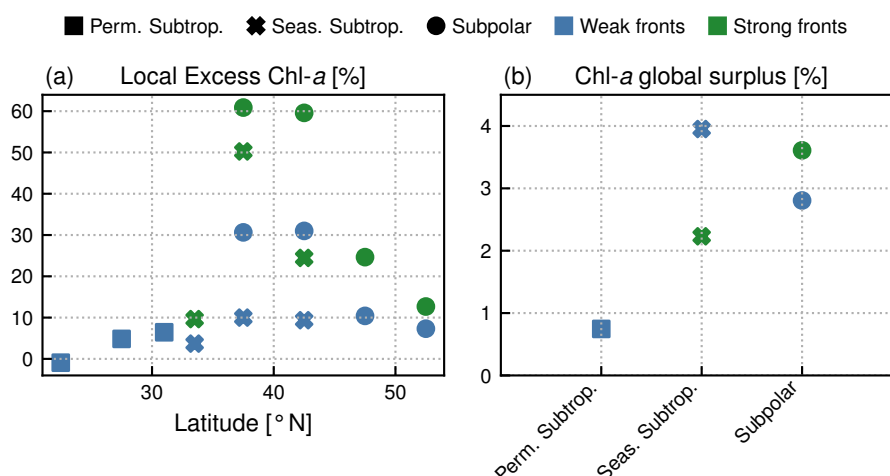


Figure III-9 – (a) Annual mean local Chl-*a* excess over fronts (in %), sorted by latitudinal band (x-axis), by biome (shape of symbol) and by front type (weak fronts in blue, strong fronts in green). (b) Annual mean global surplus of Chl-*a* (in %) for each biome, sorted by front type.

one week earlier over weak fronts than in the background (by 6.7 ± 1.1 days) and two weeks earlier over strong fronts (by -13.5 ± 1.5 days) (fig. III-10). There is a large spread in bloom onset dates in the 20 years of data, due to the very intermittent nature of the bloom onset (Keerthi et al. 2021) that makes it difficult to detect with precision during certain years. Furthermore, in many cases no difference in bloom onset or duration could be detected between the fronts and the background (dots aligned on the diagonal in fig. III-10). Nevertheless, for individual years, delays larger than one month could occur.

2.4 Discussion

Our analyses of surface satellite data over the open ocean in the Gulf Stream extension region, based on the computation of an heterogeneity index HI, allowed us to show a substantial local excess of surface Chl-*a* concentrations over SST fronts compared to background levels, to detect earlier blooms by one to two weeks over fronts, and to quantify that the regional surplus in surface Chl-*a* at the scale of the region associated with fronts was less than 5%. The background levels in this region are very contrasted seasonally and geographically, with a productive and highly seasonal subpolar biome North of the Gulf Stream, a more steady oligotrophic permanent subtropical biome to the South, and an intermediate situation in between the two, where a seasonal subtropical biome prevails. The main results above hold for these three contrasted biomes, although with different intensities, which also depend on the strength of HI.

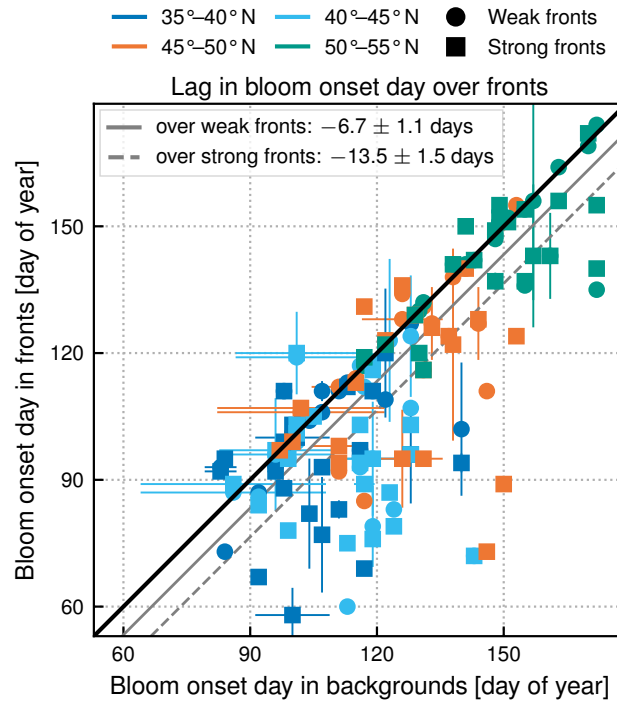


Figure III-10 – Subpolar biome. Comparison of bloom onset dates (in day of year) in the background (x-axis) and over fronts (y-axis), sorted by strength of fronts (shape of symbol), and latitudinal band (color). The line $y = x$ is plotted in black. The distance between the black line and the dotted (respectively dashed) grey line is the measure of the average difference between weak (respectively strong) fronts and background. The bloom onset day propagates from south to north and starts earlier over fronts at all latitudes in the subpolar biome.

2.4.1 Caveats

The level 4 SST product used in this study has the advantage to be readily available on download platforms (here [CMEMS](#)) at a reasonably high spatial resolution (4 km), avoiding the need to regrid as was done in [Liu and Levine \(2016\)](#) who used 1 km resolution L2 MODIS-Aqua data. It also has an excellent spatial coverage (e.g. [fig. III-1](#)) as it includes merged data from several sensors, but there is a trade-off between coverage and resolution. We have performed initial tests to investigate the differences in using 1 km and 4 km resolution SST data, which convinced us that the use of 4 km resolution data was appropriate (not shown), particularly since the heterogeneity index HI is computed here over boxes of 30×30 km. Nevertheless a more in-depth study of the sensitivity of our results to the resolution of the satellite products could be carried out in the future.

Another caveat of this level 4 product is that the spatial interpolation performed to merge data from several sensors smooths out the finer features,

particularly when some of the data are obstructed by clouds. Here we somehow avoided these smoothed areas by using only cloud-free Chl-*a* pixels. Nevertheless, a bias remains in that there may be a positive correlation between areas with fronts and the presence of clouds. This is the case over the Gulf Stream jet, where dramatic surface temperature gradients are found, and constant clouds are detected over the front. Similar effects can be expected over smaller, short-lived fronts, but probably on a smaller scale.

Our evaluation of the regional surplus in Chl-*a* associated with fronts assumes that the local Chl-*a* excess due to fronts is only located over fronts. However, the localization of the highest Chl-*a* do not perfectly coincide with elevated values of HI; they are places where the HI is large and Chl-*a* is small, and there are also places with elevated patches of Chl-*a* outside HI contours (see for example in [fig. III-2](#)). The apparent mismatch between the exact location of fronts at a given time and the exact location of the Chl-*a* response to frontal dynamics at the same time may be due to different factors, such as the very dynamic nature of fronts which can lead to the chaotic advection of phytoplankton (and/or nutrients) outside of fronts ([Abraham 1998](#)), the time-scale needed for phytoplankton to respond to nutrient supplies at fronts, or trophic interactions at the front (as shown, for instance, in the modeling study of [Mangolte et al. \(2022\)](#)). This implies that part of the excess Chl-*a* attributable to frontal activity may actually be located outside of fronts. Our results show that the median distributions of Chl-*a* significantly differ over fronts and outside of fronts, which suggests that most of the signal due to fronts actually occurs over fronts, nevertheless our estimate of the regional impact of fronts is likely an underestimate due to the signal located outside of fronts.

Moreover, our assessment of the effect of fronts on phytoplankton, based on surface Chl-*a*, is probably a lower estimate given that the episodic nutrient injections due to submesoscale vertical velocities at fronts can get consumed before reaching the surface ([Johnson et al. 2010](#)), leading to phytoplankton enhancements that often does not reach the surface and are more intense at sub-surface ([Mouriño et al. 2004](#), [Ruiz et al. 2019](#)). In addition, there may be photo-inhibition which prevents phytoplankton to be near the surface in oligotrophic regions, even though they may be impacted by frontal motions.

Finally, the ratio of Chl-*a* to total phytoplankton biomass in carbon, Chl-*a*:C, changes under varying environmental conditions and community changes ([Behrenfeld et al. 2015](#), [Halsey and Jones 2015](#), [Inomura et al. 2022](#)). Diatoms exhibit higher Chl-*a*:C ratios and are more prevalent in fronts and thus would tend to make our biomass surplus estimation overestimated ([Tréguer et al. 2018](#)). This uncertainty could be restricted by taking advantage of recent advances in synoptic estimations of the phytoplankton functional types concentrations ([El Hourany et al. 2019](#)).

We should also note that our estimates are sensitive to the method used to detect fronts. Here, we used a 30 km wide window to compute HI, while [Liu and Levine \(2016\)](#) used a 10 km wide window. We used a wider window in

order to detect the wider western boundary current fronts. But finer ephemeral fronts dominate in oligotrophic gyres. Thus the phytoplankton signal at fronts may be underestimated with the use of a wider window there. This difference may explain why our assessment of the excess Chl-*a* in the North Atlantic subtropical gyre is three times lower than the assessment of Liu and Levine (2016) in the North Pacific subtropical gyre. Dedicated sensitivity experiments would be needed to assess this with more certainty.

2.4.2 Local Chl-*a* excess over fronts

With these caveats in mind, we find that the degree of local Chl-*a* excess over fronts varied seasonally, but mostly varied from one biome to another, with an intensity which was weaker in the more oligotrophic region, stronger between 35–45 °N, and intermediate in the subpolar biome (fig. III-9a). Moreover, the local excess of Chl-*a* was always significantly larger over strong fronts than over weak fronts. The increase in Chl-*a* with increasing front strength (i.e. with increasing HI, fig. III-3) is consistent with the hypothesis that phytoplankton production is amplified at fronts by an enhancement of the flux of nutrients, and that this flux is stronger the stronger the front is. Strong fronts in this study coincide with the persistent fronts of the Western boundary current system, which are both associated with large and deep reaching vertical velocities (Liao et al. 2022) and with strong lateral transport of nutrients (Pelegri et al. 1996). On the other hand, the larger dispersion in the Chl-*a* distribution with increasing HI reflects the fact that not all fronts are equally efficient.

Co-occurrence between frontal vertical velocities (or divergence) and enhanced Chl-*a* has been observed over specific fronts in the North Atlantic (Mouriño et al. 2004, Allen et al. 2005, Lehahn et al. 2007). The only study that has statistically connected enhanced Chl-*a* with the presence of temperature front was conducted in the North Pacific subtropical gyre (Liu and Levine 2016), which shares characteristics with the permanent subtropical biome examined here. Our results thus extend those of Liu and Levine (2016) to a region with stronger biological contrasts and phenologies, and with more complex dynamics.

One of the factors determining the magnitude of the local Chl-*a* excess over fronts is the magnitude of the vertical nutrient flux, which itself depends on the magnitude of the vertical velocities, of their depth penetration, and of the depth of the nutricline. The nutricline depth shows a sharp latitudinal gradient within this region, from 150m depth at 25 °N to 50 m at 50 °N (Romera-Castillo et al. 2016). This can explain the maximum magnitude of the Chl-*a* response at the northern edge of the subtropical gyre, where the lack of nutrients is more severely controlling phytoplankton abundance than further north, and where the nutricline is closer to the surface than further south. Another factor that can explain this signal is the nutrient stream, that feeds this intermediate regions with nutrients.

Moreover, vertical velocities associated with ephemeral fronts, often confined to the mixed layer, are likely to be a less efficient nutrient flux pathway to the euphotic zone from the interior than deep, dynamic, persistent fronts extending well below the mixed layer (Lévy et al. 2018). The contrasting impacts of deep and shallow fronts are striking in models (Lévy et al. 2012a), but are difficult to quantify from a small number of in situ observations. Here we observed that the magnitude of the Chl-*a* response over fronts increased with the strength of the heterogeneity index HI (fig. III-3). In other words, strong fronts, characterized by high values of HI ($HI > 10$), led to a stronger increase in Chl-*a* values than weak fronts, characterized by intermediate values of HI ($5 < HI < 10$).

Finally, an important outcome of this study is that the surplus in phytoplankton biomass associated with fronts can be stronger in blooming biomes than in oligotrophic ones. In fact in regions where nutrients are not limiting productivity, fronts have been shown to subduct excess nutrients (Oschlies 2002, Gruber et al. 2011) and excess biomass (Lathuilière et al. 2010), rather than to lead to an increase in biomass as in oligotrophic regions. This effect of a decreased biomass, suggestive of subduction, is observed here in the northern parts of the subpolar biome between May and September (fig. III-8b-d). But we also find that in the subpolar biome, the Chl-*a* excess over fronts can reach 150% during the bloom and 50% during summer (fig. III-8), while in the permanent subtropical biome it never exceeds 10% (fig. III-6). The enhancement of the spring bloom by submesoscale frontal processes observed here was recently also put forward in a modeling study by Simoes-Sousa et al. (2022).

2.4.3 Persistent and ephemeral fronts

The above results are suggestive that the heterogeneity index could be used as a way to discriminate between persistent (and deep) fronts, and ephemeral (and shallower) fronts. The localization and frequency of strong and weak fronts is consistent with this hypothesis. Weak fronts are much more frequent than strong fronts, as we expect from ephemeral fronts compared with persistent ones (fig. III-4). In addition, the localization of strong fronts coincide with the position of the Gulf Stream and shelf-break front. Another element that supports this hypothesis is the scale over which the HI is computed (30 km) which gives a strong weight to SST heterogeneities associated with large contrasts which is the case across the Gulf Stream and shelf-break. Of course, more direct evidence linking the penetration of fronts with the intensity of the heterogeneity index would be needed to confirm the association.

2.4.4 Biome-scale Chl-*a* amplification associated with fronts

The categorization of fronts based on HI has allowed us to quantify the respective contribution of two types of fronts on the regional Chl-*a* amplification (fig. III-9b). Weak fronts are associated with a local Chl-*a* excess which is

weaker than strong front, in general, but because they are also more frequent than strong fronts, depending on the biome and seasons, they contribute equally to the regional Chl-*a* surplus as strong fronts. There is also some degree of seasonality in this small surplus of Chl-*a* attributed to fronts, which heavily depends on the region of interest (fig. III·5). As predicted by theory and noted by previous studies, sub-mesoscale fronts – which are confined to the mixed-layer – are less abundant in summer when mixed-layers are shallower. In the south zone, this leads to an overall weaker effect of fronts in summer (near 0%) relative to the rest of the year (less than 3% average), but in the jet area, it is compensated by a larger intensity of the increase in Chl-*a* in summer leading to a Chl-*a* surplus in summer (7% for weak fronts) which is much larger than in winter (1%). In the north, the situation is quite different with an impact of fronts close to zero during the spring bloom, negative in summer as vertical velocities at fronts are also capable of sinking the surface bloom (Lévy et al. 2018), and maximal in autumn and winter.

Besides these small spatial and temporal variations in amplitude, a key result of this study is that despite strong local impact of fronts, their overall contribution at large-scale remains small, a few percent at most, and of the order of 5% for the entire region. Nevertheless, this result should be considered as a lower bound, first because increases in Chl-*a* at fronts are often stronger at subsurface than at the surface, and second because in a region characterized by strong gradients like this one, additional nutrient fluxes due to frontal activity might not necessarily lead to local anomalies in Chl-*a*, but could also be hidden by the large-scale gradient. Finally, 5% amplification of surface Chl-*a* might lead to greater amplification at higher trophic level (Stock et al. 2014, Lotze et al. 2019), with ecological implications that remain to be evaluated.

2.4.5 Earlier blooms over fronts

Another key result of this study is the detection of earlier blooms over fronts than over background conditions in the north of the Gulf Stream jet. Several field and modeling studies have shown that frontal dynamics, by tilting existing horizontal density gradients, increase the vertical stratification of surface mixed layers (Taylor and Ferrari 2011a), which can lead to the stratification of the mixed layer prior to seasonal stratification. Given that the surface spring bloom is triggered by increased stratification, this effect can cause earlier local phytoplankton blooms over fronts compared to surrounding areas.

However, while the increased stratification over fronts can be directly observed in situ (Karleskind et al. 2011, Mahadevan et al. 2012), how it affects the timing of the bloom has so far been quantified with numerical models only, due to the difficulty in tracking the bloom evolution over fronts which themselves evolve over time (Lévy et al. 2000, Karleskind et al. 2011, Mahadevan et al. 2012). We provide here the first observational evidence of the early onset of blooms over fronts. Moreover, our estimate leads to smaller values

(earlier blooms by one to two weeks) than previously estimated from models (20–30 days by Mahadevan et al. (2012)).

The method that we used to quantify differences in bloom timing over fronts and background is based on the time evolution of an Eulerian quantity, the Chl-*a* median over latitudinal bands, whereas the bloom evolves along Lagrangian trajectories. Considering a rather small area, as we have done here, is a way of overcoming the difficulty of following the temporal evolution on fronts whose life history is too complex to be captured and shorter than the bloom itself. It also limits the impact that the northward propagation of the bloom could have on the temporal assessment. It should also be noted that it is inherently difficult to pinpoint the precise onset and end days of a bloom, as the spring bloom shows large intraseasonal variability in its characteristics; its beginning can be more or less sudden, and is often made of multiple peaks (Keerthi et al. 2020).

2.5 Conclusions

The open ocean Gulf Stream extension region is a region of strong biological contrasts and particularly strong frontal activity of the world's ocean, undergoing rapid warming which strongly affect fisheries (Pershing et al. 2015, Neto et al. 2021). Quantifying the impact of fronts on phytoplankton there is thus particularly relevant, and we expected to detect a large impact. The use of 20 years of satellite data of SST to detect fronts and of surface Chl-*a* to compute anomalies over the front allowed us to provide a robust assessment of this impact. We found three main results. First, that the regional increase in surface phytoplankton associated with fronts is rather modest, 5 % at most; second that nutrient supplies at fronts enhanced the spring bloom 2 to 3 times more than they enhanced oligotrophic regions; and third, that the spring bloom onset was earlier over fronts by one to two weeks, which we already knew from models (Karleskind et al. 2011, Mahadevan et al. 2012) but for which we had no direct evidence nor sound quantification. We also showed a reduction of phytoplankton over fronts at the end of the bloom, that we attributed to subduction.

Although limited to the Gulf Stream region, this study provides a well-tested methodology that could enable the study of the links between small-scale ocean physics and phytoplankton response in other regions of the global ocean. In addition, these results on the importance of fronts for phytoplankton biomass and phenology could also be used to evaluate models coupling ocean physics and phytoplankton at high spatial resolution, or to test parametrization representing the effect of small scales on phytoplankton production in coarser resolution models. Finally, the combination of these observation-based results with theoretical arguments and well-assessed models should also allow us to better constrain the response of phytoplankton production to climate change (Couespel et al. 2021), which still has very large uncertainties as shown by the latest set of Earth system models (Kwiatkowski et al. 2020).

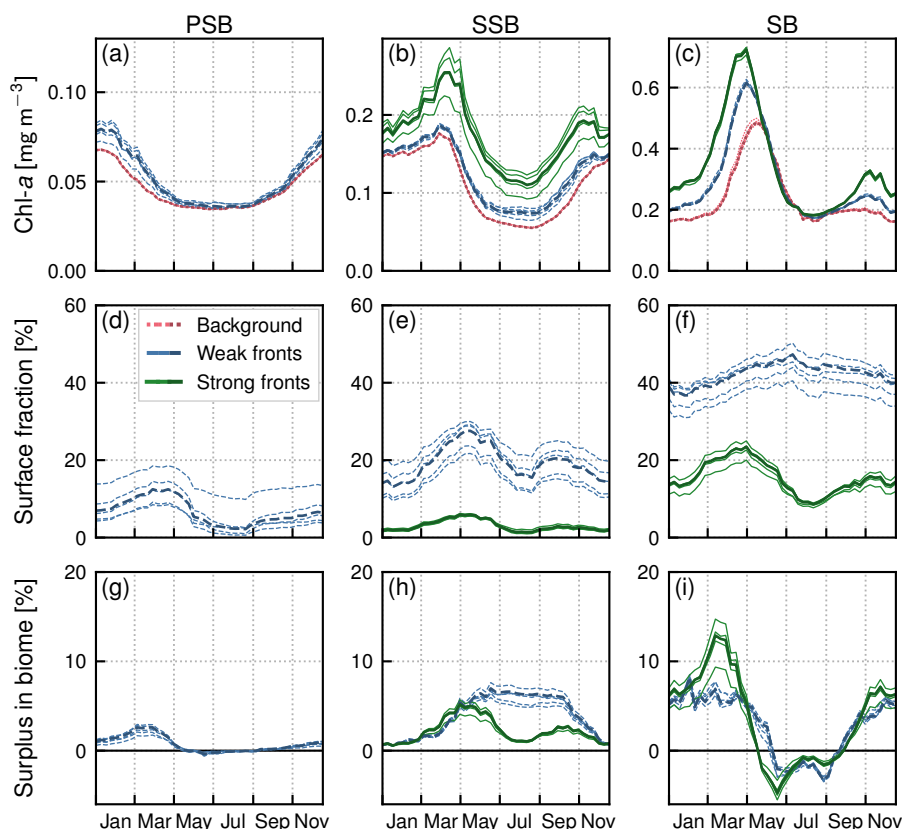


Figure III-11 – Climatological mean of Chl-*a* median values (top row) over weak fronts (blue), strong fronts (green) and background (red), surface fraction occupied by weak fronts and strong fronts (middle row), and global Chl-*a* excess due to weak and strong fronts (bottom row). Each line represent a set of parameter with the bolder line indicating the retained set of parameters. The tested rolling window sizes are 20 km, 30 km, and 40 km. Different normalization coefficients are tested for a 30 km window size: double the variance, double the bimodality, and double the skewness.

Code availability. All the scripts needed to reproduce our results, as well as the data necessary to generate the figures in this manuscript are available on a Zenodo repository (DOI: 10.5281/zenodo.7470199, Haëck et al. 2022).

Author contributions. ML, LB and CH conceived the study. CH conceived the methodology and performed the analysis. ML and CH wrote the paper. All authors contributed to the analysis and discussion of the results.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

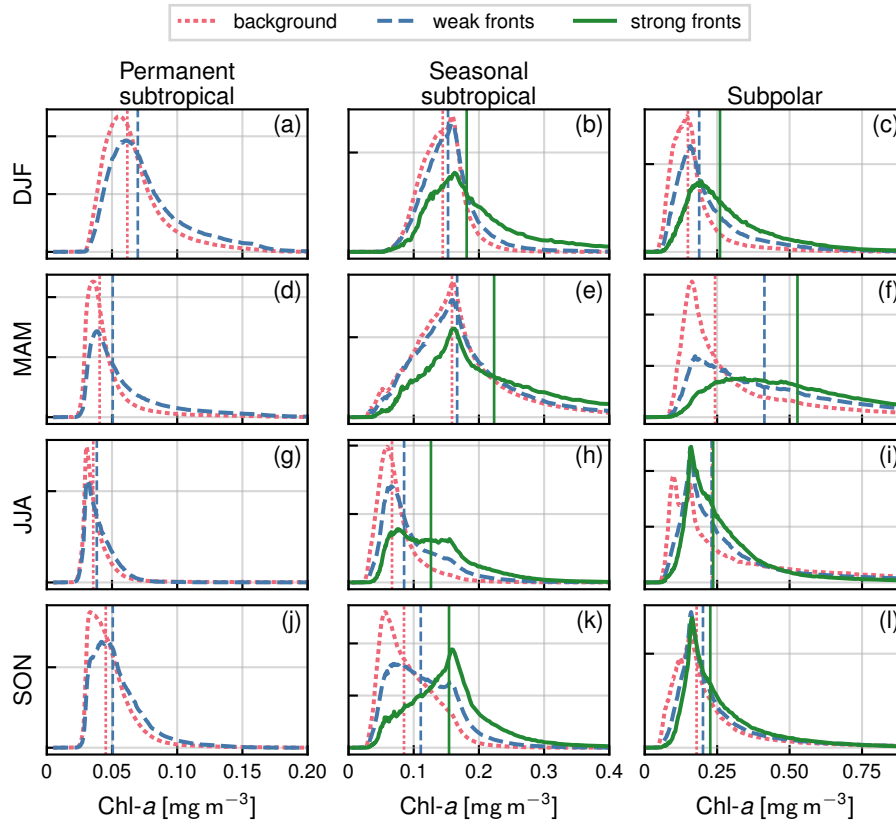


Figure III-12 – Distribution of Chl-*a* of the year 2007 by seasons (rows), for the three biomes (columns), and for the background (red), weak fronts (blue) and strong fronts (green). The median value of each distribution is indicated by a vertical line.

Acknowledgments. CH benefited from a PhD scholarship by ENS. The project was supported by TOSCA CNES and by the ENS CHANEL chair. We thank Daniele Iudicone, Francesco d’Ovidio, Sakina-Dorothee Ayata, and Amala Mahadevan for the useful discussions which helped to refine our methodology. We thank Xiao Liu for helping us reproduce their work.

This study has been conducted using E.U. Copernicus Marine Service Information.

GlobColour data (<https://globcolour.info>) used in this study has been developed, validated, and distributed by ACRI-ST, France.

3 Résultats complémentaires

3.1 Vérification des distributions

Un certain nombre de diagnostics présentés dans ce manuscrit reposent sur les valeurs médianes de la Chl-*a*. Cet indicateur permet de représenter la distribution d'une variable en une valeur unique, néanmoins pour que cette représentation soit pertinente il est nécessaire de vérifier que la distribution de laquelle elle est extraite soit adaptée. Les distributions de valeurs de la Chl-*a* s'avèrent être invariablement unimodales, avec des queues de valeurs élevées plus ou moins prononcées (fig. III·12 et III·13). Il semble donc pertinent de qualifier ces distributions par leur valeur médiane.

Les distributions de SST sont également unimodale, à l'exception du biome subpolaire, qui présente des distributions largement bimodales (fig. III·13). Une séparation en bande de latitude de 5° de large (fig. III·14) ne suffit pas ; les valeurs de SST étant encore distribuées de manière bimodale entre décembre et mai dans les bandes de latitude 40–45 °N. Les résultats portant sur les valeurs de SST dans les fronts, présentés section 3.3, omettent donc le biome subpolaire par souci de simplicité.

3.2 Sensibilité aux paramètres

L'implémentation de la détection des fronts avec l'HI (Heterogeneity Index) nécessite de faire le choix d'un certain nombre de paramètres. Nous testons ici la variabilité des résultats finaux (i.e. l'impact des fronts sur la Chl-*a*) vis-à-vis de deux paramètres.

D'une part, nous faisons varier la taille de la fenêtre glissante utilisée pour calculer les composantes du HI (section 3.1). Nous testons trois tailles : 20 km, 30 km et 40 km. La taille retenue est de 30 km. Les coefficients de normalisations sont à recalculer pour chacune des tailles (comme décrit section 3.2, chap. II), et sont listés dans la table III·1.

D'autre part nous testons l'influence de ces coefficients. En prenant les composantes calculées avec une fenêtre de 30 km, tour à tour nous doublons le coefficient d'une des composantes (et donc son poids statistique dans le HI). Le coefficient K^4 pour le HI doit être recalculé (tab. III·1).

Les résultats sont très peu sensibles aux choix des paramètres. Les évolutions climatologiques des valeurs médianes et du surplus sont très peu affectés. La fraction de surface impactée par les fronts est plus sensible mais néanmoins les tendances restent identiques (fig. III·11). Pour quantifier plus en détail cette variation, nous calculons l'écart-type des valeurs médianes de Chl-*a* sur l'ensemble des paramètres (les trois tailles de fenêtres et trois configurations de coefficients), semaine par semaine sur les 20 années de données, puis en prenons la moyenne temporelle. Il en ressort les mêmes résultats que sur la climatologie, avec une variabilité élevée dans les fronts forts (entre 4.4 $\mu\text{g m}^{-3}$

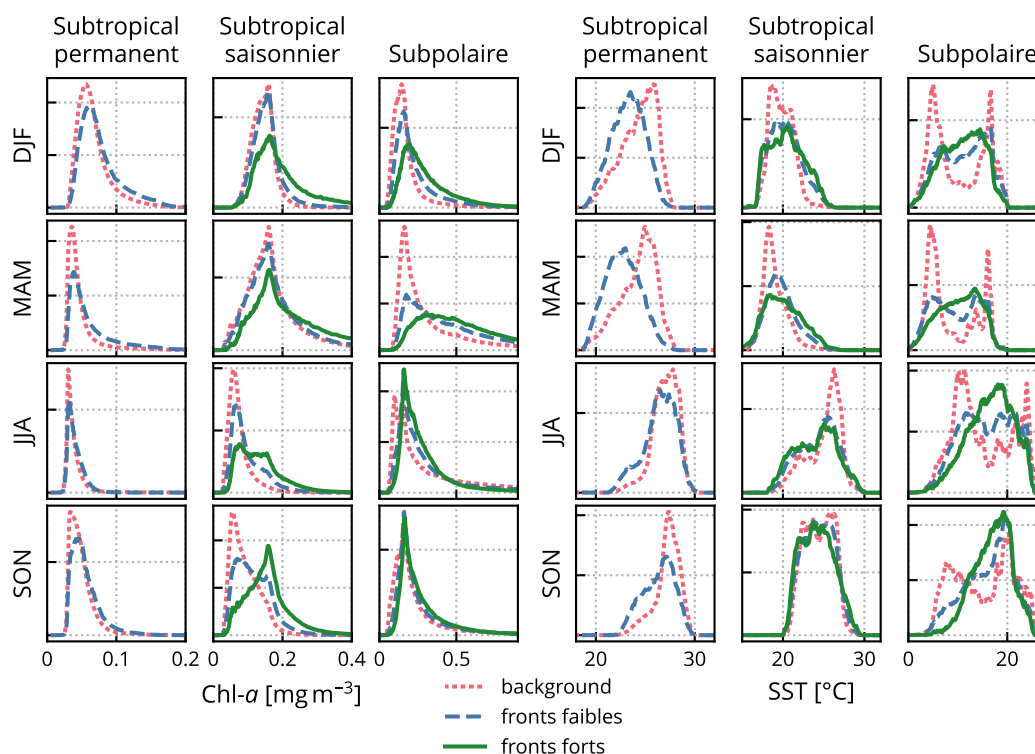


FIGURE III-13 – Distributions saisonnières de *Chl-a* et *SST* dans, et hors des fronts. Les distributions de valeurs sont indiquées pour l'année 2007 par tranches de trois mois (lignes), par zones (colonnes), et pour les background (rouge), fronts faibles (bleu), et fronts forts (vert). La *Chl-a* (à gauche) présente une distribution unimodale avec une queue de valeurs élevées plus ou moins prononcée. La *SST* (à droite) en revanche affiche des distributions largement bimodales, comme dans le biome subpolaire notamment.

TABLE III-1 – Coefficients de normalisation pour les différents paramètres utilisés.

Variation	K^1 (écart-type)	K^2 (asymétrie)	K^3 (bimodalité)	K^4 (HI)
<i>Taille fenêtre</i>				
20 km	5.1768	3.1563	4.1306	1.3890
30 km	3.9401	2.7200	4.2917	1.3418
40 km	3.2692	2.5031	4.3444	1.3129
<i>Poids composantes</i>				
plus d'écart-type	×2	—	—	1.0239
plus d'asymétrie	—	×2	—	0.9912
plus de bimodalité	—	—	×2	0.9773

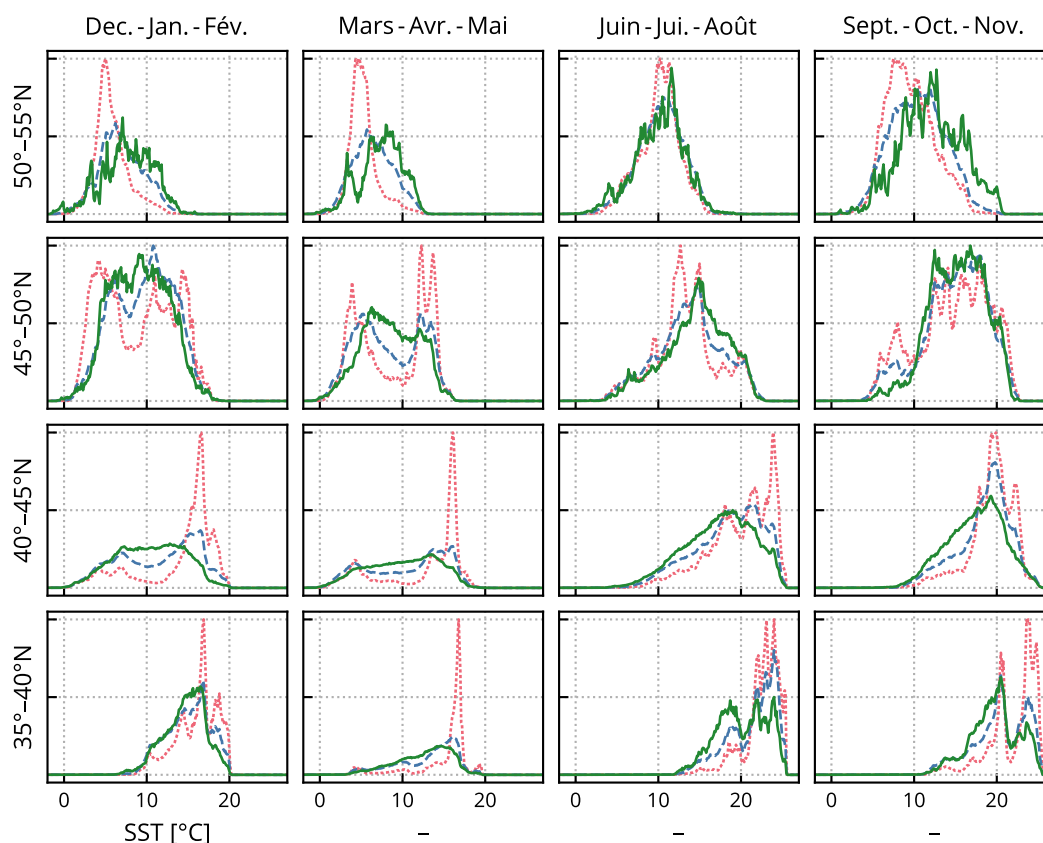


FIGURE III-14 – Histogrammes de SST par bande de latitude dans le biome subpolaire. Les distributions de valeurs sont indiquées pour l’année 2007 par tranches de trois mois (colonnes), par bande de latitude (lignes), et pour les background (rouge), fronts faibles (bleu), et fronts forts (vert).

et $11.4 \mu\text{g m}^{-3}$), moyenne dans les fronts faibles (entre $2.0 \mu\text{g m}^{-3}$ et $3.3 \mu\text{g m}^{-3}$), et plus faible dans le background (entre $0.07 \mu\text{g m}^{-3}$ et $3.8 \mu\text{g m}^{-3}$) (tab. III-2).

Dans cette étude de sensibilité nous n’avons pas considéré l’impact du seuil en HI choisi, ayant déjà couvert l’évolution de la Chl-*a* avec le HI (fig. III-3). Il en ressortait que les valeurs de Chl-*a* tendent à augmenter avec celles du HI, et ce sur toute l’amplitude du HI. Le choix du seuil importe donc peu vis-à-vis des tendances observées. Néanmoins il est possible que la variation de la Chl-*a* avec les paramètres du HI soit plus le fait du seuil choisi en rapport avec la distribution de HI – les seuils restant fixés à 5 et 10 quelque soit les paramètres – que d’un changement dans l’emplacement des fronts détectés. Autrement dit, il est possible que la variation en Chl-*a* (dans les fronts) soit autant dûe à la *quantité* de fronts détectés qu’à leur “*qualité*”.

Pour étudier cet éventuel lien entre la surface des fronts et les valeurs de Chl-*a* dans ces fronts, nous prenons les valeurs climatologiques mensuelles de la fraction de surface impactée par les fronts faibles, et de la valeur médiane de Chl-*a* dans ces mêmes fronts, pour tous les paramètres testés (et les trois

TABLE III·2 – Sensibilité aux paramètres : écart-type de la valeur médiane de Chl-*a* calculé sur l’ensemble des paramètres *p* testés (trois tailles de fenêtres, et trois configurations de coefficients de normalisation) ; en valeur absolue ($\text{std}[Chl_p]$, en $\mu\text{g m}^{-3}$) et relative ($\text{std}[(Chl_p - \langle Chl \rangle_p) / \langle Chl \rangle_p]$, en %).

	Subtropical permanent		Subtropical saisonnier		Subpolaire	
	$\mu\text{g/m}^3$	%	$\mu\text{g/m}^3$	%	$\mu\text{g/m}^3$	%
background	0.05	(0.11)	0.25	(0.25)	4.89	(1.84)
fronts faibles	1.50	(2.87)	3.52	(3.36)	3.21	(1.02)
fronts forts	5.92	(9.64)	12.48	(8.05)	4.96	(1.37)

régions). Nous remarquons ainsi qu’en faisant varier les paramètres, la Chl-*a* diminue lorsque la surface augmente. À cela s’ajoutent des variations dues à la région et à la saisonnalité. Nous éliminons la dépendance de la Chl-*a* et de la surface en temps et en région, en leur soustrayant leur valeur moyennée sur l’ensemble des paramètres testés. Pour chaque mois dans chaque région, nous obtenons autant de valeurs de Chl-*a* autour de 0 que de paramètres : $\Delta Chl_p(\text{région, mois}) = Chl_p(\text{région, mois}) - \langle Chl_p(\text{région, mois}) \rangle_p$ (*idem* pour la surface). Nous obtenons ainsi une relation (relative) entre la fraction de surface de fronts détectés et la médiane de Chl-*a* dans ces fronts (fig. III·15).

La médiane de Chl-*a* est bien négativement corrélée à la fraction de surface (le coefficient de corrélation de Pearson entre les deux variables est de -0.73), ce qui peut se comprendre. Les fronts entraînent la présence d’un pic (local donc) de Chl-*a*. Une variation dans les paramètres du HI génère des valeurs plus élevées pour un seuil fixe, donc augmente la surface de fronts détectés, et ce-faisant “dilue” les valeurs du pic de Chl-*a*.

Cet effet est consistant pour les différents biomes et types de fronts, à l’exception des fronts forts dans le biome subpolaire, pour lesquels on observe la tendance inverse (i.e. une augmentation de la Chl-*a* avec la surface).

Note. Cette expérience est très similaire à l’exploration de la dépendance des valeurs de Chl-*a* à celle du HI. Cependant il ne s’agit pas ici d’une simple variation du seuil, qui bien entendu aurait une influence sur la surface des fronts détectée et sur la valeur de Chl-*a* à l’intérieur, ce qui est déjà documenté figure III·3. Il est question ici de regarder le lien entre surface et Chl-*a* pour différentes version du HI, obtenues en faisant varier les paramètres du HI.

3.3 Impact sur la SST

Nous nous penchons ici sur l’impact local des fronts sur la SST. Le biome subpolaire n’est pas analysé, car les distributions de SST n’y sont pas uni-

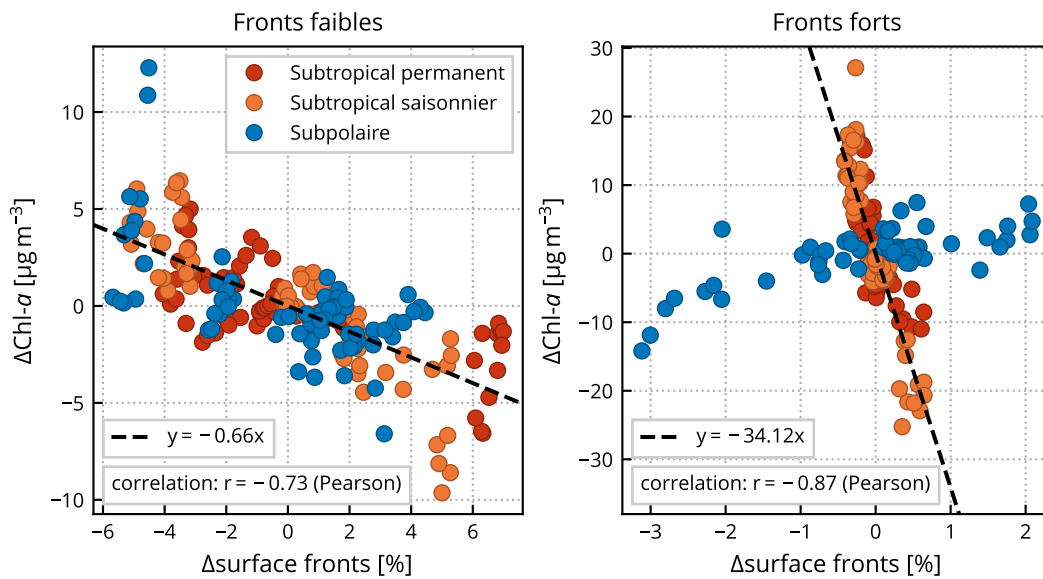


FIGURE III-15 – Corrélation de l'augmentation de Chl-a avec la surface couverte par les fronts pour différents choix de paramètres dans le calcul du HI. Les valeurs médianes de Chl-a dans les fronts (en climatologie mensuelle) sont négativement corrélées à la surface occupée par les fronts. On soustrait à ces variables leur moyenne sur l'ensemble des configurations testées (taille de fenêtre et coefficients de normalisation) afin de passer outre leurs dépendances en temps et région. Chaque point correspond à un mois, une biorégion et un choix de paramètres.

modales. Les nuages ne sont pas pris en compte ici, seules les données L4 (interpolées) sont utilisées. Dans le biome subtropical permanent, les fronts n'ont pas d'impact significatif sur la valeur locale de SST (fig. III-16). Une différence entre fronts et background est notable pour la valeur médiane sur tout le biome, mais qui est due au gradient en température et à la répartition des fronts à grande échelle.

Dans le biome subtropical saisonnier, les températures sont légèrement plus chaudes dans les fronts que le background. Cette différence est à son maximum au printemps et atteint alors 1.8 °C dans la bande 32–35 °N pour les fronts forts, et 1.0 °C dans la bande 35–40 °N pour les fronts faibles. On notera que c'est également autour de ces latitudes que l'impact des fronts faibles sur la Chl-a est maximum (fig. III-9).

Ce résultat est contraire à ce qui est observé par Liu & Levine (2016) dans la gyre subtropicale du Pacifique Nord, à savoir une température plus faible dans les fronts, à son maximum au printemps de -1.7 °C. Cependant, le biais d'un gradient de grande échelle de la température et de la répartition des fronts n'y est pas discuté et pourrait être à l'origine des valeurs observées.

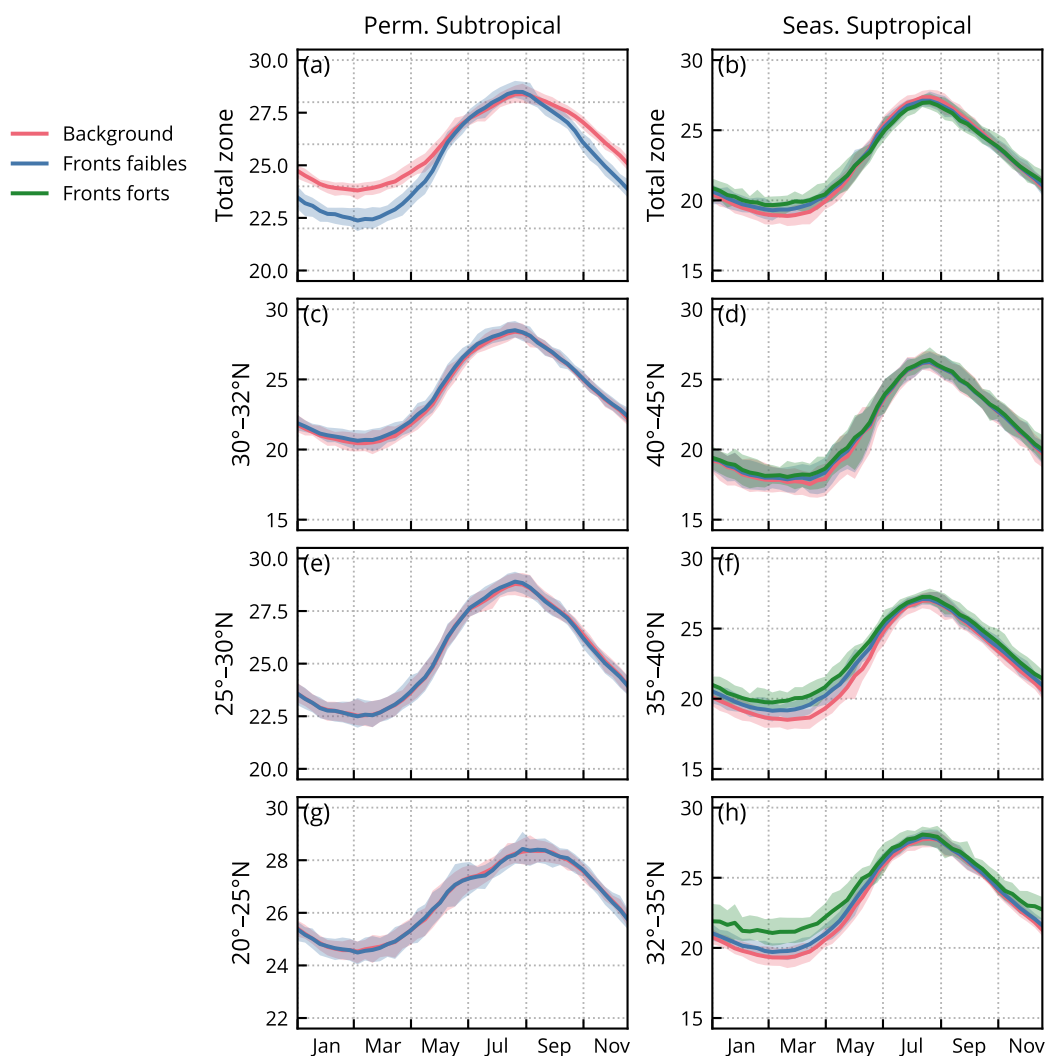


FIGURE III·16 – *Climatologie de la température dans, et hors des fronts.* Valeurs médianes de la température dans les fronts faibles (bleu), les fronts forts (vert), et le background (rouge), pour les biomes subtropicaux permanent (à gauche) et saisonnier (à droite). Les valeurs sont calculées pour le biome entier (a et b), puis par bandes de latitude dans chacun des biomes (c-h). Les lignes pleines représentent la moyenne climatologique, et les enveloppes la déviation standard sur la période 2000–2020.

Chapitre IV

Impact des fronts sur la phénologie

Sommaire

1	Résumé des résultats présentés dans l'article	88
2	Résultats complémentaires	88
2.1	Durée du bloom	88
2.2	Inversion du flux de chaleur	88

Au-delà de provoquer des pics de productivité en remontant des nutriments des eaux profondes, les fronts tendent à restratifier la couche de surface du fait des instabilités de couche de mélange (section 3.5).

1 Résumé des résultats présentés dans l'article

Nous regardons donc la phénologie du biome subpolaire à travers les médianes de chlorophylle-*a* par bande de latitude (fig. III·8). Le bloom printanier se propage à travers le biome, du sud vers le nord. Ainsi il s'amorce début avril autour de 35 °N contre fin juin vers 55 °N.

Pour chacune des bandes latitudinales, nous observons que le démarrage du bloom survient une semaine plus tôt dans les fronts faibles que dans le background (précisément 6.4 ± 1.1 jours plus tôt), et de deux semaines plus tôt dans les fronts forts (13.5 ± 1.5 jours plus tôt) (fig. III·10).

Les dates de démarrage du bloom sur les 20 années de données sont très dispersés, en raison de la nature très intermittente du début du bloom (Keerthi et al. 2021), ce qui la rend difficile à détecter avec précision pour certaines années. En outre, pour de nombreuses années, aucune différence dans le démarrage (ou la durée) du bloom n'a pu être détectée entre les fronts et le background (points alignés sur la diagonale fig. III·10). Néanmoins, des retards de plus d'un mois peuvent survenir.

2 Résultats complémentaires

2.1 Durée du bloom

Nous avons également mesuré la durée du bloom printanier dans les fronts et dans le background (fig. IV·1). Statistiquement, le bloom dure plus longtemps d'une à deux semaines dans les fronts (de 6.6 ± 1.4 jours dans les fronts faibles et 11.7 ± 2.2 jours dans les fronts forts). Néanmoins le résultat est moins clair que pour la date de départ. En effet, si dans la bande 35–40 °N 14 blooms sur 21 (67 %) durent plus longtemps dans les fronts (faibles) que dans le background ; dans la bande 50–55 °N ce nombre tombe à seulement 8 blooms (38 %).

Une augmentation de la durée du bloom dans les fronts peut s'expliquer par l'apport supplémentaire en nutriments par les fronts (Simoes-Sousa et al. 2022).

2.2 Inversion du flux de chaleur

Dans une première tentative d'observation du démarrage du bloom, nous avons tenté d'utiliser l'inversion du flux de chaleur en surface comme référence. Ferrari et al. (2015) avait déjà montré que le démarrage du bloom dans

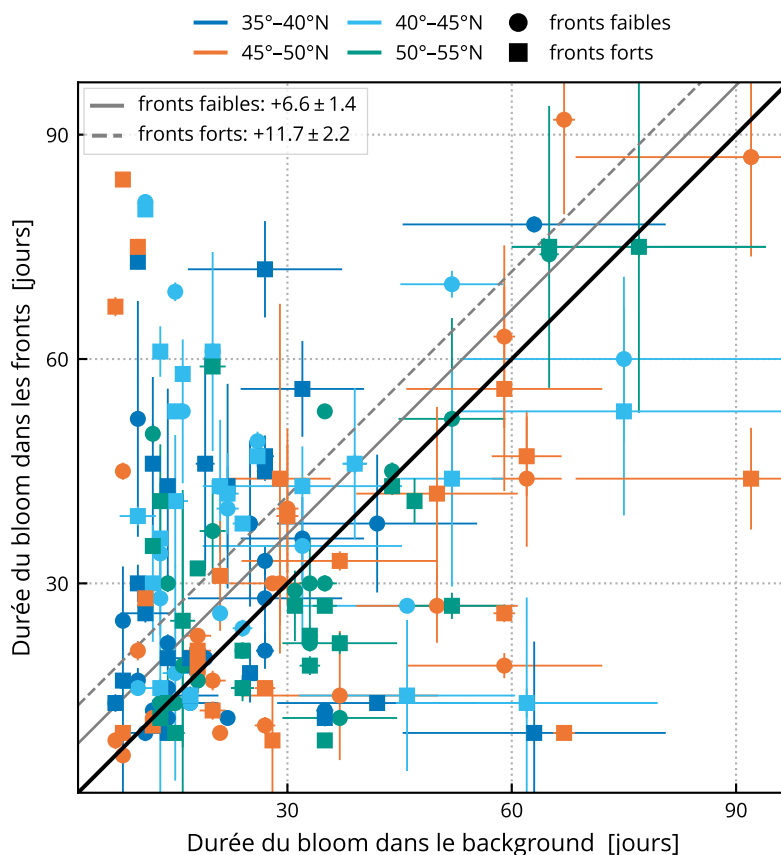


FIGURE IV·1 – *Durée du bloom*. Comparaison de la durée du bloom dans le background (abscisses) et dans les fronts (ordonnées), par intensité des fronts (symboles) et bande de latitude (couleur). La droite $y = x$ est tracée en noir. La distance entre cette dernière et la droite grise pointillée (respectivement tiretée) mesure la différence moyenne entre les fronts faibles (respectivement forts) et le background.

l'Atlantique Nord – repéré à partir de la chlorophylle-*a* satellite (données **MODIS**) – coïncide avec l'inversion du flux de chaleur (de négatif vers positif). Le flux de chaleur, comme pour **Ferrari et al. (2015)**, est extrait de la réanalyse **ECMWF ERA-Interim**. Similairement à cette étude, nous cherchions à regarder la distribution de la dérivée de Chl-*a* par rapport au jour d'inversion du flux de chaleur, et ensuite voir s'il y avait une différence dans ces distributions dans les fronts et dans le background. Afin d'éviter des erreurs dues à la propagation du bloom, nous réalisons ces diagnostics dans des boîtes de $5 \times 5^\circ$. Les résultats obtenus ne présentaient pas de synchronicité significative entre l'inversion du flux de chaleur et la dérivée de Chl-*a* (fig. IV·2).

Dans la méthode finalement retenue, nous nous sommes concentrés sur la différence entre front et background, plutôt que de chercher un point de référence supplémentaire. Nous avons utilisé des bandes de latitudes plutôt

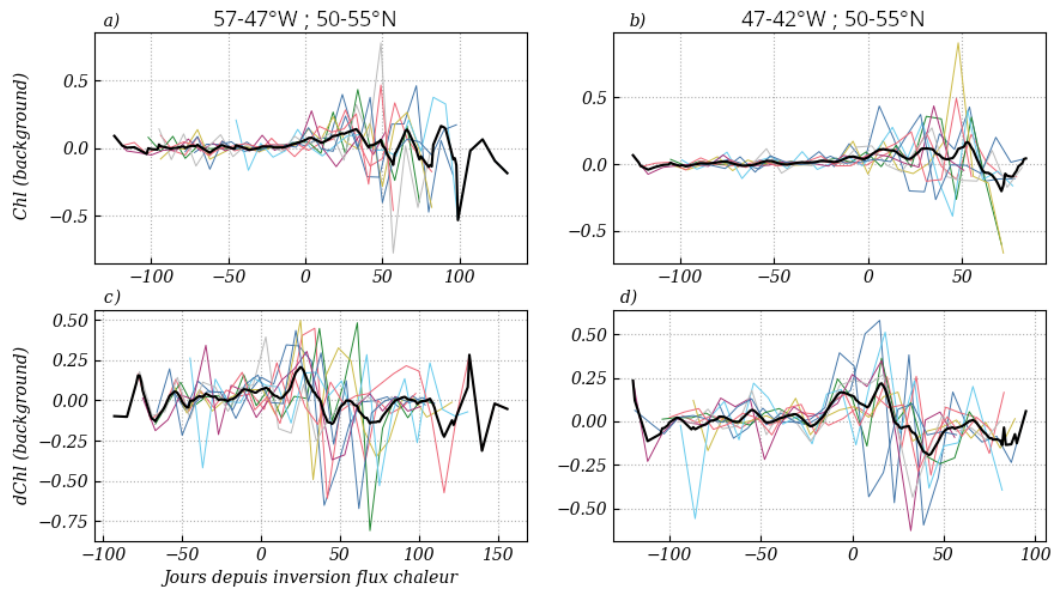


FIGURE IV.2 – Démarrage du bloom à l'inversion du flux de chaleur. La médiane de Chl-*a* (en haut) et sa dérivée (en bas), à partir du jour d'inversion du flux de chaleur, pour deux boîtes à 50–55 °N, 52–47 °W (à gauche) et 50–55 °N, 47–42 °W (à droite). Chaque ligne de couleur représente une année (entre 2006 et 2014), et la ligne épaisse noire la moyenne de toutes ces années.

que des boîtes. Comme nous travaillons sur des données journalières il est possible de manquer de données sur une boîte ce qui affecte négativement les séries temporelles de Chl-*a*. Enfin, nous avons également limité cette étude au biome subpolaire.

Dans l'ensemble, obtenir ces résultats a nécessité de l'exploration, notamment dans le découpage des données. Nous réitérons ici notre remarque sur la difficulté à observer un bloom se propageant de manière lagrangienne, à partir de quantités eulériennes.

Chapitre V

Conclusion

Dans le cadre de cette thèse, grâce à 20 années de données satellites nous avons montré et *quantifié* l'impact des fronts sur la chlorophylle-*a* dans l'Atlantique Nord autour du Gulf Stream, selon la saison et la biorégion concernée. Nous réaffirmons l'augmentation *locale* de la chlorophylle-*a* dans les fronts par rapport à l'environnement avoisinant. Cet excès local est d'autant plus élevé que *l'intensité des fronts* est importante. Il est particulièrement important immédiatement autour du Gulf Stream (60 % en moyenne), ainsi que pendant le bloom printanier (où il atteint 150 %). En revanche, en calculant le surplus de chlorophylle-*a* à *l'échelle de la biorégion* – en donc en comptabilisant la *surface occupée* par les fronts – cette augmentation est moins spectaculaire (inférieure à 5 %). Ce surplus est de valeur comparable pour les fronts de fortes et de faible intensité, ces derniers ayant un impact local moindre mais compensent par une plus importante surface occupée. Dans le biome subpolaire, nous apportons des preuves observationnelles que le *démarrage du bloom* se fait *plus tôt dans les fronts* que dans le reste de la zone – de deux semaines environ. Ce résultat constitue une première observation directe et quantification de ce phénomène. Ces observations de la réponse du phytoplancton aux fronts de fine échelle participent à mieux cerner leur impact global sur les cycles biogéochimiques, et ainsi améliorer nos prédictions face au changement climatique.

Au-delà de ces résultats, nous incrémentons et validons une méthode de détection des fronts dans une zone complexe. En particulier, nous montrons son adéquation à quantifier l'intensité des fronts détectés. En outre, nous reconnaissons que malgré l'importance et les applications potentielles de la détection de fronts, il n'existe pas encore d'outils ou de produits facilitant leur usage scientifique. Sans pour autant fournir une solution définitive à cette lacune, ce travail souligne des objectifs à atteindre et fournit un exemple d'outil facilement réutilisable. Nous avons également pu identifier un certain nombre de difficultés se dressant devant l'établissement de tels outils ou produits.

De multiples algorithmes de détection de fronts existent déjà, cependant leur usage n'est pas forcément trivial. En cause est leur distribution dans des canaux et des langages inadaptés, ou manquant de documentation, et dont on ne peut que souhaiter qu'elle se rapproche des standards et outils aujourd'hui en place dans le milieu de l'open-source. Ces manquements incombent un travail supplémentaire à leur application, pourtant déjà complexe du fait, entre autres, de la nécessité de s'adapter aux caractéristiques régionales (que nous montrons ici), et du large volume de données nécessaire aux évaluations de l'impact des fines échelles.

Si nous avons souligné les difficultés importantes dans la mise à disposition d'outils et produits de détection de fronts, nous notons également leur fort potentiel, et même leur nécessité à la quantification et la compréhension de phénomènes biogéochimiques importants.



Chapitre VI

Perspectives

Sommaire

1	Impact des fronts sur la composition du phytoplancton . . .	94
2	Vers une application à l'échelle globale	95
2.1	Défis techniques	96
2.2	Variations spatiales	96
2.3	Première application : courant de Californie	97
3	Améliorer la méthode	99
3.1	Choix des produits satellitaires	99
3.2	Choix sur la méthode de détection	99
3.3	Tester d'autres méthodes existantes	101

1 Impact des fronts sur la composition du phytoplancton

Les résultats que nous avons présentés se focalisent sur la concentration de chlorophylle-*a* comme indicateur de biomasse. Mais – et nous l’avons souligné en introduction – le phytoplancton regroupe un ensemble d’organismes très variés. Il est légitime de s’attendre à ce que la fine échelle ait un impact différent selon ces types d’organismes. Par là même, les modifications de la composition de la communauté phytoplanctonique peuvent influencer l’export en carbone (Tréguer et al. 2018, Serra-Pompei et al. 2022).

Plusieurs études montrent ainsi que les apports sporadiques de nutriments par les fronts bénéficient en grande partie aux diatomées, dont le taux de croissance peut être important (Allen et al. 2005, Taylor et al. 2012, Tréguer et al. 2018, Hernández-Carrasco et al. 2020). En outre, des interactions biologiques complexes entre les différents groupes de cette communauté, ainsi qu’avec leurs prédateurs (i.e. le zooplancton), modulent encore les effets des fronts (Mangolte et al. 2022).

La compréhension des interactions entre les fines échelles et la composition du phytoplancton présente évidemment la difficulté supplémentaire de disposer d’une quantification de cette composition. Néanmoins, des groupes de phytoplancton utilisent des pigments auxiliaires diagnostiques (c’est-à-dire qui permettent leur identification de manière univoque) potentiellement identifiable par imagerie satellitaire, ce qui motive donc un certain nombre de méthodes visant à inférer leur concentration (Uitz et al. 2006, 2010, 2012, Pan et al. 2010, Organelli et al. 2013, Chase et al. 2013, Chase et al. 2017, Bracher et al. 2015, Xi et al. 2020, 2021).

Le travail présenté ici pourrait ainsi quantifier les impacts des fronts sur la composition du phytoplancton, à une échelle synoptique de la même manière que pour la biomasse. Nous avons réalisé quelques étapes préliminaires dans ce sens, en utilisant la méthode développée par El Hourany et al. (2019) & El Hourany (2019). Succinctement, cette technique s’appuie sur un type de réseau neuronal, les SOMs, entraînées sur des colocalisations entre des mesures satellites (réflectances pour 4 longueurs d’ondes, Chl-*a*, et SST), et des mesures in situ (HPLC). Cette méthode permet l’obtention de cartes synoptiques de la concentration de 9 pigments diagnostiques, que nous associons à 7 groupes fonctionnels (PFT) en suivant des relations empiriques (ann. E, Vidussi et al. 2001, Uitz et al. 2006, Brewin et al. 2010, Hirata et al. 2011)

Self-Organizing Map

Phytoplanktonic Functional Type

Les résultats préliminaires obtenus soulignent des réponses de magnitude différentes selon le type fonctionnel (fig. VI-1). Par exemple dans le biome subtropical permanent, le surplus causé par les fronts suit la même saisonnalité mais avec des amplitudes différentes : les prymnésiphytes ont la réponse la plus importante (5 %), puis les diatomées (4 %), et enfin les procaryotes (1.8 %, fig. VI-1 g2-h2-i2). Dans le biome subpolaire (a2-b2-c2), les procaryotes sont perdants dans les fronts, présentant ici un surplus négatif, contrairement aux

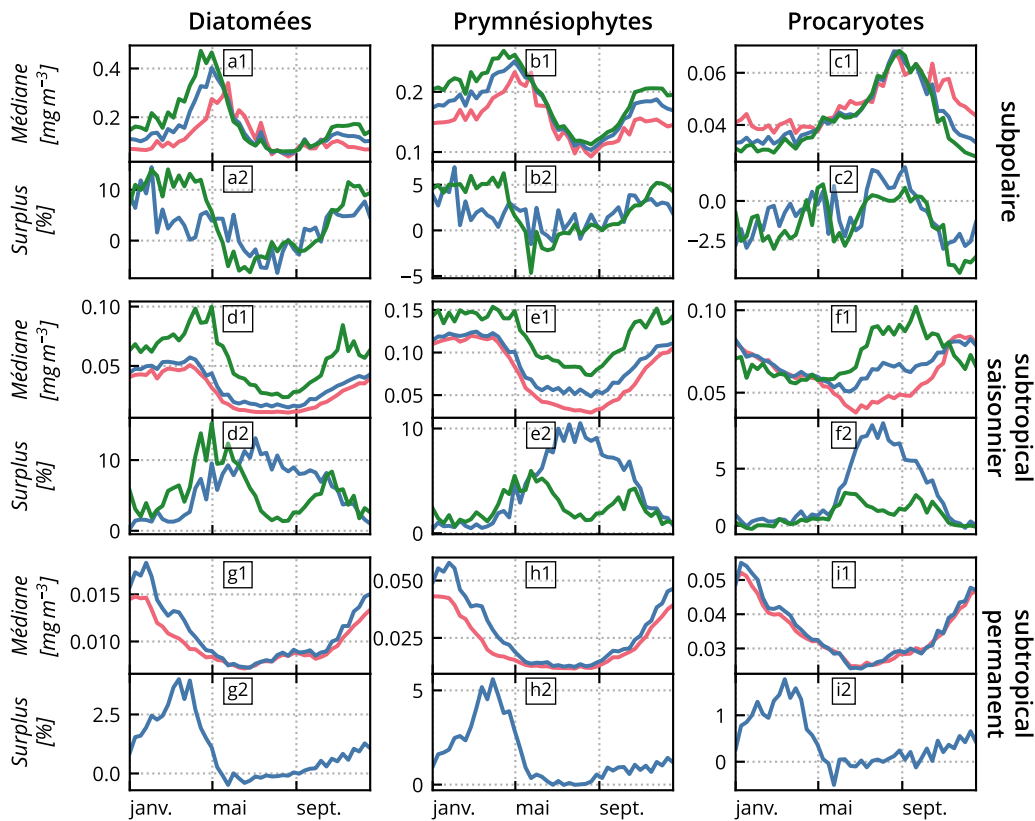


FIGURE VI-1 – *Impact des fronts sur la composition du phytoplancton.* Moyennes climatologiques (2006–2014) des valeurs médiane de concentration (a1–i1) et du surplus (a2–i2) pour trois types fonctionnels (colonnes), pour les trois biomes (lignes), dans le background (rouge), les fronts faibles (bleu), et les fronts forts (vert).

deux autres groupes. On retrouve ici le concept de « gagnants » et « perdants » décrit par Mangolte et al. (2022).

2 Vers une application à l'échelle globale

Dans les chapitres précédents, ainsi que dans l'article publié, nous nous sommes concentrés sur la région de l'Atlantique Nord autour du Gulf Stream. Nous avons ainsi étendu les résultats de Liu & Levine (2016), qui se concentraient sur la seule biorégion de la gyre subtropicale du Pacifique Nord, à deux biomes supplémentaires : un biome oligotrophe avec un mélange profond saisonnier, et un biome subpolaire comprenant un bloom printanier. Cette première étude nous a permis de valider la méthode de détection des fronts et de colocalisation avec la Chl-*a*, et de préciser la trajectoire à adopter dans l'optique d'une quantification de ces mêmes effets à l'échelle globale.

2.1 Défis techniques

Nous avons pu remarquer pendant cette étude un ensemble de défis techniques, dont certains pourraient devenir contraignants dans une étude à l'échelle globale. Ces défis sont essentiellement liés au volume de données conséquent qui serait requis, puisqu'en gardant la même résolution, et donc une grille globale de 4320×8640 pixels, nous multiplierions le volume des données par 40. Les ressources de calcul constitueraient probablement alors le goulot d'étranglement dans l'exploration des résultats.

J'ai tenté, pour l'écriture des différents scripts, de mitiger cet éventuel problème notamment en veillant à permettre l'utilisation des fonctionnalités de **Dask**. Cet outil automatise la parallélisation des calculs, et facilite leur application « out-of-core »¹, accélérant les calculs et limitant les besoins en mémoire. En pratique cependant, son utilisation n'est pas triviale et garantir son bon fonctionnement pour les calculs plus complexes demande une certaine expertise.

2.2 Variations spatiales

Nous avons montré précédemment qu'il existe des différences importantes entre les biorégions de notre zone d'étude, dans la prévalence des fronts selon leur intensité ainsi que dans la réponse du phytoplancton à ces fronts. Des calculs préliminaires du HI à l'échelle globale confirment cette variabilité dans la répartition des fronts (fig. VI-2). Les fronts forts ($HI > 10$) semblent se confiner aux courants de mésoéchelle les plus intenses – les courants de bord ouest que sont le Gulf Stream, le Kuroshio, le courant du Brésil, le courant des Aiguilles, et dans une moindre mesure le courant Est Australien. Les fronts faibles, bien que présents sur une plus grande surface, semblent tout de même survenir dans des zones énergétiques limitées. On notera par exemple les recirculations du Gulf Stream et du Kuroshio, la zone de convergence intertropicale du Pacifique, ou le courant circumpolaire Antarctique.

Toutes ces régions sont susceptibles de présenter une hydrologie unique amenant à des fronts thermiques spécifiques. Si notre méthode capture des fronts d'intensité variable, il n'est pas exclu que l'équivalence entre front forts ($HI > 10$) et fronts permanents (ainsi qu'entre fronts faibles ($5 < HI < 10$) et fronts éphémères) ne puisse être appliquée dans d'autres régions. De même, la normalisation des composantes du HI a été réalisée pour notre région d'étude, et pourrait ne pas s'appliquer aussi bien dans d'autres régions. L'étude de sensibilité que nous avons réalisée indique néanmoins que les résultats – *concernant la distribution de Chl-a dans les fronts* – ne sont pas significativement affectés par les valeurs de ces coefficients. La prochaine étape vers une étude globale apparaît donc être l'application de méthodes présentées dans d'autres régions que l'Atlantique Nord.

1. En séparant les données en sous-parties (quasi-)indépendantes **Dask** permet d'effectuer un calcul sans charger en mémoire la totalité des données d'un coup.

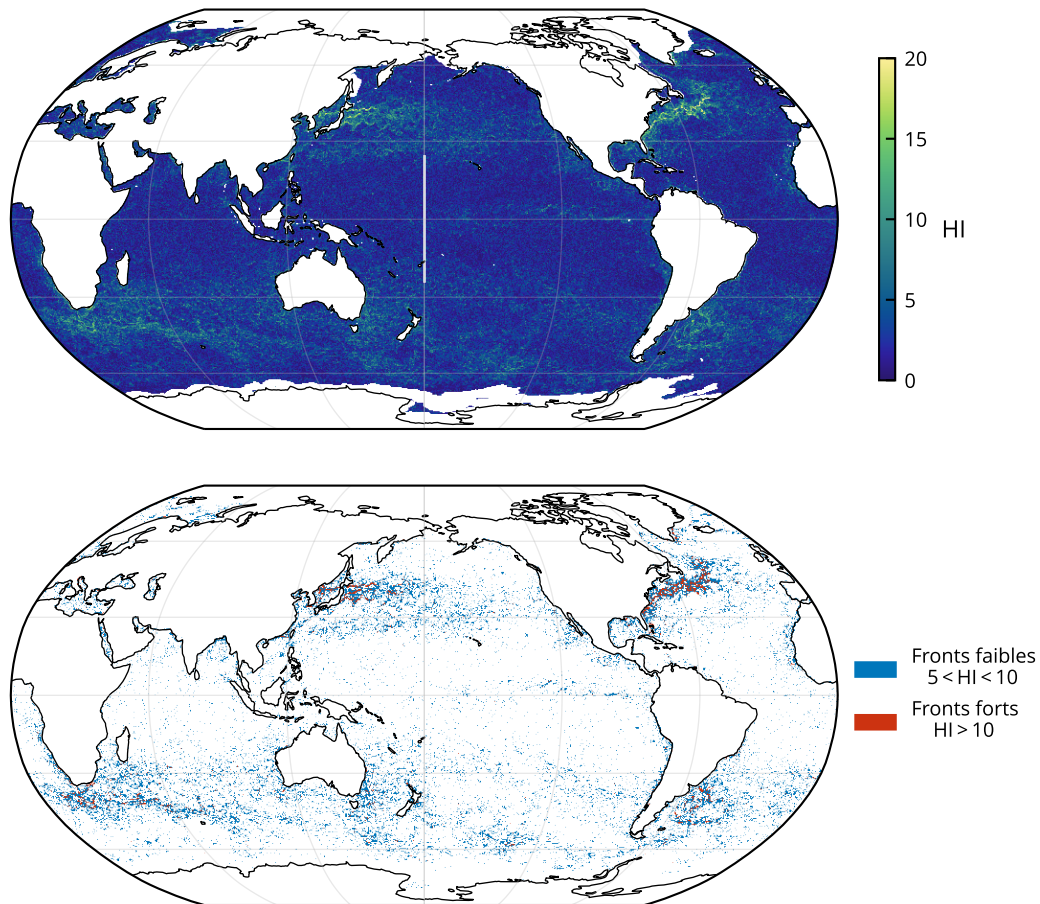


FIGURE VI·2 – Instantané des fronts à l'échelle globale. Le HI est calculé à partir des mêmes données, et avec les mêmes coefficients de normalisations que ceux calculés dans la région du Gulf Stream (le 15 février 2018).

2.3 Première application : courant de Californie

La méthode du HI a d'ores et déjà été appliquée autour du courant de Californie dans le cadre de l'étude de Mangolte et al. (2023) (ann. A), afin de délimiter sur des images de SST les fronts ciblés par un ensemble de campagnes in situ.

Cette étude analyse les données de 8 transects haute résolution (espacement entre 1 et 5 km) ciblant des fronts au large de la côte californienne. Ces transects combinent des données de température et de salinité, ainsi que 24 groupes de bactéries, phytoplancton, et zooplancton, en surface et en profondeur.

Les stations frontales sont identifiés à partir des mesures in situ, et le contexte régional menant à la formation du front est étudié avec des données satellitaires. Les fronts sont aussi repérés sur les images de SST en calculant le HI (taille de fenêtre de 20 km et seuil à 10). Les backward FSLE (calculés

Finite-Size Lyapunov Exponent

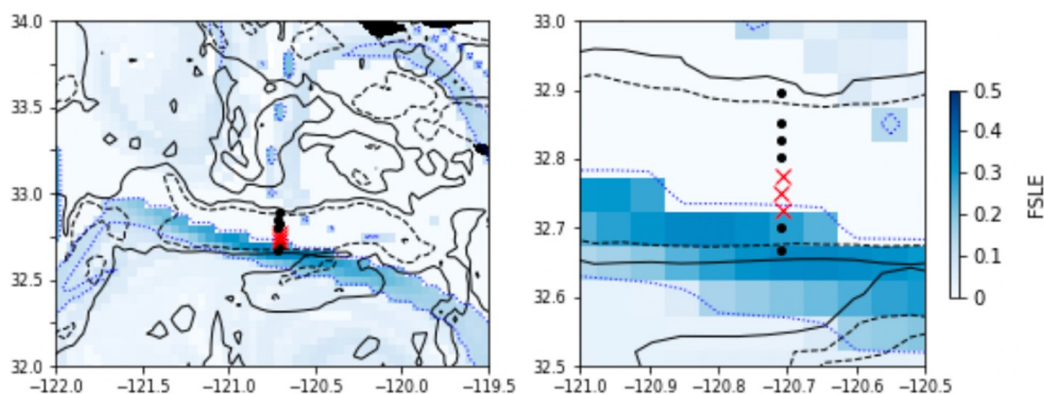


FIGURE VI-3 – Comparaison entre les fronts détectés par les transects *in situ*, le HI, et le FSLE. Carte de FSLE (couleur), avec les contours de HI ($HI = 5$ en trait plein et 10 en pointillés). Les points noirs marquent les stations du transect, et les croix rouges celles identifiées comme frontales par le gradient de densité mesuré *in situ*.

à partir des champs de vitesses géostrophiques dérivés par altimétrie et des courants d'Ekman dérivés du vent) sont utilisés afin de repérer les structures cohérentes liées au mélange horizontal.

Note. Ici le seuil utilisé pour discriminer les fronts est élevé ($HI > 10$), bien qu'il s'agisse de fronts de submésoséchelle éphémères.

Mangolte et al. (2023) montrent que la majorité des fronts échantillonnés comportent un pic élevé de biomasse, en opposition à une simple séparation entre deux populations. Le ciblage de fronts relativement stables et intenses par les campagnes peuvent biaiser ce résultat cependant. Ces pics de biomasse sont généralement moins larges (1–5 km) que les fronts (20–30 km), et sont décalés par rapport au maximum de gradient de densité jusqu'à 10 km, majoritairement du côté froid. Les espèces favorisées constituant les pics sont presque systématiquement les diatomées et pico-grazers, avec néanmoins des variations plus fines à l'échelle du taxon.

Le travail réalisé pour cette étude – bien que cela ne soit pas son objectif premier – constitue un premier effort de validation dans une autre région, et avec des données biologiques *in situ*. L'exploration des données de l'étude révèlent que le HI identifie correctement la position des fronts mais *surestime leur largeur* par rapport aux données *in situ* (fig. VI-3). À l'inverse, les valeurs élevées de FSLE sont décalées par rapport aux fronts *in situ*, les données d'altimétrie et de vent ne permettant pas de représenter complètement la dynamique des fronts.

3 Améliorer la méthode

La méthode de détection des fronts que nous avons utilisée – calculer l’index d’hétérogénéité HI et sélectionner les valeurs supérieures à un seuil – est conditionnée par un certain nombre de variables. Attardons-nous ici sur les variables qu’il serait possible de changer.

La surestimation de la largeur des fronts par le HI, soulevée plus haut suite à l’étude de [Mangolte et al. \(2023\)](#), permet d’exposer deux leviers d’actions. D’une part le choix des produits satellitaires, d’autre part la méthode de calcul du HI et de ses composantes.

3.1 Choix des produits satellitaires

La largeur des fronts pourrait être surestimée avec le HI, simplement du fait de la résolution du produit de SST utilisé ([ESA-CCI / C3S](#), 4 km). Nous l’avons mentionné en présentant les données utilisées, nous utilisons le produit [section 1.1.3](#) au niveau L4, pour lequel les données des capteurs sont interpolées spatialement avec le système [OSTIA](#). Il en résulte un champ de SST de résolution 4 km légèrement lissé par l’interpolation.

*Operational SST and
Sea Ice Analysis*

Les capteurs agrégés pour ce produit permettent cependant une résolution plus élevée (1 km), à laquelle sont distribués les produits mono-capteurs L3. Si ces derniers sont recommandés pour l’étude des structures les plus fines ([Merchant et al. 2019](#)), leur utilisation est cependant accompagnée d’une perte importante de couverture spatiale. Pour éviter de perdre en couverture, il serait nécessaire de détecter les fronts sur la SST de chaque capteur, avant de réunir tous ces résultats. Cette étape supplémentaire a déjà été accomplie dans des situations similaires ([Miller 2009](#), [Nieto et al. 2012](#)), mais une méthode précise resterait à être choisie et implémentée. Par ailleurs, le volume de données à traiter augmenterait, du fait de l’augmentation de la résolution bien entendu, mais aussi pour chaque capteur à traiter individuellement. Enfin, soit le produit de *Chl-a* devrait être de résolution kilométrique, soit les fronts obtenus devraient être sous-échantillonnés pour s’adapter à la résolution plus faible du produit de *Chl-a*.

Un travail est nécessaire sur l’influence sur nos résultats de la résolution et du choix du produit (mono- ou multicapteur, avec ou sans nuages). Il pourrait être réalisé dans une région limitée, afin de mitiger les difficultés évoquées.

3.2 Choix sur la méthode de détection

En second lieu, la largeur des fronts détectés peut être affectée par la méthode utilisée pour calculer les valeurs du HI, ainsi que le seuil à partir duquel on classe un pixel comme « front ».

Assez naturellement, le seuil choisi impacte la surface occupée par les fronts, puisqu’on va classifier plus ou moins de pixels comme frontaux. D’une part, le seuil permet de sélectionner des fronts plus ou moins intenses, les

valeurs du HI étant plus élevées sur les fronts plus marqués. Nous avons ainsi fait la distinction entre fronts faibles, et fronts forts. Mais d'autre part, abaisser le seuil aura également pour effet de sélectionner plus largement autour des fronts. Les valeurs du HI étant (à peu près) les plus élevées au centre du front puis diminue lorsque l'on s'en éloigne. Notre méthode comporte donc un couplage fort entre présence du front, intensité du front, et largeur du front.

Intéressons-nous donc plus en détail à la méthode de calcul des valeurs du HI. En particulier, trois points sont d'intérêt : la taille de la fenêtre glissante, les coefficients de normalisation des composantes (i.e. l'importance relative de chaque composante), et les composantes à inclure. Nous avons démontré l'influence relativement faible sur les distributions de Chl-*a* du choix de la taille de fenêtre et des coefficients de normalisation (section 3.2, fig. III-11), mais nous n'avons pas discuté plus en détail le choix des composantes en soi.

La bimodalité a fait ses preuves à travers son utilisation pour la méthode de Cayula–Cornillon (CC) (voir section 5.1). On utilise ici pour le HI une implémentation plus simple, principalement du fait de la taille de la fenêtre glissante limitant le nombre de pixels disponibles.

Note. Cayula & Cornillon (1992) utilisent des données kilométriques et une fenêtre de taille entre 20 et 30 km.

L'écart-type des valeurs de SST dans la fenêtre est relié au gradient moyen dans cette fenêtre. Le gradient est utilisé avec succès dans d'autres techniques de détection de fronts.

Enfin l'inclusion de l'asymétrie est justifiée par Liu & Levine (2016) par sa capacité à repérer les fins filaments de SST dont la distribution en température serait unimodale et asymétrique. Nous pouvons nous interroger sur la contribution de ces filaments lorsque l'on travaille à des résolutions plus faibles (Liu & Levine utilisent des données kilométriques). En outre, il apparaît que pour nos données et notre région, l'asymétrie montre essentiellement de forte valeurs *autour* des fronts. En effet, en se déplaçant en travers du front, l'asymétrie est maximale de chaque côté du front et de signe opposée, et passe donc par zéro au centre du front, lorsque la fenêtre glissante contient autant de valeurs chaudes que froides (fig. VI-4). L'asymétrie semble donc principalement participer à élargir les fronts.

Nous avons montré l'impact potentiel de la surface de fronts détectés sur les distributions de Chl-*a*. En faisant varier les paramètres (coefficients de normalisation et taille de fenêtre), la surface impactée par les fronts varie légèrement et avec la distribution de Chl-*a* dans les fronts (section 3.2, fig. III-15). Pour une augmentation de la surface des fronts, on observe une diminution des valeurs de Chl-*a*. Il est probable que cela soit le fait d'un élargissement des fronts et donc une sélection de pixels plus éloignés du centre du front, aux valeurs de Chl-*a* plus faible. On assiste ainsi à une sorte de dilution des valeurs de Chl-*a*.

Ce résultat souligne l'impact potentiel des choix dans la méthode sur les qualités des fronts détectés (positionnement, intensité, largeur), et donc sur les

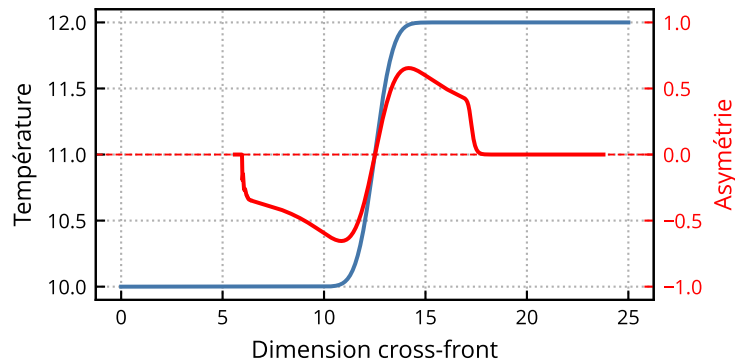


FIGURE VI-4 – *Illustration de l'asymétrie en travers des fronts.* Ici la température (calculée à partir de la fonction d'erreur erf) suit une évolution identique du côté chaud et du côté froid. L'asymétrie passe donc par zéro au point d'inflexion et de gradient maximum.

valeurs de Chl-*a* sélectionnées. Ces couplages pourraient être mieux qualifiés par des études approfondies sur l'influence de chaque composante, de manière individuelle, sur ces qualités.

3.3 Tester d'autres méthodes existantes

Il pourrait être intéressant de se pencher sur des méthodes ne reposant pas sur une variable dont il faudrait prendre le seuil, comme celle de [Cayula & Cornillon \(1995\)](#) par exemple. L'intensité et la largeur des fronts serait ainsi à déterminer de manière indépendante, par des méthodes à définir.

Changer de méthode serait néanmoins loin d'être trivial. Les algorithmes ne sont pas nécessairement distribués tel qu'il est usuel dans le domaine de l'open-source, et/ou pas nécessairement implémenté de manière à permettre une réutilisation facile et pour de grands volumes de données. J'entends en fait ce qui a été fait pour cette thèse, à savoir un dépôt ouvert et communautaire pour le code et la documentation, et une implémentation en Python s'appuyant sur [Xarray](#) et [Dask](#), dont les parties les plus intensives sont écrites en langage compilé². Par exemple, l'algorithme Belkin-O'Reilly est distribué pour R (adapté d'un code IDL), et l'algorithme Cayula-Cornillon en Matlab...

On pourra noter un effort dans cette direction par le projet [JUNO-FDA](#), qui distribue les algorithmes de Canny, [CC](#), et [BOA](#), implémentés en Python. On déplorera néanmoins l'absence de version en langage compilé, et un support seulement partiel pour Xarray (qui simplifierait pourtant le calcul [BOA](#), voir [annexe G](#)).

² le calcul des composantes du HI à proprement parler est fait en Fortran, lancé directement depuis Python

Annexe A – Article : Sub-frontal niches of plankton communities driven by transport and trophic interactions at ocean fronts

Biogeosciences, 20, 3273–3299, 2023
<https://doi.org/10.5194/bg-20-3273-2023>
 © Author(s) 2023. This work is distributed under
 the Creative Commons Attribution 4.0 License.



Biogeosciences  Open Access

Sub-frontal niches of plankton communities driven by transport and trophic interactions at ocean fronts

Inès Mangolte¹, Marina Lévy¹, Clément Haëck¹, and Mark D. Ohman²

¹Laboratoire d'Océanographie et du Climat, Sorbonne Université, Institut Pierre Simon Laplace (LOCEAN, SU/CNRS/IRD/MNHN), 75252 Paris CEDEX 05, France

²Scripps Institution of Oceanography, University of California San Diego, La Jolla, California 92093-0218, United States of America

Correspondence: Inès Mangolte (ines.mangolte@locean.ipsl.fr)

Received: 15 March 2023 – Discussion started: 27 March 2023

Revised: 23 June 2023 – Accepted: 7 July 2023 – Published: 11 August 2023

Abstract. Observations and theory have suggested that ocean fronts are ecological hotspots, associated with higher diversity and biomass across many trophic levels. The hypothesis that these hotspots are driven by frontal nutrient injections is seemingly supported by the frequent observation of opportunistic diatoms at fronts, but the behavior of the rest of the plankton community is largely unknown. Here we investigate the organization of planktonic communities across fronts by analyzing eight high-resolution transects in the California Current Ecosystem containing extensive data for 24 groups of bacteria, phytoplankton, and zooplankton. We find that a distinct frontal plankton community characterized by enhanced biomass of not only diatoms and copepods but many other groups of plankton such as chaetognaths, rhizarians, and appendicularians emerges over most fronts. Importantly, we find spatial variability at a finer scale (typically 1–5 km) than the width of the front itself (typically 10–30 km) with peaks of different plankton taxa at different locations across the width of a front. Our results suggest that multiple processes, including horizontal stirring and biotic interactions, are responsible for creating this fine-scale patchiness.

1 Introduction

Ocean fronts are narrow regions of elevated physical gradients that separate water parcels with different properties (Hoskins, 1982; Pollard and Regier, 1992; Belkin and Helber, 2015). Some fronts are simply boundaries between biogeographical domains with distinct biological communities

(Mousing et al., 2016; Tzortzis et al., 2021; Haberlin et al., 2019) that can overlap and mix in the frontal region (Lévy et al., 2014; Clayton et al., 2014). But many empirical and modeling studies have also pointed out that fronts can be specific “biological hotspots”, attractive to higher predators (Belkin, 2021; Prants, 2022) and often associated with an enhanced local productivity of diatoms (Allen et al., 2005; Ribalet et al., 2010; Taylor et al., 2012; Lévy et al., 2015). Theory has shown that frontogenesis, i.e., the intensification of a surface density gradient, leads to the vertical injection of nutrients into the euphotic zone (Klein and Lapeyre, 2009; Lévy et al., 2012; Mahadevan, 2016). Although this frontal supply of nutrients is generally assumed to propagate up the trophic web, the mechanistic link between nutrient supply and higher trophic levels is still very poorly understood, in large part because of the limited information on the intermediate trophic levels. Some studies have shown that the biomass and the activity of copepods are stimulated over fronts (Thibault et al., 1994; Ashjian et al., 2001; Ohman et al., 2012; Derisio et al., 2014) and that mesozooplankton acoustic backscatter (Powell and Ohman, 2015) and gelatinous zooplankton can aggregate at fronts (Graham et al., 2001; Luo et al., 2014). In addition, modeling studies suggest that the increased nutrient supply can create complex competitive interactions among phytoplankton groups over fronts (Lévy et al., 2014, 2015; Mangolte et al., 2022). Finally, fronts are associated with extremely dynamic horizontal currents that can transport water and their associated plankton communities over large distances (Clayton et al., 2013, 2017; de Verneil et al., 2019). In line with these different mechanisms, Lévy et al. (2018) pro-

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

**Annexe B – Article : Impact of
submesoscale processes on
biogeochemical cycles in a changing ocean**

*Annual Review of Marine Science*

The Impact of Fine-Scale Currents on Biogeochemical Cycles in a Changing Ocean

Marina Lévy,¹ Damien Couespel,² Clément Haëck,¹
M.G. Keerthi,¹ Inès Mangolte,¹
and Channing J. Prend^{3,4}

¹Laboratoire d'Océanographie et du Climat: Expérimentations et Analyses Numériques–Institut Pierre Simon Laplace (LOCEAN-IPSL), Sorbonne Université, Paris, France; email: marina.levy@locean.ipsl.fr

²Norwegian Research Centre (NORCE), Bjerknes Centre for Climate Research, Bergen, Norway

³School of Oceanography, University of Washington, Seattle, Washington, USA

⁴Department of Environmental Science and Engineering, California Institute of Technology, Pasadena, California, USA

Annu. Rev. Mar. Sci. 2024. 16:4.1–4.25

The *Annual Review of Marine Science* is online at marine.annualreviews.org

<https://doi.org/10.1146/annurev-marine-020723-020531>

Copyright © 2024 by the author(s).
All rights reserved

Keywords

mesoscale eddies, submesoscale fronts, eddy fluxes, upscale feedback, primary production, carbon pump, deoxygenation, mean state, climate variability, climate change

Abstract

Fine-scale currents, $O(1\text{--}100\text{ km, days--months})$, are actively involved in the transport and transformation of biogeochemical tracers in the ocean. However, their overall impact on large-scale biogeochemical cycling on the timescale of years remains poorly understood due to the multiscale nature of the problem. Here, we summarize these impacts and critically review current estimates. We examine how eddy fluxes and upscale connections enter into the large-scale balance of biogeochemical tracers. We show that the overall contribution of eddy fluxes to primary production and carbon export may not be as large as it is for oxygen ventilation. We highlight the importance of fine scales to low-frequency natural variability through upscale connections and show that they may also buffer the negative effects of climate change on the functioning of biogeochemical cycles. Significant interdisciplinary efforts are needed to properly account for the cross-scale effects of fine scales on biogeochemical cycles in climate projections.

4.1



Review in Advance first posted on
June 23, 2023. (Changes may
still occur before final publication.)

Annexe C – Submeso-color : extrait de la documentation

1 Arguments

All scripts are written with a command-line use in mind. To change some parameters, command-line arguments are retrieved. As always, things are quite automated. All the magic happens in `lib.get_args()`.

1.1 Usage

Typically a script is written as:

```
import lib

def main(args):
    some computations
    return result

if __name__ == '__main__':
    args = lib.get_args(['region', 'days', 'fixes'])

    main(args)
```

`args` is a dictionary containing arguments name and their values.

1.2 Default arguments

The list of arguments names passed above (`region`, `days`, `fixes`) are from a list of default arguments. Thoses are defined globally in `lib/conf.ini`. This file must be created; it can be copied from `lib/conf_example.ini`. Each default argument should have a name, type, and value. See the example conf file for more details. The default values can be overridden when creating a dataset: see [Datasets](#).

The following arguments go through some processing.

1.2.1 date

`date` is a `YYYY/MM[DD]` format argument. The `/` separator can also be `-`, a space, or nothing. `args['date_str']` is a tuple of the strings of year, month, and

eventually day. `args['date']` stores a datetime object.

1.2.2 fixes

Fixes are supplied as `-fix <matcher> <string>`. They can then be found as a dictionary with the matchers name as keys. See [Fixes](#) below.

1.3 Fixes

Fixes are a important feature of the filefinder package. When [finding datafiles](#), one can “fix” a matcher (part of the filename that vary, the date for daily files for instance) to a certain value. That can be a string (which can be a regex!), or a value. Quick example: we only want the month of may:

```
finder = lib.data.dataset.get_finder()
finder.fix_matchers(m=5)
```

Now, we can do this automatically from the command line by supplying the appropriate argument: `python script.py -fix m 05` (from the command line we can only supply a string, so it must match the date format). This will end up in the `args` dictionary, where it can be passed to `get_finder()` or `get_data()`. So:

```
args = lib.get_args(['fixes'])
ds = lib.data.dataset.get_data(args)
```

‘ds’ will only have data for the month of may. Convenient when testing a script on smaller data.

1.4 Adding other arguments

Other arguments can be retrieved like so:

```
def add_args(parser):
    parser.add_argument('-argument_name', type=int, default=0)

args = lib.get_args(['...'], add_args)
```

1.5 Argument processing

You may have noticed that the function described in [The created functions](#) have the following signature (`args: Dict = None, **kwargs: Any`). Thoses functions process thoses arguments using `lib.data.process_args(args_names, args, replace_defaults=None, **kwargs)`. The idea is that we define the arguments the function **needs** with `args_names`. We then supply both `args` and `kwargs`. From those are only kept the needed arguments. If arguments are missing a default value is used (either defined with `/lib/conf.ini` or `replace_defaults`).

Arguments found in `kwargs` will replace those from `args`. Users should not need to use `lib.data.process_args` directly, argument processing is done automatically on functions defined by [dataset creation](#).

This system is a bit heavy but convenient, as the variable `args` can be passed to all functions regardless of the dataset without worrying about who needs what. And if arguments are missing or must be overwritten, `kwargs` can still be used.

2 Datasets

To access data, I rely on datasets defined in modules in `lib/data`. Each module gives access to one dataset through some functions. As the functions are always (or nearly always) the same, they are automatically defined from user given information found in those module files. The process of creating those functions is documented below.

For examples, the reader is invited to look at existing datasets. Some straightforward ones such as `lib/data/globcolour.py` or `lib/data/ostia.py`, or more complex ones like `lib/data/hists.py`.

2.1 Location

All data files are found in `SMC_DATA_DIR/[Region]/[dataset name / abbreviation]`. The region folder is made to be able to work on different locations at the same time. For now I am personally using 'GS' for 'Gulf-Stream'.

2.2 Module file

To load a dataset in memory, its corresponding python file can be used. It can be found in `lib/data/[module].py`. In those files are defined some basic information about the data. `lib.data.create_dataset()` is then used to automatically create a number of functions that can be used to access the data.

2.2.1 The basic information

Arguments names / Dataset parameters Each dataset can depend on different parameters, set dynamically when calling functions (see [Arguments](#)). The list of argument names used by the dataset must be supplied as a set. Typically:

```
ARGS = {'region', 'days'}
```

ie the region, and the temporal resolution. Datasets are typically available daily, as `n`-days average, or as climatology. Each variation has its own sub-folder of form '1days', '{n}days', 'climato'. For more on the climatology, see [docs/climato.html](#).

The `fixes` and `climato` arguments are automatically added.

Root directory function To create a dataset, we need a function that can return the root directory containing the data (which can depend on those parameters defined above). The function receives the processed arguments (again, see [Arguments](#)). It should return a list of folders names that will be transformed into a path. Example:

```
def ROOT(args):
    root = [lib.root_data, args['region'], 'NAME',
           ↪ lib.data.get_time_folder(args)]
```

`lib.data.get_time_folder` automatically generates the temporal resolution folder name from the `'days'` and `'climatology'` arguments (see paragraph above).

We can do even faster, the example above is the same as:

```
def ROOT(args):
    return lib.data.get_default_directory(args, 'NAME')
```

Pre-regex function Typically, each dataset consists in multiple data files: one per time step, or one per set of parameters for instance. We could loop through files, or use globbing, but this is nowhere near as fun as what we do here. We use the `ackage`. It allows to find in the root directory and its subfolders all files corresponding to a specific filename structure, specified with the pre-regex. See the package readme and documentation to see what are its features, or look through the existing dataset files to see working examples.

To define the pre-regex (the structure of the filenames), as for the root directory, we define a function taking processed arguments. It should return the pre-regex as a string:

```
def PREGEX(args):
    return "%(Y)/DATA_%(Y)%(m)%(d).nc"
```

You can see that the names of the matchers (here `Y`, `m`, and `d`) corresponds to what we are `'fixing'` in [Fixes](#).

2.2.2 The created functions

With the information given above, we can automatically create a number of useful functions, detailed below. All functions take as arguments (`args=None`, `**kwargs`) (see [Argument processing](#)).

get_root This simply returns the directory containing all data.

get_pregex This simply returns the pre-regex string.

get_finder This returns the Finder (object from the filefinder package). This object is in charge of finding files corresponding to our selection.

get_filename This returns a filename for given arguments. Here the arguments correspond to the matchers name: as we define our filename structure with the pre-regex, we must fill in the blanks in it. So for the pre-regex example of above:

```
lib.data.name.get_filename(Y=2007, m=3, d=8)
```

Any matcher that was fixed in the fixes argument does not need to be specified here again.

get_data This returns a dataset created with the files are supplied by the Finder object. Other arguments to the function are supplied by the lib.data.OPEN_MF_KW_DEF dictionary, completed by the argument open_mf_kw of the lib.data.create_dataset and lib.data.<dataset>.get_data functions (see below).

2.2.3 lib.data.create_dataset()

This function automatically populates the module with the functions above. It also returns a namespace containing those functions; this is useful if one desires to have a more specific implementation of one of the functions.

This function also takes a open_mf_kw dictionary argument, its members are passed to xr.open_mfdataset() as keyword arguments. Regarding the preprocess argument, it can be useful to have a preprocessing function that take advantage of the information found in the filename (that can be retrieved by the Finder). To setup such a function, special arguments in the dictionary can be used: preprocess_finder should be a callable that takes in the XArray dataset to process, the corresponding filename, and the finder object, and it should return a XArray dataset. The preprocess_finder_args and preprocess_finder_kwargs members are passed as additional arguments to this callable.

Another argument to open_mf_kw is postprocess_func which is run on the merged dataset. It can automatically rectify some things.

2.3 Metadata on creation

It is useful to know when and how the datafiles originated. To this end, the function lib.setup_metadata can be used. It adds to a dataset various global attributes:

- "created_with": The name of the script, and the machine hostname
- "created_with_args": The args dictionary as a string
- "created_on": The date and time of file creation
- "created_on_commit": The hash of the current commit/HEAD

```
lib.setup_metadata(ds, args)
ds.to_netcdf(ofile, ds)
```

2.4 Zones

We define some static ‘zones’, this dataset is quite special and have its own doc [here](#).

Annexe D – Variables drapeaux sur masque binaire

Dans cette section, je décris succinctement le principe de stockage des variables drapeaux (« flags »), tel que défini par les conventions CF¹. Ayant besoin d'extraire des flags des données de Chlorophylle, et voyant qu'aucune implémentation n'était disponible pour Xarray, j'ai écrit une simple implémentation. Je l'ai ensuite adaptée et soumise au projet CF-Xarray pour qu'elle puisse être réutilisée².

Il est souvent utile voire nécessaire d'accompagner certaines quantités par des informations supplémentaires : pour des données satellites par exemple, la présence de nuages sur le pixel, la qualité de la mesure, ou encore le capteur qui a réalisé la mesure (pour un produit composite). Ces informations sont différentes pour chaque point de mesure, et doivent donc être stockées comme des variables (i.e. des tableaux multi-dimensionnels). Ce type d'information (que nous appellerons drapeaux) peut souvent être représenté de manière très simple : la présence de nuage peut être indiquée par un booléen (un seul bit), la qualité de la mesure est typiquement un petit entier (2 ou 3 bits), etc.

Cependant, du fait de l'architecture des processeurs, les outils informatiques ne permettent généralement pas de manipuler des variables aussi petites. Chaque variable drapeau ne peut être traitée et stockée que sur un octet, au minimum. On gâche alors de l'espace de stockage puisque seuls quelques bits sont utilisés sur les huit.

Plutôt que d'utiliser plusieurs variables drapeaux, l'idée de cette technique est de réunir tous ces drapeaux sur une seule et même variable, en associant à chaque drapeau certains bits de cette variable. Prenons un exemple, nous voulons stocker les informations suivantes : la qualité de la mesure (un entier entre 1 et 3), l'algorithme utilisé pour calculer la Chlorophylle (OC4, OC5, ou CI), la présence de nuages (oui ou non), et la présence de glace de mer (oui ou non). On notera que ces informations sont indépendantes entre elles.

On peut stocker chacune de ces informations de la manière suivante :

- qualité, sur 2 bits entre 01 (bonne) et 11 (mauvaise),
- algorithme, sur 2 bits : 01=OC4, 10=OC5, 11=CI,

1. section 3.5 :

<http://cfconventions.org/Data/cf-conventions/cf-conventions-1.10/cf-conventions.html#flags>

2. <https://github.com/xarray-contrib/cf-xarray/pull/354>

- nuage, sur 1 bit : 0=clair, 1=nuageux,
- glace, sur 1 bit : 0=libre, 1=glace.

On les combine ensuite en une seule variable v stockée sur 8 bits (le minimum nécessaire), en commençant par le bit le moins significatif (le plus à droite ici) : glace, nuage, algorithme, qualité. La représentation binaire de cette variable est donc :

$$v = \overline{00} \overline{q\bar{q}} \overline{a\bar{a}} \overline{n} \overline{g}, \quad (\text{D.1})$$

avec $\overline{q\bar{q}}$ les bits codant la qualité, $\overline{a\bar{a}}$ codant pour l'algorithme, \overline{n} les nuages, et \overline{g} la glace. Par exemple un pixel de valeur 44, dont la représentation binaire est $\overline{00101100}$, indique que la mesure est de qualité moyenne (2), effectuée avec l'algorithme CI, et ne comporte ni nuages, ni glace. Comparé à une approche naïve avec 4 variables séparées, nous avons gagné un facteur 4 en stockage.

Cette variable est facile à calculer à partir des valeurs des drapeaux que l'on veut encoder. Il suffit d'additionner les drapeaux entre eux, dont on aura décalé les bits vers la gauche un nombre de fois approprié. Une fois cette variable créée, les drapeaux individuels sont récupérés simplement en appliquant un masque binaire, ce qui correspond à une opération "et" bit à bit (« bitwise AND », notée & pour NumPy). Ce sont toutes des opérations élémentaires facilement applicables à tout un tableau. Par exemple pour récupérer la valeur de qualité d'un pixel on fera l'opération : $v \& 48 (\overline{00110000})$. La valeur récupérée est encore décalée sur la gauche, ici de 4 bits (i.e. multipliée par 8), mais dans la convention CF la signification des valeurs est stockée décalée, on aura donc directement 16 : qualité 1, 32 : qualité 2, 48 : qualité 3. La valeur du masque binaire est aussi stockée. Ainsi, pour l'exemple ci-dessus, il nous faudra définir les attributs suivants pour la variable v :

flag_masks	1b	2b	12b	12b	12b	48b	48b	48b
flag_values	1b	2b	4b	8b	12b	16b	32b	48b
flag_meanings			OC4	OC5	CI	1	2	3
		<i>nuage</i>		<i>glace</i>		algorithmes		qualité

Note. Si tous les drapeaux sont des booléens (et donc encodés sur un seul bit), l'attribut `flag_values` peut être omis, à l'inverse si tous les drapeaux sont mutuellement exclusifs (par ex. on ne stocke *que* la qualité des pixels) l'attribut `flag_masks` peut être omis.

Note. Pour les drapeaux autres que booléens, on fait ici commencer les valeurs à 1, comme dans les exemples donnés par la convention CF. Cela permet réserver la valeur 0 comme erreur ou valeur non-définie par exemple. Ce n'est pas une obligation.

Suit ici l'implémentation de l'extraction des drapeaux pour CF-Xarray plus en détail³. J'ai adapté une fonction déjà présente dans le module qui ne fonctionnait que pour des drapeaux tous mutuellement exclusifs.

```
def create_flag_dict(da) -> Mapping[Hashable, Sequence]:
    """Return possible flag meanings and associated bitmask/values.

    The mapping values are a tuple containing a bitmask and a value.
    Either can be None.
    If only a bitmask: Independent flags.
    If only a value: Mutually exclusive flags.
    If both: Mix of independent and mutually exclusive flags.
    """
    if not da.cf.is_flag_variable:
        raise ValueError(
            "Comparisons are only supported for DataArrays that represent "
            "CF flag variables .attrs must contain 'flag_meanings' and "
            "'flag_values' or 'flag_masks'."
        )

    flag_meanings = da.attrs["flag_meanings"].split(" ")
    n_flag = len(flag_meanings)

    flag_values = da.attrs.get("flag_values", [None for _ in range(n_flag)])
    flag_masks = da.attrs.get("flag_masks", [None for _ in range(n_flag)])

    if not (n_flag == len(flag_values) == len(flag_masks)):
        raise IndexError("Not as many flag meanings as values or masks.")

    return dict(zip(flag_meanings, zip(flag_masks, flag_values)))
```

Je définis quelques méthodes supplémentaires à une classe d'Accessor, ce qui les rendra accessibles aux objets Xarray concernés (i.e. des variables xarray.DataArray contenant les drapeaux à extraire) :

```
@xr.register_dataarray_accessor("cf")
class CFDataArrayAccessor(CFAccessor):
    ...
```

D'abord, je définis une propriété qui servira de point d'accès publique pour les drapeaux :

```
@property
def flags(self) -> Dataset:
    """Dataset containing boolean masks of available flags."""
    return self._extract_flags()
```

Ainsi, pour une variable da et en reprenant l'exemple ci-dessus, on peut accéder par exemple aux pixels nuageux avec da.cf.flags.nuage, ou ceux obtenus

3. Il s'agit ici d'une version un peu plus claire que celle soumise au projet. Elle est fonctionnellement identique, et sera incorporée plus tard dans le projet, d'autres corrections étant de toute façon requises.

avec l’algorithme CI da.cf.flags.CI. Il s’agit d’un simple wrapper autour d’une fonction plus compliquée :

```
def _extract_flags(
    self, flags: Sequence[str] | None = None
) -> DataArray | Dataset:
    """Return dataset of boolean mask(s) corresponding to 'flags'.
```

Parameters

```
-----
flags: Sequence[str]
    Flags to extract. If empty (string or list),
    return all flags in 'flag_meanings'.
```

```
"""
flag_dict = create_flag_dict(self._obj)
```

On récupère un dictionnaire qui contient pour chacune des significations de drapeau, la valeur associée et la valeur du masque binaire, ce qui correspond en fait à une colonne du tableau plus haut.

On ne garde que les drapeaux qui sont à extraire (par défaut, tous) :

```
if flags is None or len(flags) == 0:
    flags = flag_dict.keys()
else:
    for f in flags:
        if f not in flag_dict:
            raise ValueError(
                f"Flag meaning {f!r} is not "
                f"in known meanings {list(flag_dict.keys())!r}"
            )
    flag_dict = {f: flag_dict[f] for f in flags}
```

On vérifie si l’on est dans un cas simplifié. Si tous les drapeaux sont mutuellement exclusifs, pas besoin d’appliquer de masque binaire ; si tous les drapeaux sont indépendants, pas besoin de faire une comparaison après l’application du masque.

```
all_mutually_excl = False
all_indep = False
for flag, (mask, value) in flag_dict.items():
    if mask is None:
        all_mutually_excl = True
        break
    if value is None:
        all_indep = True
        break
```

Si tous sont mutuellement exclusifs, il suffit d’appliquer une comparaison :

```
out = {} # Output arrays
if all_mutually_excl:
    for f, (_, value) in flag_dict.items():
```

```
out[f] = self._obj == value
```

Sinon, on doit appliquer un masque binaire. On le fait en une seule opération pour tous les drapeaux. Ensuite, on convertit en booléen soit par comparaison avec la valeur appropriée soit par simple conversion :

```
else:
    # We cast both masks and flag variable as integers to make the
    # bitwise comparison. We could probably restrict the integer size
    # but it's difficult to make it safely for mixed type flags.
    masks = [m for m, _ in flag_dict.values()]
    values = [v for _, v in flag_dict.values()]
    bit_mask = DataArray(masks, dims=["_mask"]).astype("i")
    x = self._obj.astype("i")
    bit_comp = x & bit_mask # Bitwise AND

    for i, (flag, value) in enumerate(zip(flags, values)):
        b = bit_comp.isel(_mask=i)
        if all_indep:
            out[f] = b.astype(bool)
        else: # ie value should not be None
            out[f] = b == value
```

Il ne reste plus qu'à retourner l'ensemble des drapeaux :

```
return Dataset(out)
```

Cette implémentation, bien que fonctionnelle (une série de tests est définie) laisse encore de la place pour des améliorations. Elle redéfinit un dataset à chaque appel, sans cache. Le nombre d'opération est relativement faible, mais il pourrait être souhaitable que ces dernières ne soient néanmoins appelées qu'une seule fois. À l'inverse, l'utilisateur pourrait vouloir contrôler les objets en mémoire, notamment au vu de leur importance dans des calculs de grands volumes de données avec *Dask*. Une fonction de type « getter » serait appropriée.

Par ailleurs, on ne récupère que des significations individuelles. Il pourrait être intéressant de pouvoir extraire un ensemble de drapeaux mutuellement exclusifs. Par exemple, on voudrait pouvoir récupérer toutes les valeurs de qualité, ou d'algorithme utilisé (plutôt que seulement les pixels correspondant à *un* algorithme, ou *une* valeur de qualité).

Enfin, la documentation de cette nouvelle fonctionnalité n'a pas encore été rédigée.

Annexe E – Conversion des pigments diagnostiques en proportion de PFT

Conversion des concentrations de pigments diagnostiques (DP) en proportion de groupes fonctionnels et groupes de tailles, d'après Hirata et al. (2011), Brewin et al. (2010) & Uitz et al. (2006).

Groupes	Formule
Microplancton	$1.41 (\text{Fuco} + \text{Perid}) / \Sigma\text{DP}$
Diatomées	$1.41 \text{Fuco} / \Sigma\text{DP}$
Dinoflagellées	$1.41 \text{Perid} / \Sigma\text{DP}$
Nanoplancton	$(1.27 X \text{Hex} + 1.01 \text{Chl-}b + 0.35 \text{But} + 0.60 \text{Allo}) / \Sigma\text{DP}$
Algues vertes	$1.01 \text{Chl-}b / \Sigma\text{DP}$
Prymnésiophytes	Nanoplancton – Algues vertes
Picoplancton	$(0.86 \text{Zea} + 1.27 Y \text{Hex}) / \Sigma\text{DP}$
Procaryotes	$0.86 \text{Zea} / \Sigma\text{DP}$
Pico-eucaryotes	Picoplancton – Procaryotes
Prochlorococcus	$0.74 \text{Dvchl-}a / \text{Chl-}a$

- Fuco : Fucoxanthine, Perid : Périidine, Hex : 19-Hexanoyloxyfucoxanthine, But : 19-Butanoyloxyfucoxanthine, Allo : Alloxanthine, Zea : Zeaxanthine, Dvchl-*a* : Divinyl Chlorophylle-*a*.
- $\Sigma\text{DP} = 1.41\text{Fuco} + 1.41\text{Perid} + 1.27\text{Hex} + 0.35\text{But} + 0.60\text{Allo} + 1.01\text{Chl-}b + 0.86\text{Zea}$.
- X évolue avec la concentration de Chl-*a*, il vaut 1 quand $\text{Chl} = 0.08 \text{ mg m}^{-3}$ et diminue linéairement jusqu'à 0 pour une concentration de 0.01 mg m^{-3} . X est constant en dehors de ces bornes. $Y = 1 - X$.

Annexe F – Bilan carbone de la thèse

Dans cette section, j'estime le coût carbone engendré par mon travail de thèse. Commençons par les voyages professionnels, typiquement un grand poste émetteur personnel dans les carrières scientifiques.

Le premier est un aller-retour Paris–Venise, en avion, pour assister à la 7^e conférence LAPCOD (Lagrangian Analysis and Prediction of Coastal and Ocean Dynamics). Réalisé pendant mon stage de master, je n'étais alors que peu sensibilisé à ces questions. Avec plus de prévoyance, il aurait pu être effectué en train. Ce trajet comptabilise 266 ± 27 kg CO₂ (sans compter les traînées) selon l'outil GES 1point5, développé par le collectif *Labos 1point5* (Mariette et al. 2022). En train, ce trajet aurait coûté 55 ± 24 kg CO₂.

Le second trajet est un aller-retour Paris–Vienne, en train, pour assister l'assemblée générale 2022 de l'EGU. Selon le même outil, ce trajet a comptabilisé 75 ± 33 kg CO₂. En avion il aurait coûté 230 kg CO₂. Je dois ici remercier les collègues chercheurs et le personnel administratif du laboratoire ayant rendu ce trajet quelque peu aventureux en train, possible et agréable.

J'estime – toujours avec GES 1point5 – mes trajets domicile-travail effectués (le plus généralement) en bus et métro à 162 ± 96 kg CO₂ par an. Ce coût est en dessous de celui préconisé pour respecter les accords de Paris (0.3 t CO₂ selon Dugast et al. 2019). Enfin les 5 repas journaliers (végétariens), pris au self du personnel, et les très nécessaires tasses de café et thé sont estimés à 420 kg CO₂ annuels par l'outil *Nos Gestes Climat*.

Je comptabilise également les coûts communs liés au fonctionnement du laboratoire (consommation énergétique, entretien bâtiment, mails,...) qui ont été estimés par le groupe Climaction-LOCEAN pour l'année 2018¹. Individuellement, cela représente environ 1 tCO₂ annuelle.

Concernant l'informatique, nous n'avons pas réalisé d'achats de matériel. La majorité des calculs sont réalisés sur au mésocentre de l'IPSL, et où les données sont également stockées ($\lesssim 1$ To). Ces calculs sont pour leur vaste majorité de nombreux processus courts (quelques minutes à quelques heures), qui utilisent peu de ressources (un seul processeur et quelques Go de mémoire vive) mais peuvent néanmoins fonctionner en parallèle.

L'empreinte carbone associée au calcul intensif au sein du laboratoire ou de l'IPSL n'a pas encore été établie, la méthodologie restant à être définie

1. <https://climactions.ipsl.fr/groupe-de-travail/locean-climactions/>

TABLE F.1 – Récapitulatif du bilan carbone

Objet	Coût (kg CO ₂)	
	par an	total
LAPCOD (Venise)		266
EGU (Vienne)		75
		} Voyages : 341 kg CO ₂
Calcul intensif	50	200
Domicile-travail	162	648
Alimentation	420	1680
Fonctionnement	1000	4000
Total		6869

(une tâche ardue compte tenu de la complexité de ces structures de calcul partagées). On peut néanmoins estimer grossièrement le coût carbone des calculs effectués avec l'outil green-algorithms.org. On choisit les paramètres pour un hypothétique calcul intégral (des 20 années de données satellites d'entrée aux figures de résultats) comme suit :

- un CPU AMD EPYC 7343 (au plus proche du modèle utilisé au méso-centre),
- 8 cœurs : les calculs tournant typiquement en parallèle sur quelques cœurs,
- 32 Go de mémoire,
- une plateforme cloud située en France,
- un temps d'exécution de 16 heures, normalement largement suffisant.

L'outil estime alors une consommation électrique de 2.70 kWh, équivalente à une empreinte de 139 g CO₂. Prenons une fois encore une valeur (très) haute et considérons que ce calcul serait répété tous les jours dans son intégralité, on obtiendrait une empreinte de 50 kg CO₂ par an. Cette estimation ne tient pas compte du stockage des données satellites d'entrée, ou de leur téléchargement depuis le CMEMS. On notera surtout l'influence de la localisation des machines de calcul, l'empreinte du même calcul atteignant 625 g CO₂ aux Royaume-Unis, 1.1 kg CO₂ aux États-Unis, et 2.3 kg CO₂ en Australie (soit 16 fois l'empreinte en France).

Nous obtenons donc finalement une empreinte totale de 6.8 tCO₂, étalée sur 4 années soit 1.7 tCO₂ par an.

Annexe G – Implémentation Belkin–O’Reilly

J’ai collaboré succinctement pendant ma thèse avec un étudiant en visite au laboratoire, qui cherchait à implémenter l’algorithme de [Belkin & O’Reilly \(2009\)](#) en Python. Nous étions parvenus au code ci-dessous pour effectuer le filtrage (avant de calculer la norme du gradient ou d’appliquer l’opérateur de Sobel). L’utilisation de [Xarray](#) permet d’éviter quasiment toutes les boucles sur les pixels, si coûteuses quand faites directement en Python.

```
import numpy as np
from xarray import DataArray

def flag_n(da: DataArray, n: int):
    window_size = {name: n for name in ['lat', 'lon']}
    roll = da.rolling(window_size, center=True)

    peak_min = roll.min()
    peak_max = roll.max()

    flag = (peak_min == da) | (peak_max == da)

    return flag

def boa(da: DataArray):
    f5 = flag_n(da, 5)
    f3 = flag_n(da, 3)
    to_filter = f3 * ~f5
    filtered = da.copy()
    idx = np.where(to_filter)

    for it, ix, iy in zip(*idx):
        window = da[it, ix-1:ix+2, iy-1:iy+2]
        filtered[it, ix, iy] = np.nanmedian(window)

    return filtered
```

Bibliographie

- Abraham 1998** : Abraham E. R. « The Generation of Plankton Patchiness by Turbulent Stirring ». In : *Nature* 391.6667 (fév. 1998), p. 577-580. DOI : [10.1038/35361](https://doi.org/10.1038/35361).
- Allen et al. 2005** : Allen J. T., Brown L., Sanders R., Mark Moore C., Mustard A., Fielding S. et al. « Diatom Carbon Export Enhanced by Silicate Upwelling in the Northeast Atlantic ». In : *Nature* 437.7059 (sept. 2005), p. 728-732. DOI : [10.1038/nature03948](https://doi.org/10.1038/nature03948).
- Bailey & Werdell 2006** : Bailey S. W., Werdell P. J. « A Multi-Sensor Approach for the on-Orbit Validation of Ocean Color Satellite Data Products ». In : *Remote Sens. Environ.* 102.1 (30 mai 2006), p. 12-23. DOI : [10.1016/j.rse.2006.01.015](https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.01.015).
- Balwada et al. 2021** : Balwada D., Xiao Q., Smith S., Abernathey R., Gray A. R. « Vertical Fluxes Conditioned on Vorticity and Strain Reveal Submesoscale Ventilation ». In : *J. Phys. Oceanogr.* (10 juin 2021). DOI : [10.1175/JPO-D-21-0016.1](https://doi.org/10.1175/JPO-D-21-0016.1).
- Balwada et al. 2022** : Balwada D., Xie J.-H., Marino R., Feraco F. « Direct Observational Evidence of an Oceanic Dual Kinetic Energy Cascade and Its Seasonality ». In : *Sci. Adv.* 8.41 (14 oct. 2022), eabq2566. DOI : [10.1126/sciadv.abq2566](https://doi.org/10.1126/sciadv.abq2566).
- Barceló-Llull et al. 2021** : Barceló-Llull B., Pascual A., Sánchez-Román A., Cutolo E., d'Ovidio F., Fifani G. et al. « Fine-Scale Ocean Currents Derived From in Situ Observations in Anticipation of the Upcoming SWOT Altimetric Mission ». In : *Front. Mar. Sci.* 8 (2021). DOI : [10.3389/fmars.2021.679844](https://doi.org/10.3389/fmars.2021.679844).
- Barranco-López et al. 1995** : Barranco-López V., Luque-Escamilla P., Martínez-Aroza J., Román-Roldán R. « Entropic Texture-Edge Detection for Image Segmentation ». In : *Electron. Lett.* 31.11 (25 mai 1995), p. 867-869. DOI : [10.1049/el:19950598](https://doi.org/10.1049/el:19950598).
- Behrenfeld et al. 2015** : Behrenfeld M. J., O'Malley R. T., Boss E. S., Westberry T. K., Graff J. R., Halsey K. H. et al. « Revaluating Ocean Warming Impacts

- on Global Phytoplankton ». In : *Nat. Clim. Change* 6 (26 oct. 2015), p. 323. DOI : [10.1038/nclimate2838](https://doi.org/10.1038/nclimate2838).
- Belkin 2021** : Belkin I. M. « Remote Sensing of Ocean Fronts in Marine Ecology and Fisheries ». In : *Remote Sensing* 13.5 (27 fév. 2021), p. 883. DOI : [10.3390/rs13050883](https://doi.org/10.3390/rs13050883).
- Belkin & Cornillon 2007** : Belkin I. M., Cornillon P. C. *Fronts in the World Ocean's Large Marine Ecosystems*. ICES CM 2007/D:21. International Council for the Exploration of the Sea, 2007. URL : <https://www.ices.dk/sites/pub/CM%20Documents/CM-2007/D/D2107.pdf>.
- Belkin & O'Reilly 2009** : Belkin I. M., O'Reilly J. E. « An Algorithm for Oceanic Front Detection in Chlorophyll and SST Satellite Imagery ». In : *J. Marine Syst.* 78.3 (oct. 2009), p. 319-326. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2008.11.018](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.11.018).
- Belkin et al. 2009** : Belkin I. M., Cornillon P. C., Sherman K. « Fronts in Large Marine Ecosystems ». In : *Prog. Oceanogr.* 81.1-4 (avr. 2009), p. 223-236. DOI : [10.1016/j.pocean.2009.04.015](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.04.015).
- Boccaletti et al. 2007** : Boccaletti G., Ferrari R., Fox-Kemper B. « Mixed Layer Instabilities and Restratification ». In : *J. Phys. Oceanogr.* 37.9 (1^{er} sept. 2007), p. 2228-2250. DOI : [10.1175/jpo3101.1](https://doi.org/10.1175/jpo3101.1).
- Bock et al. 2022** : Bock N., Cornec M., Claustre H., Duhamel S. « Biogeographical Classification of the Global Ocean from BGC-Argo Floats ». In : *Global Biogeochem. Cy.* 36.6 (juin 2022), e2021GB007233. DOI : [10.1029/2021GB007233](https://doi.org/10.1029/2021GB007233).
- Bontempi & Yoder 2004** : Bontempi P., Yoder J. « Spatial Variability in SeaWiFS Imagery of the South Atlantic Bight as Evidenced by Gradients (Fronts) in Chlorophyll a and Water-Leaving Radiance ». In : *Deep Sea Res. Part II: Topical Studies Oceanogr.* 51.10-11 (mai 2004), p. 1019-1032. DOI : [10.1016/S0967-0645\(04\)00098-0](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(04)00098-0).
- Bopp et al. 2013** : Bopp L., Resplandy L., Orr J. C., Doney S. C., Dunne J. P., Gehlen M. et al. « Multiple Stressors of Ocean Ecosystems in the 21st Century: Projections with CMIP5 Models ». In : *Biogeosciences* 10.10 (2 oct. 2013), p. 6225-6245. DOI : [10.5194/bg-10-6225-2013](https://doi.org/10.5194/bg-10-6225-2013).
- Bork et al. 2015** : Bork P., Bowler C., De Vargas C., Gorsky G., Karsenti E., Wincker P. « Tara Oceans Studies Plankton at Planetary Scale ». In : *Science* 348.6237 (22 mai 2015), p. 873-873. DOI : [10.1126/science.aac5605](https://doi.org/10.1126/science.aac5605).
- Bracher et al. 2015** : Bracher A., Taylor M. H., Taylor B., Dinter T., Röttgers R., Steinmetz F. « Using Empirical Orthogonal Functions Derived from Remote-Sensing Reflectance for the Prediction of Phytoplankton Pigment Concentrations ». In : *Ocean Sci.* 11.1 (3 fév. 2015), p. 139-158. DOI : [10.5194/os-11-139-2015](https://doi.org/10.5194/os-11-139-2015).
- Brewin et al. 2015** : Brewin R. J. W., Sathyendranath S., Müller D., Brockmann C., Deschamps P.-Y., Devred E. et al. « The Ocean Colour Climate Change Initiative : III. A Round-Robin Comparison on in-Water Bio-Optical Algorithms ». In : *Remote Sens. Environ.* 162 (1^{er} juin 2015), p. 271-294. DOI : [10.1016/j.rse.2013.09.016](https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.09.016).

- Brewin et al. 2010** : Brewin R. J., Sathyendranath S., Hirata T., Lavender S. J., Barciela R. M., Hardman-Mountford N. J. « A Three-Component Model of Phytoplankton Size Class for the Atlantic Ocean ». In : *Ecol. Model.* 221.11 (juin 2010), p. 1472-1483. DOI : [10.1016/j.ecolmodel.2010.02.014](https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2010.02.014).
- Buckingham et al. 2016** : Buckingham C. E., Naveira Garabato A. C., Thompson A. F., Brannigan L., Lazar A., Marshall D. P. et al. « Seasonality of Submesoscale Flows in the Ocean Surface Boundary Layer ». In : *Geophys. Res. Lett.* 43.5 (2016), p. 2118-2126. DOI : [10.1002/2016GL068009](https://doi.org/10.1002/2016GL068009).
- Calil et al. 2011** : Calil P. H. R., Doney S. C., Yumimoto K., Eguchi K., Takemura T. « Episodic Upwelling and Dust Deposition as Bloom Triggers in Low-Nutrient, Low-Chlorophyll Regions ». In : *J. Geophys. Res.* 116.C6 (30 juin 2011), p. C6030. DOI : [10.1029/2010JC006704](https://doi.org/10.1029/2010JC006704).
- Callies et al. 2015** : Callies J., Ferrari R., Klymak J. M., Gula J. « Seasonality in Submesoscale Turbulence ». In : *Nat. Commun.* 6.1 (nov. 2015), p. 6862. DOI : [10.1038/ncomms7862](https://doi.org/10.1038/ncomms7862).
- Canny 1986** : Canny J. « A Computational Approach to Edge Detection ». In : *IEEE T. Pattern Anal. Mach. Intell.* PAMI-8.6 (nov. 1986), p. 679-698. DOI : [10.1109/TPAMI.1986.4767851](https://doi.org/10.1109/TPAMI.1986.4767851).
- Capet et al. 2016** : Capet X., Rouillet G., Klein P., Maze G. « Intensification of Upper-Ocean Submesoscale Turbulence through Charney Baroclinic Instability ». In : *J. Phys. Oceanogr.* 46.11 (1^{er} nov. 2016), p. 3365-3384. DOI : [10.1175/JPO-D-16-0050.1](https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0050.1).
- Cayula & Cornillon 1992** : Cayula J.-F., Cornillon P. « Edge Detection Algorithm for SST Images ». In : *J. Atmos. Oceanic Tech.* 9.1 (1^{er} fév. 1992), p. 67-80. DOI : [10.1175/1520-0426\(1992\)009<0067:edafsi>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1992)009<0067:edafsi>2.0.co;2).
- Cayula & Cornillon 1995** : Cayula J.-F., Cornillon P. « Multi-Image Edge Detection for SST Images ». In : *J. Atmos. Oceanic Tech.* 12.4 (1^{er} août 1995), p. 821-829. DOI : [10.1175/1520-0426\(1995\)012<0821:miedfs>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1995)012<0821:miedfs>2.0.co;2).
- Chabert et al. 2021** : Chabert P., d'Ovidio F., Echevin V., Stukel M. R., Ohman M. D. « Cross-Shore Flow and Implications for Carbon Export in the California Current Ecosystem : A Lagrangian Analysis ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 126.2 (2021), e2020JCO16611. DOI : [10.1029/2020JCO16611](https://doi.org/10.1029/2020JCO16611).
- Chase et al. 2017** : Chase A. P., Boss E., Cetinić I., Slade W. « Estimation of Phytoplankton Accessory Pigments From Hyperspectral Reflectance Spectra : Toward a Global Algorithm : PHYTOPLANKTON PIGMENTS FROM REFLECTANCE ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 122.12 (déc. 2017), p. 9725-9743. DOI : [10.1002/2017jc012859](https://doi.org/10.1002/2017jc012859).
- Chase et al. 2013** : Chase A., Boss E., Zaneveld R., Bricaud A., Claustre H., Ras J. et al. « Decomposition of in Situ Particulate Absorption Spectra ». In : *Methods Oceanogr. Special Issue : Advances in Ocean Optical Observing 7* (1^{er} sept. 2013), p. 110-124. DOI : [10.1016/j.mio.2014.02.002](https://doi.org/10.1016/j.mio.2014.02.002).
- Chekalyuk et al. 2012** : Chekalyuk A., Landry M., Goericke R., Taylor A., Hafez M. « Laser Fluorescence Analysis of Phytoplankton across a Frontal

- Zone in the California Current Ecosystem ». In : *J. Plankton Res.* 34 (2012), p. 761-777. DOI : [10.1093/plankt/fbs034](https://doi.org/10.1093/plankt/fbs034).
- Chin et al. 2017** : Chin T. M., Vazquez-Cuervo J., Armstrong E. M. « A Multi-Scale High-Resolution Analysis of Global Sea Surface Temperature ». In : *Remote Sens. Environ.* 200 (oct. 2017), p. 154-169. DOI : [10.1016/j.rse.2017.07.029](https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.07.029).
- Clarke et al. 1970** : Clarke G., Ewing G., Lorenzen C. « Spectra of Backscattered Light from the Sea Obtained from Aircraft as a Measure of Chlorophyll Concentration ». In : *Science* 167 (1970), p. 1119-1121. DOI : [10.1126/science.167.3921.1119](https://doi.org/10.1126/science.167.3921.1119).
- Comby et al. 2022** : Comby C., Barrillon S., Fuda J.-L., Doglioli A. M., Tzortzis R., Grégori G. et al. « Measuring Vertical Velocities with ADCPs in Low-Energy Ocean ». In : *J. Atmos. Oceanic Tech.* 39.11 (nov. 2022), p. 1669-1684. DOI : [10.1175/JTECH-D-21-0180.1](https://doi.org/10.1175/JTECH-D-21-0180.1).
- Contreras et al. 2023** : Contreras M., Renault L., Marchesiello P. « Understanding Energy Pathways in the Gulf Stream ». In : *J. Phys. Oceanogr.* 53-3 (mars 2023), p. 719-736. DOI : [10.1175/JPO-D-22-0146.1](https://doi.org/10.1175/JPO-D-22-0146.1).
- Couespel et al. 2021** : Couespel D., Lévy M., Bopp L. « Oceanic Primary Production Decline Halved in Eddy-Resolving Simulations of Global Warming ». In : *Biogeosciences* 18.14 (23 juill. 2021), p. 4321-4349. DOI : [10.5194/bg-18-4321-2021](https://doi.org/10.5194/bg-18-4321-2021).
- Cutolo et al. 2022** : Cutolo E., Pascual A., Ruiz S., Shaun Johnston T. M., Freilich M., Mahadevan A. et al. « Diagnosing Frontal Dynamics from Observations Using a Variational Approach ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 127.11 (2022), e2021JC018336. DOI : [10.1029/2021JC018336](https://doi.org/10.1029/2021JC018336).
- D'Asaro et al. 2018** : D'Asaro E. A., Shcherbina A. Y., Klymak J. M., Molemaker J., Novelli G., Guigand C. M. et al. « Ocean Convergence and the Dispersion of Flotsam ». In : *P. Natl. Acad. Sci. USA* 115.6 (6 fév. 2018), p. 1162-1167. DOI : [10.1073/pnas.1718453115](https://doi.org/10.1073/pnas.1718453115).
- D'Ovidio et al. 2010** : d'Ovidio F., De Monte S., Alvain S., Dandonneau Y., Levy M. « Fluid Dynamical Niches of Phytoplankton Types ». In : *P. Natl. Acad. Sci. USA* 107.43 (26 oct. 2010), p. 18366-18370. DOI : [10.1073/pnas.1004620107](https://doi.org/10.1073/pnas.1004620107).
- D'Ovidio et al. 2019** : d'Ovidio F., Pascual A., Wang J., Doglioli A. M., Jing Z., Moreau S. et al. « Frontiers in Fine-Scale in Situ Studies : Opportunities during the SWOT Fast Sampling Phase ». In : *Front. Mar. Sci.* 6 (2019). DOI : [10.3389/fmars.2019.00168](https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00168).
- Dierssen 2010** : Dierssen H. M. « Perspectives on Empirical Approaches for Ocean Color Remote Sensing of Chlorophyll in a Changing Climate ». In : *P. Natl. Acad. Sci. USA* 107.40 (5 oct. 2010), p. 17073-17078. DOI : [10.1073/pnas.0913800107](https://doi.org/10.1073/pnas.0913800107).
- Doney et al. 2003** : Doney S. C., Glover D. M., McCue S. J., Fuentes M. « Mesoscale Variability of Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) Satellite Ocean Color : Global Patterns and Spatial Scales ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 108.C2 (2003). DOI : [10.1029/2001jc000843](https://doi.org/10.1029/2001jc000843).

- Dong et al. 2020** : Dong J., Fox-Kemper B., Zhang H., Dong C. « The Seasonality of Submesoscale Energy Production, Content, and Cascade ». In : *Geophys. Res. Lett.* 47.6 (28 mars 2020). DOI : [10.1029/2020GL087388](https://doi.org/10.1029/2020GL087388).
- Drushka et al. 2019** : Drushka K., Asher W. E., Sprintall J., Gille S. T., Hoang C. « Global Patterns of Submesoscale Surface Salinity Variability ». In : *J. Phys. Oceanogr.* 49.7 (1^{er} juill. 2019), p. 1669-1685. DOI : [10.1175/jpo-d-19-0018.1](https://doi.org/10.1175/jpo-d-19-0018.1).
- Dugast et al. 2019** : Dugast C., Soyeux A., Castelli B., Cassagnaud C., Ledoux R., Jancovici J.-M. et al. *Faire Sa Part ? Pouvoir et Responsabilité Des Individus, Des Entreprises et de l'État Face à l'urgence Climatique*. Carbone 4, juin 2019. URL : <https://www.carbone4.com/files/wp-content/uploads/2019/06/Publication-Carbone-4-Faire-sa-part-pouvoir-responsabilite-climat.pdf>.
- El Hourany 2019** : El Hourany R. « Télédétection du phytoplancton par méthode neuronale ». Thèse de doctorat. Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentations et Approches Numériques : Sorbonne Université, mars 2019.
- El Hourany et al. 2019** : El Hourany R., Abboud-Abi Saab M., Faour G., Aumont O., Crépon M., Thiria S. « Estimation of Secondary Phytoplankton Pigments from Satellite Observations Using Self-Organizing Maps (SOMs) ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 124.2 (fév. 2019), p. 1357-1378. DOI : [10.1029/2018jc014450](https://doi.org/10.1029/2018jc014450).
- Ferrari et al. 2015** : Ferrari R., Merrifield S. T., Taylor J. R. « Shutdown of Convection Triggers Increase of Surface Chlorophyll ». In : *Journal of Marine Systems*. The Variability of Primary Production in the Ocean : From the Synoptic to the Global Scale. The 45th International Liege Colloquium on Ocean Dynamics, Liege, Belgium, May 13-17, 2013 147 (1^{er} juill. 2015), p. 116-122. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2014.02.009](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2014.02.009).
- Fieux 2010** : Fieux M. *L'océan planétaire*. Avec la coll. d'Andrié C. Collection Les Cours 5. Les Presses de l'ENSTA, 2010. 421 p.
- Flagg et al. 2006** : Flagg C. N., Dunn M., Wang D.-P., Rossby H. T., Benway R. L. « A Study of the Currents of the Outer Shelf and Upper Slope from a Decade of Shipboard ADCP Observations in the Middle Atlantic Bight ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 111.C6 (2006). DOI : [10.1029/2005JC003116](https://doi.org/10.1029/2005JC003116).
- Fox-Kemper et al. 2008** : Fox-Kemper B., Ferrari R., Hallberg R. « Parameterization of Mixed Layer Eddies. Part I: Theory and Diagnosis ». In : *J. Phys. Oceanogr.* 38.6 (1^{er} juin 2008), p. 1145-1165. DOI : [10.1175/2007jpo3792.1](https://doi.org/10.1175/2007jpo3792.1).
- Fox-Kemper et al. 2019** : Fox-Kemper B., Adcroft A., Böning C. W., Chassignet E. P., Curchitser E., Danabasoglu G. et al. « Challenges and Prospects in Ocean Circulation Models ». In : *Front. Mar. Sci.* 6 (26 fév. 2019), p. 65. DOI : [10.3389/fmars.2019.00065](https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00065).
- Freilich & Mahadevan 2021** : Freilich M., Mahadevan A. « Coherent Pathways for Subduction From the Surface Mixed Layer at Ocean Fronts ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 126.5 (mai 2021). DOI : [10.1029/2020JC017042](https://doi.org/10.1029/2020JC017042).

- Freilich & Mahadevan 2019** : Freilich M. A., Mahadevan A. « Decomposition of Vertical Velocity for Nutrient Transport in the Upper Ocean ». In : *J. Phys. Oceanogr.* 49.6 (juin 2019), p. 1561-1575. DOI : [10.1175/JPO-D-19-0002.1](https://doi.org/10.1175/JPO-D-19-0002.1).
- Garcia et al. 2019** : Garcia H., Weather K., Paver C., Smolyar I., Boyer T., Locarnini R. et al. *World Ocean Atlas 2018. Vol. 4: Dissolved Inorganic Nutrients (Phosphate, Nitrate and Nitrate+nitrite, Silicate)*. NOAA Atlas NESDIS 84, 2019, p. 35. URL : https://www.ncei.noaa.gov/sites/default/files/2020-04/woa18_vol4.pdf.
- Garnesson et al. 2019** : Garnesson P., Mangin A., Fanton d'Andon O., Demaria J., Bretagnon M. « The CMEMS GlobColour Chlorophyll *a* Product Based on Satellite Observation : Multi-Sensor Merging and Flagging Strategies ». In : *Ocean Sci.* 15.3 (24 juin 2019), p. 819-830. DOI : [10.5194/os-15-819-2019](https://doi.org/10.5194/os-15-819-2019).
- Glover et al. 2018** : Glover D. M., Doney S. C., Oestreich W. K., Tullo A. W. « Geostatistical Analysis of Mesoscale Spatial Variability and Error in SeaWiFS and MODIS/Aqua Global Ocean Color Data ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 123.1 (2018), p. 22-39. DOI : [10.1002/2017JC013023](https://doi.org/10.1002/2017JC013023).
- Gohin et al. 2002** : Gohin F., Druon J. N., Lampert L. « A Five Channel Chlorophyll Concentration Algorithm Applied to SeaWiFS Data Processed by SeaDAS in Coastal Waters ». In : *Int. J. Remote Sens.* 23.8 (1^{er} jan. 2002), p. 1639-1661. DOI : [10.1080/01431160110071879](https://doi.org/10.1080/01431160110071879).
- Good et al. 2020** : Good S., Fiedler E., Mao C., Martin M. J., Maycock A., Reid R. et al. « The Current Configuration of the OSTIA System for Operational Production of Foundation Sea Surface Temperature and Ice Concentration Analyses ». In : *Remote Sensing* 12.4 (21 fév. 2020), p. 720. DOI : [10.3390/rs12040720](https://doi.org/10.3390/rs12040720).
- Gruber et al. 2011** : Gruber N., Lachkar Z., Frenzel H., Marchesiello P., Münich M., McWilliams J. C. et al. « Eddy-Induced Reduction of Biological Production in Eastern Boundary Upwelling Systems ». In : *Nat. Geosci.* 4.11 (nov. 2011), p. 787-792. DOI : [10.1038/ngeo1273](https://doi.org/10.1038/ngeo1273).
- Gula et al. 2022** : Gula J., Taylor J., Shcherbina A., Mahadevan A. « Chapter 8 - Submesoscale Processes and Mixing ». In : *Ocean Mixing*. Edité par Meredith M., Naveira Garabato A. Elsevier, 1^{er} jan. 2022, p. 181-214. DOI : [10.1016/B978-0-12-821512-8.00015-3](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821512-8.00015-3).
- Guo et al. 2019** : Guo M., Xiu P., Chai F., Xue H. « Mesoscale and Submesoscale Contributions to High Sea Surface Chlorophyll in Subtropical Gyres ». In : *Geophys. Res. Lett.* 46.22 (2019), p. 13217-13226. DOI : [10.1029/2019gl085278](https://doi.org/10.1029/2019gl085278).
- Gupta et al. 2022** : Gupta M., Williams R. G., Lauderdale J. M., Jahn O., Hill C., Dutkiewicz S. et al. « A Nutrient Relay Sustains Subtropical Ocean Productivity ». In : *P. Natl. Acad. Sci. USA* 119.41 (11 oct. 2022), e2206504119. DOI : [10.1073/pnas.2206504119](https://doi.org/10.1073/pnas.2206504119).

- Haëck et al. 2022** : Haëck C., Lévy M., Mangolte I., Bopp L. *Satellite Data Reveal Earlier and Stronger Phytoplankton Blooms over Fronts in the Gulf Stream Region [Code and Data]*. 21 déc. 2022. DOI : [10.5281/ZENODO.7470199](https://doi.org/10.5281/ZENODO.7470199).
- Haëck et al. 2023** : Haëck C., Lévy M., Mangolte I., Bopp L. « Satellite Data Reveal Earlier and Stronger Phytoplankton Blooms over Fronts in the Gulf Stream Region ». In : *Biogeosciences* 20.9 (11 mai 2023), p. 1741-1758. DOI : [10.5194/bg-20-1741-2023](https://doi.org/10.5194/bg-20-1741-2023).
- Halsey & Jones 2015** : Halsey K. H., Jones B. M. « Phytoplankton Strategies for Photosynthetic Energy Allocation ». In : *Annu. Rev. Mar. Sci.* 7.1 (2015), p. 265-297. DOI : [10.1146/annurev-marine-010814-015813](https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015813).
- Hauschildt et al. 2021** : Hauschildt J., Thomsen S., Echevin V., Oeschlies A., José Y. S., Krahnemann G. et al. « The Fate of Upwelled Nitrate off Peru Shaped by Submesoscale Filaments and Fronts ». In : *Biogeosciences* 18.12 (17 juin 2021), p. 3605-3629. DOI : [10.5194/bg-18-3605-2021](https://doi.org/10.5194/bg-18-3605-2021).
- Henson et al. 2006** : Henson S. A., Robinson I., Allen J. T., Waniek J. J. « Effect of Meteorological Conditions on Interannual Variability in Timing and Magnitude of the Spring Bloom in the Irminger Basin, North Atlantic ». In : *Deep Sea Res. Part I: Oceanogr. Res.* 53.10 (1^{er} oct. 2006), p. 1601-1615. DOI : [10.1016/j.dsr.2006.07.009](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2006.07.009).
- Hernández-Carrasco et al. 2020** : Hernández-Carrasco I., Alou-Font E., Dumont P.-A., Cabornero A., Allen J., Orfila A. « Lagrangian Flow Effects on Phytoplankton Abundance and Composition along Filament-like Structures ». In : *Prog. Oceanogr.* 189 (1^{er} nov. 2020), p. 102469. DOI : [10.1016/j.pcean.2020.102469](https://doi.org/10.1016/j.pcean.2020.102469).
- Hewitt et al. 2022** : Hewitt H., Fox-Kemper B., Pearson B., Roberts M., Klocke D. « The Small Scales of the Ocean May Hold the Key to Surprises ». In : *Nat. Clim. Change* 12.6 (6 juin 2022), p. 496-499. DOI : [10.1038/s41558-022-01386-6](https://doi.org/10.1038/s41558-022-01386-6).
- Hirata et al. 2011** : Hirata T., Hardman-Mountford N. J., Brewin R. J. W., Aiken J., Barlow R., Suzuki K. et al. « Synoptic Relationships Between Surface Chlorophyll-*a* and Diagnostic Pigments Specific to Phytoplankton Functional Types ». In : *Biogeosciences* 8.2 (11 fév. 2011), p. 311-327. DOI : [10.5194/bg-8-311-2011](https://doi.org/10.5194/bg-8-311-2011).
- Holyer & Peckinpaugh 1989** : Holyer R., Peckinpaugh S. « Edge Detection Applied to Satellite Imagery of the Oceans ». In : *IEEE T. Geosci. Remote* 27.1 (jan. 1989), p. 46-56. DOI : [10.1109/36.20274](https://doi.org/10.1109/36.20274).
- Hoskins et al. 1978** : Hoskins B. J., Draghici I., Davies H. C. « A New Look at the ω -Equation ». In : *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 104.439 (jan. 1978), p. 31-38. DOI : [10.1002/qj.49710443903](https://doi.org/10.1002/qj.49710443903).
- Hu et al. 2012** : Hu C., Lee Z., Franz B. « Chlorophyll-*a* Algorithms for Oligotrophic Oceans: A Novel Approach Based on Three-Band Reflectance Difference ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 117.C1 (1^{er} jan. 2012). DOI : [10.1029/2011jc007395](https://doi.org/10.1029/2011jc007395).

- Inomura et al. 2022** : Inomura K., Deutsch C., Jahn O., Dutkiewicz S., Follows M. J. « Global Patterns in Marine Organic Matter Stoichiometry Driven by Phytoplankton Ecophysiology ». In : *Nat. Geosci.* 15.12 (déc. 2022), p. 1034-1040. DOI : [10.1038/s41561-022-01066-2](https://doi.org/10.1038/s41561-022-01066-2).
- Jiang et al. 1997** : Jiang H., Tiu W., Yamamoto S., Iisaku S.-I. « Detection of Spicules in Mammograms ». In : *Proceedings of International Conference on Image Processing*. International Conference on Image Processing. T. 3. Oct. 1997, 520-523 vol.3. DOI : [10.1109/ICIP.1997.632172](https://doi.org/10.1109/ICIP.1997.632172).
- Johnson et al. 2010** : Johnson K. S., Riser S. C., Karl D. M. « Nitrate Supply from Deep to Near-Surface Waters of the North Pacific Subtropical Gyre ». In : *Nature* 465.7301 (7301 juin 2010), p. 1062-1065. DOI : [10.1038/nature09170](https://doi.org/10.1038/nature09170).
- Jönsson et al. 2011** : Jönsson B. F., Salisbury J. E., Mahadevan A. « Large Variability in Continental Shelf Production of Phytoplankton Carbon Revealed by Satellite ». In : *Biogeosciences* 8.5 (19 mai 2011), p. 1213-1223. DOI : [10.5194/bg-8-1213-2011](https://doi.org/10.5194/bg-8-1213-2011).
- Jönsson et al. 2023** : Jönsson B. F., Salisbury J., Atwood E. C., Sathyendranath S., Mahadevan A. « Dominant Timescales of Variability in Global Satellite Chlorophyll and SST Revealed with a MOving Standard Deviation Saturation (MOSS) Approach ». In : *Remote Sens. Environ.* 286 (1^{er} mars 2023), p. 113404. DOI : [10.1016/j.rse.2022.113404](https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113404).
- Kahru et al. 2012** : Kahru M., Di Lorenzo E., Manzano-Sarabia M., Mitchell B. G. « Spatial and Temporal Statistics of Sea Surface Temperature and Chlorophyll Fronts in the California Current ». In : *J. Plankton Res.* 34.9 (1^{er} sept. 2012), p. 749-760. DOI : [10.1093/plankt/fbs010](https://doi.org/10.1093/plankt/fbs010).
- Karleskind et al. 2011** : Karleskind P., Lévy M., Mémery L. « Modifications of Mode Water Properties by Sub-Mesoscales in a Bio-Physical Model of the Northeast Atlantic ». In : *Ocean Model. Modelling and Understanding the Ocean Mesoscale and Submesoscale* 39.1 (1^{er} jan. 2011), p. 47-60. DOI : [10.1016/j.ocemod.2010.12.003](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2010.12.003).
- Kazmin & Rienecker 1996** : Kazmin A. S., Rienecker M. M. « Variability and Frontogenesis in the Large-Scale Oceanic Frontal Zones ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 101.C1 (15 jan. 1996), p. 907-921. DOI : [10.1029/95JC02992](https://doi.org/10.1029/95JC02992).
- Keerthi et al. 2022** : Keerthi M. G., Prend C. J., Aumont O., Lévy M. « Annual Variations in Phytoplankton Biomass Driven by Small-Scale Physical Processes ». In : *Nat. Geosci.* (14 nov. 2022). DOI : [10.1038/s41561-022-01057-3](https://doi.org/10.1038/s41561-022-01057-3).
- Keerthi et al. 2020** : Keerthi M. G., Lévy M., Aumont O., Lengaigne M., Antoine D. « Contrasted Contribution of Intraseasonal Time Scales to Surface Chlorophyll Variations in a Bloom and an Oligotrophic Regime ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 125.5 (2020), e2019JC015701. DOI : [10.1029/2019jc015701](https://doi.org/10.1029/2019jc015701).
- Keerthi et al. 2021** : Keerthi M. G., Lévy M., Aumont O. « Intermittency in Phytoplankton Bloom Triggered by Modulations in Vertical Stability ». In : *Sci. Rep.* 11.1 (déc. 2021), p. 1285. DOI : [10.1038/s41598-020-80331-z](https://doi.org/10.1038/s41598-020-80331-z).

- Kessouri et al. 2020** : Kessouri F., Bianchi D., Renault L., McWilliams J. C., Frenzel H., Deutsch C. A. « Submesoscale Currents Modulate the Seasonal Cycle of Nutrients and Productivity in the California Current System ». In : *Global Biogeochem. Cy.* 34.10 (2020), e2020GB006578. DOI : [10.1029/2020GB006578](https://doi.org/10.1029/2020GB006578).
- Kilpatrick et al. 2015** : Kilpatrick K., Podestá G., Walsh S., Williams E., Halliwell V., Szczodrak M. et al. « A Decade of Sea Surface Temperature from MODIS ». In : *Remote Sens. Environ.* 165 (août 2015), p. 27-41. DOI : [10.1016/j.rse.2015.04.023](https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.04.023).
- Klein & Lapeyre 2009** : Klein P., Lapeyre G. « The Oceanic Vertical Pump Induced by Mesoscale and Submesoscale Turbulence ». In : *Annu. Rev. Mar. Sci.* 1.1 (1^{er} jan. 2009), p. 351-375. DOI : [10.1146/annurev.marine.010908.163704](https://doi.org/10.1146/annurev.marine.010908.163704).
- Kostianoy et al. 2004** : Kostianoy A. G., Ginzburg A. I., Frankignoulle M., Delille B. « Fronts in the Southern Indian Ocean as Inferred from Satellite Sea Surface Temperature Data ». In : *J. Marine Syst.* 45.1-2 (mars 2004), p. 55-73. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2003.09.004](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2003.09.004).
- Kwiatkowski et al. 2020** : Kwiatkowski L., Torres O., Bopp L., Aumont O., Chamberlain M., Christian J. R. et al. « Twenty-First Century Ocean Warming, Acidification, Deoxygenation, and Upper-Ocean Nutrient and Primary Production Decline from CMIP6 Model Projections ». In : *Biogeosciences* 17.13 (6 juill. 2020), p. 3439-3470. DOI : [10.5194/bg-17-3439-2020](https://doi.org/10.5194/bg-17-3439-2020).
- Lan et al. 2012** : Lan K.-W., Kawamura H., Lee M.-A., Lu H.-J., Shimada T., Hosoda K. et al. « Relationship between Albacore (*Thunnus Alalunga*) Fishing Grounds in the Indian Ocean and the Thermal Environment Revealed by Cloud-Free Microwave Sea Surface Temperature ». In : *Fish. Res.* 113.1 (1^{er} jan. 2012), p. 1-7. DOI : [10.1016/j.fishres.2011.08.017](https://doi.org/10.1016/j.fishres.2011.08.017).
- Lathuilière et al. 2010** : Lathuilière C., Echevin V., Lévy M., Madec G. « On the Role of the Mesoscale Circulation on an Idealized Coastal Upwelling Ecosystem ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 115.C9 (2010). DOI : [10.1029/2009JC005827](https://doi.org/10.1029/2009JC005827).
- Lehahn et al. 2007** : Lehahn Y., d'Ovidio F., Lévy M., Heifetz E. « Stirring of the Northeast Atlantic Spring Bloom: A Lagrangian Analysis Based on Multisatellite Data ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 112.C8 (2007). DOI : [10.1029/2006jc003927](https://doi.org/10.1029/2006jc003927).
- Lehahn et al. 2011** : Lehahn Y., d'Ovidio F., Lévy M., Amitai Y., Heifetz E. « Long Range Transport of a Quasi Isolated Chlorophyll Patch by an Agulhas Ring ». In : *Geophys. Res. Lett.* 38.16 (août 2011). DOI : [10.1029/2011gl048588](https://doi.org/10.1029/2011gl048588).
- Lehahn et al. 2017** : Lehahn Y., Koren I., Sharoni S., d'Ovidio F., Vardi A., Boss E. « Dispersion/Dilution Enhances Phytoplankton Blooms in Low-Nutrient Waters ». In : *Nat. Commun.* 8 (31 mars 2017), p. 14868.
- Lehahn et al. 2018** : Lehahn Y., d'Ovidio F., Koren I. « A Satellite-Based Lagrangian View on Phytoplankton Dynamics ». In : *Annu. Rev. Mar. Sci.* 10.1 (3 jan. 2018), p. 99-119. DOI : [10.1146/annurev-marine-121916-063204](https://doi.org/10.1146/annurev-marine-121916-063204).

- Letscher et al. 2016** : Letscher R. T., Primeau F., Moore J. K. « Nutrient Budgets in the Subtropical Ocean Gyres Dominated by Lateral Transport ». In : *Nat. Geosci.* 9.11 (nov. 2016), p. 815-819. DOI : [10.1038/ngeo2812](https://doi.org/10.1038/ngeo2812).
- Lévy et al. 2000** : Lévy M., Mémery L., Madec G. « Combined Effects of Mesoscale Processes and Atmospheric High-Frequency Variability on the Spring Bloom in the MEDOC Area ». In : *Deep Sea Res. Part I: Oceanogr. Res.* 47.1 (1^{er} jan. 2000), p. 27-53. DOI : [10.1016/s0967-0637\(99\)00051-5](https://doi.org/10.1016/s0967-0637(99)00051-5).
- Lévy et al. 2001** : Lévy M., Klein P., Treguier A.-M. « Impact of Sub-Mesoscale Physics on Production and Subduction of Phytoplankton in an Oligotrophic Regime ». In : *J. Mar. Res.* 59.4 (1^{er} juill. 2001), p. 535-565. DOI : [10.1357/002224001762842181](https://doi.org/10.1357/002224001762842181).
- Lévy et al. 2005** : Lévy M., Lehahn Y., André J.-M., Mémery L., Loisel H., Heifetz E. « Production Regimes in the Northeast Atlantic : A Study Based on Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) Chlorophyll and Ocean General Circulation Model Mixed Layer Depth ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 110.C7 (2005). DOI : [10.1029/2004JC002771](https://doi.org/10.1029/2004JC002771).
- Lévy et al. 2012a** : Lévy M., Ferrari R., Franks P. J. S., Martin A. P., Rivière P. « Bringing Physics to Life at the Submesoscale ». In : *Geophys. Res. Lett.* 39.14 (28 juill. 2012). DOI : [10.1029/2012gl052756](https://doi.org/10.1029/2012gl052756).
- Lévy et al. 2012b** : Lévy M., Iovino D., Resplandy L., Klein P., Madec G., Tréguier A.-M. et al. « Large-Scale Impacts of Submesoscale Dynamics on Phytoplankton : Local and Remote Effects ». In : *Ocean Model.* 43-44 (1^{er} jan. 2012), p. 77-93. DOI : [10.1016/j.ocemod.2011.12.003](https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.12.003).
- Lévy et al. 2018** : Lévy M., Franks P. J. S., Smith K. S. « The Role of Submesoscale Currents in Structuring Marine Ecosystems ». In : *Nat. Commun.* 9.1 (déc. 2018). DOI : [10.1038/s41467-018-07059-3](https://doi.org/10.1038/s41467-018-07059-3).
- Lévy et al. 2023** : Lévy M., Couespel D., Haëck C., Keerthi M. G., Mangolte I., Prend C. J. « Impact of Finescale Currents on Biogeochemical Cycles in a Changing Ocean » [in press]. In : *Annu. Rev. Mar. Sci.* 15 (2023).
- Lévy et al. 2024** : Lévy M., Couespel D., Haëck C., Keerthi M., Mangolte I., Prend C. J. « The Impact of Fine-Scale Currents on Biogeochemical Cycles in a Changing Ocean ». In : *Annu. Rev. Mar. Sci.* 16.1 (3 jan. 2024), annurev-marine-020723-020531. DOI : [10.1146/annurev-marine-020723-020531](https://doi.org/10.1146/annurev-marine-020723-020531).
- Li et al. 2012** : Li Q. P., Franks P. J. S., Ohman M. D., Landry M. R. « Enhanced Nitrate Fluxes and Biological Processes at a Frontal Zone in the Southern California Current System ». In : *J. Plankton Res.* 34.9 (1^{er} sept. 2012), p. 790-801. DOI : [10.1093/plankt/fbs006](https://doi.org/10.1093/plankt/fbs006).
- Liao et al. 2022** : Liao F., Liang X., Li Y., Spall M. « Hidden Upwelling Systems Associated with Major Western Boundary Currents ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 127.3 (mars 2022). DOI : [10.1029/2021JC017649](https://doi.org/10.1029/2021JC017649).
- Linder & Gawarkiewicz 1998** : Linder C. A., Gawarkiewicz G. « A Climatology of the Shelfbreak Front in the Middle Atlantic Bight ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 103.C9 (1998), p. 18405-18423. DOI : [10.1029/98JC01438](https://doi.org/10.1029/98JC01438).
- Little et al. 2018** : Little H., Vichi M., Thomalla S., Swart S. « Spatial and Temporal Scales of Chlorophyll Variability Using High-Resolution Glider

- Data ». In : *J. Marine Syst.* 187 (nov. 2018), p. 1-12. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2018.06.011](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2018.06.011).
- Liu & Levine 2016** : Liu X., Levine N. M. « Enhancement of Phytoplankton Chlorophyll by Submesoscale Frontal Dynamics in the North Pacific Subtropical Gyre ». In : *Geophys. Res. Lett.* 43.4 (2016), p. 1651-1659. DOI : [10.1002/2015gl066996](https://doi.org/10.1002/2015gl066996).
- Liu et al. 2022** : Liu Y., Meng Z., Chen W., Liang Y., Chen W., Chen Y. « Ocean Fronts and Their Acoustic Effects : A Review ». In : *J. Mar. Res. Eng.* 10.12 (12 déc. 2022), p. 2021. DOI : [10.3390/jmse10122021](https://doi.org/10.3390/jmse10122021).
- Long et al. 2022** : Long Y., Guo X., Zhu X.-H., Li Z. « Nutrient Streams in the North Pacific ». In : *Prog. Oceanogr.* 202 (1^{er} mars 2022), p. 102756. DOI : [10.1016/j.pocean.2022.102756](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2022.102756).
- Longhurst 2007** : Longhurst A. R. *Ecological Geography of the Sea*. 2nd ed. Amsterdam ; Boston, MA : Academic Press, 2007. 542 p.
- Lotze et al. 2019** : Lotze H. K., Tittensor D. P., Bryndum-Buchholz A., Eddy T. D., Cheung W. W. L., Galbraith E. D. et al. « Global Ensemble Projections Reveal Trophic Amplification of Ocean Biomass Declines with Climate Change ». In : *P. Natl. Acad. Sci. USA* 116.26 (25 juin 2019), p. 12907-12912. DOI : [10.1073/pnas.1900194116](https://doi.org/10.1073/pnas.1900194116).
- Macomber 1973** : Macomber F. « Cousteau, NASA Seek Ocean Food ». In : *Star-News (Wilmington Morning Star)* (20 mars 1973).
- Mahadevan 2016** : Mahadevan A. « The Impact of Submesoscale Physics on Primary Productivity of Plankton ». In : *Annu. Rev. Mar. Sci.* 8.1 (3 jan. 2016), p. 161-184. DOI : [10.1146/annurev-marine-010814-015912](https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015912).
- Mahadevan & Archer 2000** : Mahadevan A., Archer D. « Modeling the Impact of Fronts and Mesoscale Circulation on the Nutrient Supply and Biogeochemistry of the Upper Ocean ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 105.C1 (15 jan. 2000), p. 1209-1225. DOI : [10.1029/1999JC900216](https://doi.org/10.1029/1999JC900216).
- Mahadevan et al. 2012** : Mahadevan A., D'Asaro E., Lee C., Perry M. J. « Eddy-Driven Stratification Initiates North Atlantic Spring Phytoplankton Blooms ». In : *Science* 337.6090 (6 juill. 2012), p. 54-58. DOI : [10.1126/science.1218740](https://doi.org/10.1126/science.1218740).
- Mahadevan et al. 2020** : Mahadevan A., Pascual A., Rudnick D. L., Ruiz S., Tintoré J., D'Asaro E. « Coherent Pathways for Vertical Transport from the Surface Ocean to Interior ». In : *B. Am. Meteorol. Soc.* 101.11 (1^{er} nov. 2020), E1996-E2004. DOI : [10.1175/BAMS-D-19-0305.1](https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0305.1).
- Mangolte et al. 2022** : Mangolte I., Lévy M., Dutkiewicz S., Clayton S., Jahn O. « Plankton Community Response to Fronts : Winners and Losers ». In : *J. Plankton Res.* 44.2 (1^{er} mars 2022), p. 241-258. DOI : [10.1093/plankt/fbac010](https://doi.org/10.1093/plankt/fbac010).
- Mangolte et al. 2023** : Mangolte I., Lévy M., Haëck C., Ohman M. D. « Sub-Frontal Niches of Plankton Communities Driven by Transport and Trophic Interactions at Ocean Fronts ». In : *Biogeosciences* 20.15 (11 août 2023), p. 3273-3299. DOI : [10.5194/bg-20-3273-2023](https://doi.org/10.5194/bg-20-3273-2023).
- Mariette et al. 2022** : Mariette J., Blanchard O., Berné O., Aumont O., Carrey J., Ligozat A. et al. « An Open-Source Tool to Assess the Carbon Footprint

- of Research ». In : *Environ. Res. Infrastruct. Sustain.* 2.3 (1^{er} sept. 2022), p. 035008. DOI : [10.1088/2634-4505/ac84a4](https://doi.org/10.1088/2634-4505/ac84a4).
- Marrec et al. 2018** : Marrec P., Grégori G., Doglioli A. M., Dugenne M., Della Penna A., Bhairy N. et al. « Coupling physics and biogeochemistry thanks to high-resolution observations of the phytoplankton community structure in the northwestern Mediterranean Sea ». In : *Biogeosciences* 15.5 (15 mars 2018), p. 1579-1606. DOI : [10.5194/bg-15-1579-2018](https://doi.org/10.5194/bg-15-1579-2018).
- Marshall et al. 2010** : Marshall J., Herzenberg C., Howes R., Weaver E., Gans D. « Women and Men of the Manhattan Project ». In : *The Physics Teacher* 48.4 (avr. 2010), p. 228-232. DOI : [10.1119/1.3361988](https://doi.org/10.1119/1.3361988).
- Mauzole 2022** : Mauzole Y. « Objective Delineation of Persistent SST Fronts Based on Global Satellite Observations ». In : *Remote Sens. Environ.* 269 (fév. 2022), p. 112798. DOI : [10.1016/j.rse.2021.112798](https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112798).
- McGillicuddy et al. 1998** : McGillicuddy D. J., Robinson A. R., Siegel D. A., Jannasch H. W., Johnson R., Dickey T. D. et al. « Influence of Mesoscale Eddies on New Production in the Sargasso Sea ». In : *Nature* 394.6690 (6690 juill. 1998), p. 263-266. DOI : [10.1038/28367](https://doi.org/10.1038/28367).
- McGillicuddy et al. 2003** : McGillicuddy D. J., Anderson L. A., Doney S. C., Maltrud M. E. « Eddy-Driven Sources and Sinks of Nutrients in the Upper Ocean : Results from a 0.1° Resolution Model of the North Atlantic ». In : *Global Biogeochem. Cy.* 17.2 (2003). DOI : [10.1029/2002GB001987](https://doi.org/10.1029/2002GB001987).
- McGillicuddy 2016** : McGillicuddy D. J. « Mechanisms of Physical-Biological-Biogeochemical Interaction at the Oceanic Mesoscale ». In : *Annu. Rev. Mar. Sci.* 8.1 (3 jan. 2016), p. 125-159. DOI : [10.1146/annurev-marine-010814-015606](https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015606).
- McWilliams 2016** : McWilliams J. C. « Submesoscale Currents in the Ocean ». In : *Proc. R. Soc. A-Math. Phy.* 472.2189 (mai 2016), p. 20160117. DOI : [10.1098/rspa.2016.0117](https://doi.org/10.1098/rspa.2016.0117).
- McWilliams 2019** : McWilliams J. C. « A Survey of Submesoscale Currents ». In : *Geosci. Lett.* 6.1 (déc. 2019), p. 3. DOI : [10.1186/s40562-019-0133-3](https://doi.org/10.1186/s40562-019-0133-3).
- Mensa et al. 2013** : Mensa J. A., Garraffo Z., Griffa A., Özgökmen T. M., Haza A., Veneziani M. « Seasonality of the Submesoscale Dynamics in the Gulf Stream Region ». In : *Ocean Dynam.* 63.8 (1^{er} août 2013), p. 923-941. DOI : [10.1007/s10236-013-0633-1](https://doi.org/10.1007/s10236-013-0633-1).
- Merchant et al. 2019** : Merchant C. J., Embury O., Bulgin C. E., Block T., Corlett G. K., Fiedler E. et al. « Satellite-Based Time-Series of Sea-Surface Temperature since 1981 for Climate Applications ». In : *Scientific Data* 6.1 (1 22 oct. 2019), p. 223. DOI : [10.1038/s41597-019-0236-x](https://doi.org/10.1038/s41597-019-0236-x).
- Miller 2009** : Miller P. « Composite Front Maps for Improved Visibility of Dynamic Sea-Surface Features on Cloudy SeaWiFS and AVHRR Data ». In : *J. Marine Syst.* 78.3 (oct. 2009), p. 327-336. DOI : [10.1016/j.jmarsys.2008.11.019](https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.11.019).
- Moore et al. 1997** : Moore J. K., Abbott M. R., Richman J. G. « Variability in the Location of the Antarctic Polar Front (90°-20°W) from Satellite Sea

- Surface Temperature Data ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 102.C13 (15 déc. 1997), p. 27825-27833. DOI : [10.1029/97JC01705](https://doi.org/10.1029/97JC01705).
- Morel & Berthon 1989** : Morel A., Berthon J.-F. « Surface Pigments, Algal Biomass Profiles, and Potential Production of the Euphotic Layer : Relationships Reinvestigated in View of Remote-Sensing Applications ». In : *Limnol. Oceanogr.* 34.8 (1989), p. 1545-1562. DOI : [10.4319/lo.1989.34.8.1545](https://doi.org/10.4319/lo.1989.34.8.1545).
- Morrow et al. 2019** : Morrow R., Fu L.-L., Arduin F., Benkiran M., Chapron B., Cosme E. et al. « Global Observations of Fine-Scale Ocean Surface Topography With the Surface Water and Ocean Topography (SWOT) Mission ». In : *Front. Mar. Sci.* 6 (2019). DOI : [10.3389/fmars.2019.00232](https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00232).
- Mouriño et al. 2004** : Mouriño B., Fernández E., Alves M. « Thermohaline Structure, Ageostrophic Vertical Velocity Fields and Phytoplankton Distribution and Production in the Northeast Atlantic Subtropical Front ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 109.C4 (2004). DOI : [10.1029/2003jc001990](https://doi.org/10.1029/2003jc001990).
- Munk et al. 2000** : Munk W., Armi L., Fischer K., Zachariasen F. « Spirals on the Sea ». In : *Proc. R. Soc. A-Math. Phys.* 456.1997 (8 mai 2000), p. 1217-1280. DOI : [10.1098/rspa.2000.0560](https://doi.org/10.1098/rspa.2000.0560).
- Naveira Garabato et al. 2022** : Naveira Garabato A. C., Yu X., Callies J., Barkan R., Polzin K. L., Frajka-Williams E. E. et al. « Kinetic Energy Transfers between Mesoscale and Submesoscale Motions in the Open Ocean's Upper Layers ». In : *J. Phys. Oceanogr.* 52.1 (jan. 2022), p. 75-97. DOI : [10.1175/JPO-D-21-0099.1](https://doi.org/10.1175/JPO-D-21-0099.1).
- Neto et al. 2021** : Neto A. G., Langan J. A., Palter J. B. « Changes in the Gulf Stream Preceded Rapid Warming of the Northwest Atlantic Shelf ». In : *Comm. Earth & Env.* 2.1 (1 20 avr. 2021), p. 1-10. DOI : [10.1038/s43247-021-00143-5](https://doi.org/10.1038/s43247-021-00143-5).
- Nieto et al. 2012** : Nieto K., Demarcq H., McClatchie S. « Mesoscale Frontal Structures in the Canary Upwelling System : New Front and Filament Detection Algorithms Applied to Spatial and Temporal Patterns ». In : *Remote Sens. Environ.* 123 (1^{er} août 2012), p. 339-346. DOI : [10.1016/j.rse.2012.03.028](https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.03.028).
- O'Reilly et al. 1998** : O'Reilly J. E., Maritorena S., Mitchell B. G., Siegel D. A., Carder K. L., Garver S. A. et al. « Ocean Color Chlorophyll Algorithms for SeaWiFS ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 103.C11 (15 oct. 1998), p. 24937-24953. DOI : [10.1029/98jc02160](https://doi.org/10.1029/98jc02160).
- O'Reilly et al. 2000** : O'Reilly J. E., Maritorena S., O'Brien M. C., Siegel D. A., Toole D., Menzies D. et al. « Ocean Color Chlorophyll a Algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4 : Version 4 ». In : *SeaWiFS Postlaunch Technical Report Series*. T. 11. Stanford B. Hooker and Elaine R. Firestone, août 2000, p. 9-23.
- O'Reilly & Werdell 2019** : O'Reilly J. E., Werdell P. J. « Chlorophyll Algorithms for Ocean Color Sensors - OC4, OC5 & OC6 ». In : *Remote Sens. Environ.* 229 (août 2019), p. 32-47. DOI : [10.1016/j.rse.2019.04.021](https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.04.021).

- Omand & Mahadevan 2015** : Omand M. M., Mahadevan A. « The Shape of the Oceanic Nitracline ». In : *Biogeosciences* 12.11 (3 juin 2015), p. 3273-3287. DOI : [10.5194/bg-12-3273-2015](https://doi.org/10.5194/bg-12-3273-2015).
- Omand & Mahadevan 2013** : Omand M. M., Mahadevan A. « Large-Scale Alignment of Oceanic Nitrate and Density ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 118.10 (2013), p. 5322-5332. DOI : [10.1002/jgrc.20379](https://doi.org/10.1002/jgrc.20379).
- Omand et al. 2015** : Omand M. M., D'Asaro E. A., Lee C. M., Perry M. J., Briggs N., Cetinić I. et al. « Eddy-Driven Subduction Exports Particulate Organic Carbon from the Spring Bloom ». In : *Science* 348.6231 (10 avr. 2015), p. 222-225. DOI : [10.1126/science.1260062](https://doi.org/10.1126/science.1260062).
- Organelli et al. 2013** : Organelli E., Bricaud A., Antoine D., Uitz J. « Multivariate Approach for the Retrieval of Phytoplankton Size Structure from Measured Light Absorption Spectra in the Mediterranean Sea (BOUSSOLE Site) ». In : *Appl. Opt.* 52.11 (10 avr. 2013), p. 2257. DOI : [10.1364/ao.52.002257](https://doi.org/10.1364/ao.52.002257).
- Oschlies 2002** : Oschlies A. « Nutrient Supply to the Surface Waters of the North Atlantic: A Model Study ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 107.C5 (2002), p. 14-1-14-13. DOI : [10.1029/2000JC000275](https://doi.org/10.1029/2000JC000275).
- Otsu 1979** : Otsu N. « A Threshold Selection Method from Gray-Level Histograms ». In : *IEEE T. Syst. Man. Cybern.* 9.1 (jan. 1979), p. 62-66. DOI : [10.1109/TSMC.1979.4310076](https://doi.org/10.1109/TSMC.1979.4310076).
- Pan et al. 2010** : Pan X., Mannino A., Russ M. E., Hooker S. B., Harding L. W. « Remote Sensing of Phytoplankton Pigment Distribution in the United States Northeast Coast ». In : *Remote Sens. Environ.* 114.11 (nov. 2010), p. 2403-2416. DOI : [10.1016/j.rse.2010.05.015](https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.05.015).
- Pasqueron de Fommervault et al. 2015** : Pasqueron de Fommervault O., D'Ortenzio F., Mangin A., Serra R., Migon C., Claustre H. et al. « Seasonal Variability of Nutrient Concentrations in the Mediterranean Sea: Contribution of Bio-Argo Floats ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 120.12 (2015), p. 8528-8550. DOI : [10.1002/2015JC011103](https://doi.org/10.1002/2015JC011103).
- Pelegrí et al. 1996** : Pelegrí J. L., Csanady G. T., Martins A. « The North Atlantic Nutrient Stream ». In : *J. Oceanogr.* 52.3 (mai 1996), p. 275-299. DOI : [10.1007/BF02235924](https://doi.org/10.1007/BF02235924).
- Pershing et al. 2015** : Pershing A. J., Alexander M. A., Hernandez C. M., Kerr L. A., Le Bris A., Mills K. E. et al. « Slow Adaptation in the Face of Rapid Warming Leads to Collapse of the Gulf of Maine Cod Fishery ». In : *Science* 350.6262 (13 nov. 2015), p. 809-812. DOI : [10.1126/science.aac9819](https://doi.org/10.1126/science.aac9819).
- Pietri et al. 2021** : Pietri A., Capet X., d'Ovidio F., Levy M., Le Sommer J., Molines J.-M. et al. « Skills and Limitations of the Adiabatic Omega Equation: How Effective Is It to Retrieve Oceanic Vertical Circulation at Mesoscale and Submesoscale? » In : *Journal of Physical Oceanography* 51.3 (mars 2021), p. 931-954. DOI : [10.1175/JPO-D-20-0052.1](https://doi.org/10.1175/JPO-D-20-0052.1).
- Quenouille 1966** : Quenouille M. H. *Introductory Statistics*. Oxford : Pergamon Press, 1966.

- Ramachandran et al. 2014** : Ramachandran S., Tandon A., Mahadevan A. « Enhancement in Vertical Fluxes at a Front by Mesoscale-Submesoscale Coupling ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 119.12 (2014), p. 8495-8511. DOI : [10.1002/2014JC010211](https://doi.org/10.1002/2014JC010211).
- Resplandy et al. 2012** : Resplandy L., Lévy M., Bopp L., Echevin V., Pous S., Sarma V. V. S. S. et al. « Controlling Factors of the Oxygen Balance in the Arabian Sea's OMZ ». In : *Biogeosciences* 9.12 (13 déc. 2012), p. 5095-5109. DOI : [10.5194/bg-9-5095-2012](https://doi.org/10.5194/bg-9-5095-2012).
- Resplandy et al. 2019** : Resplandy L., Lévy M., McGillicuddy Jr. D. J. « Effects of Eddy-Driven Subduction on Ocean Biological Carbon Pump ». In : *Global Biogeochem. Cy.* 33.8 (2019), p. 1071-1084. DOI : [10.1029/2018GB006125](https://doi.org/10.1029/2018GB006125).
- Richter et al. 2022** : Richter D. J., Watteaux R., Vannier T., Leconte J., Frémont P., Reygondeau G. et al. « Genomic Evidence for Global Ocean Plankton Biogeography Shaped by Large-Scale Current Systems ». In : *eLife* 11 (3 août 2022). Edité par Louca S., Schuman M. C., e78129. DOI : [10.7554/eLife.78129](https://doi.org/10.7554/eLife.78129).
- Romera-Castillo et al. 2016** : Romera-Castillo C., Letscher R. T., Hansell D. A. « New Nutrients Exert Fundamental Control on Dissolved Organic Carbon Accumulation in the Surface Atlantic Ocean ». In : *P. Natl. Acad. Sci. USA* 113.38 (20 sept. 2016), p. 10497-10502. DOI : [10.1073/pnas.1605344113](https://doi.org/10.1073/pnas.1605344113).
- Ruiz et al. 2019** : Ruiz S., Claret M., Pascual A., Olita A., Troupin C., Capet A. et al. « Effects of Oceanic Mesoscale and Submesoscale Frontal Processes on the Vertical Transport of Phytoplankton ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 124.8 (2019), p. 5999-6014. DOI : [10.1029/2019jc015034](https://doi.org/10.1029/2019jc015034).
- Sanchez-Rios et al. 2020** : Sanchez-Rios A., Shearman R. K., Klymak J., D'Asaro E., Lee C. « Observations of Cross-Frontal Exchange Associated with Submesoscale Features along the North Wall of the Gulf Stream ». In : *Deep Sea Res. Part I: Oceanogr. Res.* 163 (sept. 2020), p. 103342. DOI : [10.1016/j.dsr.2020.103342](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2020.103342).
- Sarmiento et al. 2004** : Sarmiento J. L., Slater R., Barber R., Bopp L., Doney S. C., Hirst A. C. et al. « Response of Ocean Ecosystems to Climate Warming ». In : *Global Biogeochem. Cy.* 18.3 (2004). DOI : [10.1029/2003GB002134](https://doi.org/10.1029/2003GB002134).
- Sasaki et al. 2020** : Sasaki H., Qiu B., Klein P., Sasai Y., Nonaka M. « Interannual to Decadal Variations of Submesoscale Motions around the North Pacific Subtropical Countercurrent ». In : *Fluids* 5.3 (17 juill. 2020), p. 116. DOI : [10.3390/fluids5030116](https://doi.org/10.3390/fluids5030116).
- Sauter & Parson 1994** : Sauter D., Parson L. « Spatial Filtering for Speckle Reduction, Contrast Enhancement, and Texture Analysis of GLORIA Images ». In : *IEEE J. Oceanic Eng.* 19.4 (oct. 1994), p. 563-576. DOI : [10.1109/48.338392](https://doi.org/10.1109/48.338392).
- Sergi et al. 2020** : Sergi S., Baudena A., Cotté C., Ardyna M., Blain S., d'Ovidio F. « Interaction of the Antarctic Circumpolar Current with Seamounts Fuels Moderate Blooms but Vast Foraging Grounds for Multiple Marine Predators ». In : *Front. Mar. Sci.* 7 (2020). DOI : [10.3389/fmars.2020.00416](https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00416).

- Serra-Pompei et al. 2022** : Serra-Pompei C., Ward B. A., Pinti J., Visser A. W., Kjørboe T., Andersen K. H. « Linking Plankton Size Spectra and Community Composition to Carbon Export and Its Efficiency ». In : *Global Biogeochem. Cy.* 36.5 (2022), e2021GB007275. DOI : [10.1029/2021GB007275](https://doi.org/10.1029/2021GB007275).
- Shimada et al. 2005** : Shimada T., Sakaida F., Kawamura H., Okumura T. « Application of an Edge Detection Method to Satellite Images for Distinguishing Sea Surface Temperature Fronts near the Japanese Coast ». In : *Remote Sens. Environ.* 98.1 (sept. 2005), p. 21-34. DOI : [10.1016/j.rse.2005.05.018](https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.05.018).
- Shulman et al. 2015** : Shulman I., Penta B., Richman J., Jacobs G., Anderson S., Sakalaukus P. « Impact of Submesoscale Processes on Dynamics of Phytoplankton Filaments ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 120.3 (2015), p. 2050-2062. DOI : [10.1002/2014jc010326](https://doi.org/10.1002/2014jc010326).
- Siegel et al. 2002** : Siegel D. A., Doney S. C., Yoder J. A. « The North Atlantic Spring Phytoplankton Bloom and Sverdrup's Critical Depth Hypothesis ». In : *Science* 296.5568 (26 avr. 2002), p. 730-733. DOI : [10.1126/science.1069174](https://doi.org/10.1126/science.1069174).
- Simoès-Sousa et al. 2022** : Simoès-Sousa I. T., Tandon A., Pereira F., Lazaneo C. Z., Mahadevan A. « Mixed Layer Eddies Supply Nutrients to Enhance the Spring Phytoplankton Bloom ». In : *Front. Mar. Sci.* 9 (27 oct. 2022), p. 825027. DOI : [10.3389/fmars.2022.825027](https://doi.org/10.3389/fmars.2022.825027).
- Stegmann 2004** : Stegmann P. M. « Variability in Chlorophyll and Sea Surface Temperature Fronts in the Long Island Sound Outflow Region from Satellite Observations ». In : *J. Geophys. Res.* 109.C7 (2004), C07S03. DOI : [10.1029/2003JC001984](https://doi.org/10.1029/2003JC001984).
- Stock et al. 2014** : Stock C. A., Dunne J. P., John J. G. « Drivers of Trophic Amplification of Ocean Productivity Trends in a Changing Climate ». In : *Biogeosciences* 11.24 (16 déc. 2014), p. 7125-7135. DOI : [10.5194/bg-11-7125-2014](https://doi.org/10.5194/bg-11-7125-2014).
- Sunagawa et al. 2020** : Sunagawa S., Acinas S. G., Bork P., Bowler C., Eveillard D., Gorsky G. et al. « Tara Oceans : Towards Global Ocean Ecosystems Biology ». In : *Nat. Rev. Microbiol.* 18.8 (8 août 2020), p. 428-445. DOI : [10.1038/s41579-020-0364-5](https://doi.org/10.1038/s41579-020-0364-5).
- Tarry et al. 2021** : Tarry D. R., Essink S., Pascual A., Ruiz S., Poulain P.-M., Özgökmen T. et al. « Frontal Convergence and Vertical Velocity Measured by Drifters in the Alboran Sea ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 126.4 (2021), e2020JC016614. DOI : [10.1029/2020JC016614](https://doi.org/10.1029/2020JC016614).
- Taylor et al. 2012** : Taylor A. G., Goericke R., Landry M. R., Selph K. E., Wick D. A., Roadman M. J. « Sharp Gradients in Phytoplankton Community Structure across a Frontal Zone in the California Current Ecosystem ». In : *J. Plankton Res.* 34.9 (1^{er} sept. 2012), p. 778-789. DOI : [10.1093/plankt/fbs036](https://doi.org/10.1093/plankt/fbs036).
- Taylor & Ferrari 2011a** : Taylor J. R., Ferrari R. « Ocean Fronts Trigger High Latitude Phytoplankton Blooms ». In : *Geophys. Res. Lett.* 38.23 (2011). DOI : [10.1029/2011gl049312](https://doi.org/10.1029/2011gl049312).
- Taylor & Ferrari 2011b** : Taylor J. R., Ferrari R. « Shutdown of Turbulent Convection as a New Criterion for the Onset of Spring Phytoplankton

- Blooms ». In : *Limnol. Oceanogr.* 56.6 (2011), p. 2293-2307. DOI : [10.4319/lo.2011.56.6.2293](https://doi.org/10.4319/lo.2011.56.6.2293).
- Taylor & Thompson 2023** : Taylor J. R., Thompson A. F. « Submesoscale Dynamics in the Upper Ocean ». In : *Annu. Rev. Fluid Mech.* 55.1 (19 jan. 2023), p. 103-127. DOI : [10.1146/annurev-fluid-031422-095147](https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-031422-095147).
- Thomas & Ferrari 2008** : Thomas L., Ferrari R. « Friction, Frontogenesis, and the Stratification of the Surface Mixed Layer ». In : *J. Phys. Oceanogr.* 38.11 (1^{er} nov. 2008), p. 2501-2518. DOI : [10.1175/2008JPO3797.1](https://doi.org/10.1175/2008JPO3797.1).
- Thomas et al. 2008** : Thomas L. N., Tandon A., Mahadevan A. « Submesoscale Processes and Dynamics ». In : *Geophysical Monograph Series*. Edité par Hecht M. W., Hasumi H. T. 177. Washington, D. C. : American Geophysical Union, 2008, p. 17-38. DOI : [10.1029/177GM04](https://doi.org/10.1029/177GM04).
- Thomas et al. 2013** : Thomas L. N., Taylor J. R., Ferrari R., Joyce T. M. « Symmetric Instability in the Gulf Stream ». In : *Deep Sea Res. Part II: Topical Studies Oceanogr.* Subtropical Mode Water in the North Atlantic Ocean 91 (1^{er} juill. 2013), p. 96-110. DOI : [10.1016/j.dsr2.2013.02.025](https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.02.025).
- Thyng et al. 2016** : Thyng K., Greene C., Hetland R., Zimmerle H., DiMarco S. « True Colors of Oceanography : Guidelines for Effective and Accurate Colormap Selection ». In : *Oceanogr.* 29.3 (1^{er} sept. 2016), p. 9-13. DOI : [10.5670/oceanog.2016.66](https://doi.org/10.5670/oceanog.2016.66).
- Thyssen et al. 2015** : Thyssen M., Alvain S., Lefèbvre A., Dessailly D., Rijkeboer M., Guiselin N. et al. « High-Resolution Analysis of a North Sea Phytoplankton Community Structure Based on in Situ Flow Cytometry Observations and Potential Implication for Remote Sensing ». In : *Biogeosciences* 12.13 (7 juill. 2015), p. 4051-4066. DOI : [10.5194/bg-12-4051-2015](https://doi.org/10.5194/bg-12-4051-2015).
- Townsend et al. 2004** : Townsend D. W., Thomas A. C., Mayer L. M., Thomas M. A., Quinlan J. A. « Oceanography of the Northwest Atlantic Continental Shelf (1,W). Chapter 5 ». In : *The Global Coastal Ocean : Interdisciplinary Regional Studies and Syntheses*. Edité par Robinson A. R., Brink K. H. T. 14A. The Sea. Harvard University Press, 2004.
- Tréguer et al. 2018** : Tréguer P., Bowler C., Moriceau B., Dutkiewicz S., Gehlen M., Aumont O. et al. « Influence of Diatom Diversity on the Ocean Biological Carbon Pump ». In : *Nat. Geosci.* 11.1 (jan. 2018), p. 27-37. DOI : [10.1038/s41561-017-0028-x](https://doi.org/10.1038/s41561-017-0028-x).
- Tzortzis et al. 2021** : Tzortzis R., Doglioli A. M., Barrillon S., Petrenko A. A., d'Ovidio F., Izard L. et al. « Impact of Moderately Energetic Fine-Scale Dynamics on the Phytoplankton Community Structure in the Western Mediterranean Sea ». In : *Biogeosciences* 18.24 (17 déc. 2021), p. 6455-6477. DOI : [10.5194/bg-18-6455-2021](https://doi.org/10.5194/bg-18-6455-2021).
- Uchida et al. 2019** : Uchida T., Balwada D., Abernathey R., McKinley G., Smith S., Lévy M. « The Contribution of Submesoscale over Mesoscale Eddy Iron Transport in the Open Southern Ocean ». In : *J. Adv. Mod. Earth Syst.* 11.12 (2019), p. 3934-3958. DOI : [10.1029/2019MS001805](https://doi.org/10.1029/2019MS001805).

- Uchida et al. 2020** : Uchida T., Balwada D., P. Abernathey R., A. McKinley G., K. Smith S., Lévy M. « Vertical Eddy Iron Fluxes Support Primary Production in the Open Southern Ocean ». In : *Nat. Commun.* 11.1 (1 28 fév. 2020), p. 1125. DOI : [10.1038/s41467-020-14955-0](https://doi.org/10.1038/s41467-020-14955-0).
- Uitz et al. 2006** : Uitz J., Claustre H., Morel A., Hooker S. B. « Vertical Distribution of Phytoplankton Communities in Open Ocean : An Assessment Based on Surface Chlorophyll ». In : *J. Geophys. Res.* 111.C8 (2006). DOI : [10.1029/2005jc003207](https://doi.org/10.1029/2005jc003207).
- Uitz et al. 2010** : Uitz J., Claustre H., Gentili B., Stramski D. « Phytoplankton Class-Specific Primary Production in the World's Oceans : Seasonal and Interannual Variability from Satellite Observations ». In : *Global Biogeochem. Cy.* 24.3 (2010). DOI : [10.1029/2009gb003680](https://doi.org/10.1029/2009gb003680).
- Uitz et al. 2012** : Uitz J., Stramski D., Gentili B., D'Ortenzio F., Claustre H. « Estimates of Phytoplankton Class-Specific and Total Primary Production in the Mediterranean Sea from Satellite Ocean Color Observations ». In : *Global Biogeochem. Cy.* 26.2 (2012). DOI : [10.1029/2011gb004055](https://doi.org/10.1029/2011gb004055).
- Vázquez et al. 1999** : Vázquez D. P., Atae-Allah C., Escamilla P. L. L. « Entropic Approach to Edge Detection for SST Images ». In : *J. Atmos. Oceanic Tech.* 16.7 (1^{er} juill. 1999), p. 970-979. DOI : [10.1175/1520-0426\(1999\)016<0970:EATEDF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1999)016<0970:EATEDF>2.0.CO;2).
- Verneil et al. 2019** : Verneil A., Franks P. J. S., Ohman M. D. « Frontogenesis and the Creation of Fine-scale Vertical Phytoplankton Structure ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 124.3 (mars 2019), p. 1509-1523. DOI : [10.1029/2018JC014645](https://doi.org/10.1029/2018JC014645).
- Vichi et al. 2011** : Vichi M., Allen J. I., Masina S., Hardman-Mountford N. J. « The Emergence of Ocean Biogeochemical Provinces : A Quantitative Assessment and a Diagnostic for Model Evaluation ». In : *Global Biogeochem. Cy.* 25.2 (2011). DOI : [10.1029/2010GB003867](https://doi.org/10.1029/2010GB003867).
- Vidussi et al. 2001** : Vidussi F., Claustre H., Manca B. B., Luchetta A., Marty J.-C. « Phytoplankton Pigment Distribution in Relation to Upper Thermocline Circulation in the Eastern Mediterranean Sea during Winter ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 106.C9 (15 sept. 2001), p. 19939-19956. DOI : [10.1029/1999jc000308](https://doi.org/10.1029/1999jc000308).
- Werdell & Bailey 2005** : Werdell P. J., Bailey S. W. « An Improved In-Situ Bio-Optical Data Set for Ocean Color Algorithm Development and Satellite Data Product Validation ». In : *Remote Sens. Environ.* 98.1 (30 sept. 2005), p. 122-140. DOI : [10.1016/j.rse.2005.07.001](https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.07.001).
- Werdell et al. 2018** : Werdell P. J., McKinna L. I. W., Boss E., Ackleson S. G., Craig S. E., Gregg W. W. et al. « An Overview of Approaches and Challenges for Retrieving Marine Inherent Optical Properties from Ocean Color Remote Sensing ». In : *Prog. Oceanogr.* 160 (1^{er} jan. 2018), p. 186-212. DOI : [10.1016/j.pocean.2018.01.001](https://doi.org/10.1016/j.pocean.2018.01.001).
- Werdell & McClain 2019** : Werdell P. J., McClain C. R. « Satellite Remote Sensing : Ocean Color ». In : *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Third Edition.

- Oxford : Academic Press, 1^{er} jan. 2019, p. 443-455. DOI : [10.1016/B978-0-12-409548-9.10817-6](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10817-6).
- Williams et al. 2011** : Williams R. G., McDonagh E., Roussenov V. M., Torres-Valdes S., King B., Sanders R. et al. « Nutrient Streams in the North Atlantic: Advective Pathways of Inorganic and Dissolved Organic Nutrients ». In : *Global Biogeochem. Cy.* 25.4 (déc. 2011), n/a-n/a. DOI : [10.1029/2010GB003853](https://doi.org/10.1029/2010GB003853).
- Williams & Follows 2011** : Williams R. G., Follows M. *Ocean Dynamics and the Carbon Cycle: Principles and Mechanisms*. Cambridge, UK ; New York : Cambridge University Press, 2011. 404 p.
- Wilson 2005** : Wilson C. « Global Climatological Relationships between Satellite Biological and Physical Observations and Upper Ocean Properties ». In : *J. Geophys. Res.* 110.C10 (2005), p. C10001. DOI : [10.1029/2004JC002724](https://doi.org/10.1029/2004JC002724).
- Wilson 2021** : Wilson C. « Evidence of Episodic Nitrate Injections in the Oligotrophic North Pacific Associated with Surface Chlorophyll Blooms ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 126.11 (nov. 2021). DOI : [10.1029/2021JC017169](https://doi.org/10.1029/2021JC017169).
- Wunsch & Stammer 1998** : Wunsch C., Stammer D. « Satellite Altimetry, the Marine Geoid, and the Oceanic General Circulation ». In : *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 26.1 (mai 1998), p. 219-253. DOI : [10.1146/annurev.earth.26.1.219](https://doi.org/10.1146/annurev.earth.26.1.219).
- Xi et al. 2020** : Xi H., Losa S. N., Mangin A., Soppa M. A., Garnesson P., Demaria J. et al. « Global Retrieval of Phytoplankton Functional Types Based on Empirical Orthogonal Functions Using CMEMS GlobColour Merged Products and Further Extension to OLCI Data ». In : *Remote Sens. Environ.* 240 (1^{er} avr. 2020), p. 111704. DOI : [10.1016/j.rse.2020.111704](https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.111704).
- Xi et al. 2021** : Xi H., Losa S. N., Mangin A., Garnesson P., Bretagnon M., Demaria J. et al. « Global Chlorophyll a Concentrations of Phytoplankton Functional Types with Detailed Uncertainty Assessment Using Multisensor Ocean Color and Sea Surface Temperature Satellite Products ». In : *J. Geophys. Res. Oceans* 126.5 (2021), e2020JC017127. DOI : [10.1029/2020JC017127](https://doi.org/10.1029/2020JC017127).
- Zhai et al. 2008** : Zhai X., Greatbatch R. J., Kohlmann J.-D. « On the Seasonal Variability of Eddy Kinetic Energy in the Gulf Stream Region ». In : *Geophys. Res. Lett.* 35.24 (2008). DOI : [10.1029/2008GL036412](https://doi.org/10.1029/2008GL036412).
- Zhang et al. 2019** : Zhang Z., Qiu B., Klein P., Travis S. « The Influence of Geostrophic Strain on Oceanic Ageostrophic Motion and Surface Chlorophyll ». In : *Nat. Commun.* 10.1 (1 28 juin 2019), p. 2838. DOI : [10.1038/s41467-019-10883-w](https://doi.org/10.1038/s41467-019-10883-w).

Données

Bathymétrie ETOPO : *ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model*. NOAA National Geophysical Data Center. NOAA National Centers for Environmental Information. 2009. DOI : [10.7289/V5C8276M](https://doi.org/10.7289/V5C8276M).

Chl-a MODIS : *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Aqua Ocean Color Data ; 2018 Reprocessing*. NASA Goddard Space Flight Center, Ocean Ecology Laboratory, Ocean Biology Processing Group. NASA OB.DAAC, Greenbelt, MD, USA. 2018. DOI : [10.5067/ORBVIEW-2/SEAWIFS/L2/OC/2018](https://doi.org/10.5067/ORBVIEW-2/SEAWIFS/L2/OC/2018).

Chl-a GlobColour : *Global Ocean Colour (Copernicus-GlobColour), Bio-Geo-Chemical, L3 (Daily) from Satellite Observations (1997-Ongoing)*. European Union-Copernicus Marine Service. Mercator Ocean International. 2022. DOI : [10.48670/MOI-00280](https://doi.org/10.48670/MOI-00280).

SST MUR : *GHRSSST Level 4 MUR Global Foundation Sea Surface Temperature Analysis. Ver. 4.1*. JPL MUR MEaSURES Project. PO.DAAC, CA, USA. 2015. DOI : [10.5067/GHGMR-4FJ04](https://doi.org/10.5067/GHGMR-4FJ04).

SST GLORYS : *Global Ocean Physics Reanalysis*. European Union-Copernicus Marine Service. Mercator Ocean International. 2018. DOI : [10.48670/MOI-00021](https://doi.org/10.48670/MOI-00021).

SST ESA-CCI / C3S : *ESA SST CCI and C3S Reprocessed Sea Surface Temperature Analyses. Ver. 2.0*. Meteorological Office UK. MOi for Copernicus Marine Service. 2019. DOI : [10.48670/MOI-00169](https://doi.org/10.48670/MOI-00169).

SST Modis-L3 : *MODIS Aqua L2P Swath SST Data Set. Ver. 2019.0*. JPL OBPG RSMAS. PO.DAAC, CA, USA. 2020. DOI : [10.5067/GHMDA-2PJ19](https://doi.org/10.5067/GHMDA-2PJ19).

Illustrations

Figure I·1 : Données obtenues sur **Worldview EOSDIS** (« Corrected Reflectance (True Color) Terra/MODIS ») et « Chlorophyll a Aqua/MODIS ». Inspiré par *Hints of Spring in the Atlantic*, Image of the Day 2020-03-10. Texte par Michael Carlowicz, images par Norman Kuring et Joshua Stevens. NASA Earth Observatory. URL : <https://earthobservatory.nasa.gov/images/146412/hints-of-spring-in-the-atlantic>

Figure I·4 : *Baltic Blooms*, 2019-12-13, ID : 434793. European Space Agency. URL : https://www.esa.int/ESA_Multimedia/Images/2019/12/Baltic_blooms

Logiciels

J'ai été amené à utiliser durant ma thèse de nombreux outils informatiques sans lesquels ce travail n'aurait pu aboutir, ou en tout cas avec assurément beaucoup plus de difficultés. Il me semble important d'en citer au moins une partie ici. La reproductibilité de mon travail est déjà garantie par la mise à disposition de mes codes (accompagnés d'une courte documentation et de tout le nécessaire pour reproduire les résultats) sur un dépôt public¹ et dont une version est également déposée sur un répertoire Zenodo². Il s'agit ici plutôt de créditer les nombreux·ses contributeurs et contributrices qui ont participé à l'élaboration de ces outils.

Bien évidemment beaucoup des calculs reposent sur des bibliothèques qui ne sont plus à présenter : `NumPy`, `SciPy`, et `pandas`. Cependant il est plus commun (en géosciences en tout cas) d'interfacer avec la bibliothèque `Xarray`. Les outils de `Dask` se sont également avérés indispensables pour gérer les quantités importantes de données que sont les nôtres.

Il convient de citer plusieurs paquets permettant le calcul efficace d'histogrammes : `xhistogram` qui implémente ses fonctionnalités à partir de fonctions NumPy et Dask "élémentaires", et `dask-histogram` qui s'appuie sur la bibliothèque `C Boost`.

Plusieurs paquets sont utilisés pour réaliser les figures, bien évidemment `Matplotlib`, `Cartopy` pour les cartes, mais également `cmocean` qui fournit des palettes de couleurs, notamment pour un usage en océanographie (Thyng et al. 2016). Ces dernières présentent les avantages (majeurs) d'être linéairement perceptibles, adaptés à une conversion en nuance de gris pour impression, et robustes à plusieurs types de daltonisme. Similairement, les couleurs utilisées dans les figures sont le fruit du travail de Paul Tol³, distribué pour Python par mes soins (voir section « Publications et productions »).

Enfin il me paraît approprié de citer les outils `IPython` avec lequel j'exécute tous mes scripts, `Mamba` et le projet `Conda-Forge` lesquels me permettent de gérer les environnements Python, et enfin le travail épatant derrière le framework de configuration `Doom Emacs` sur lequel tous les scripts et ce manuscrit (entre autres) ont été écrits.

Boost : *Python bindings for the C++14 Boost::Histogram library* (paquet Python), ver. 1.3. Contributeur·ices. URL : <https://github.com/scikit-hep/boost-histogram>.

Cartopy : *A cartographic Python library with matplotlib support* (paquet Python), ver. 0.21. Met Office, Contributeur·ices. URL : <https://scitools.org.uk/cartopy>.

1. Dépôt Gitlab : <https://gitlab.in2p3.fr/clement.haeck/submeso-color>

2. DOI : [10.5281/zenodo.7470199](https://doi.org/10.5281/zenodo.7470199)

3. voir <https://personal.sron.nl/~pault>

- cmocean** : *Beautiful colormaps for oceanography* (paquet Python), ver. 2. Thyng K. URL : <https://matplotlib.org/cmocean>.
- Conda-Forge** : *A community-led collection of recipes, build infrastructure and distributions for the conda package manager* (distribution de paquets), ver. 4.14. Contributeur·ices, Voltron Data, Lab 49, QuantStack, Anaconda, Integrated Ocean Observing System et al. Sponsorisé fiscalement par NumFOCUS, nVidia. Infrastructure sponsorisée par Anaconda, Open Source Lab, Oracle Cloud, MacStadium, OVHCloud. URL : <https://conda-forge.org>.
- Dask** : *Flexible parallel computing library for analytics* (paquet Python), ver. 2022.10. Contributeur·ices. URL : <https://www.dask.org>.
- dask-histogram** : *Histograms with task scheduling* (paquet Python), ver. 2022.9. Contributeur·ices. URL : <https://github.com/dask-contrib/dask-histogram>.
- Doom Emacs** : *An Emacs framework for the stubborn martian hacker* (framework de configuration pour GNU Emacs). Lissner H., Contributeur·ices. URL : <https://github.com/doomemacs/doomemacs>.
- IPython** : *Productive interactive computing* (paquet Python), ver. 8.7. Contributeur·ices. URL : <https://github.com/ipython/ipython>.
- JUNO-FDA** : *JUNO - Front Detection Algorithms* (suite de programmes). Figueiredo L., Lureiro N., Fonteles C., Mendes R. + Atlantic CoLAB, Faculdade de Engenharia Universidade do Porto, JUNO - Robotic exploration of Atlantic waters & Fundação Luso-Americana Para o Desenvolvimento. URL : <https://github.com/CoLAB-ATLANTIC/JUNO>.
- Mamba** : *The fast cross-platform package manager* (programme, gestionnaire de paquets), ver. 0.25. QuantStack, Contributeur·ices. URL : <https://github.com/mamba-org/mamba>.
- Matplotlib** : *Visualization with Python* (paquet Python), ver. 3.6. Contributeur·ices. Sponsorisé par NumFOCUS. URL : <https://matplotlib.org>.
- NumPy** : *The fundamental package for scientific computing with Python* (paquet Python), ver. 1.23. Contributeur·ices. URL : <https://numpy.org>.
- pandas** : *powerful Python data analysis toolkit* (paquet python), ver. 1.5. Contributeur·ices. Sponsorisé par NumFOCUS. URL : <https://pandas.pydata.org>.
- SciPy** : *Fundamental algorithms for scientific computing in Python* (paquet Python), ver. 1.9. Contributeur·ices. URL : <https://scipy.org>.
- CF-Xarray** : *An accessor for Xarray objects that interprets CF attributes* (paquet Python), ver. 0.7. Contributeur·ices. URL : <https://github.com/xarray-contrib/cf-xarray>.

Xarray: *N-D labeled arrays and datasets* (paquet Python), ver. 2022.10. Contributeur·ices. Sponsorisé par NumFOCUS. URL : <https://xarray.dev>.

xhistogram: *Fast, flexible, label-aware histograms for numpy and xarray* (paquet Python), ver. 0.3. Contributeur·ices. URL : <https://github.com/xgcm/xhistogram>.
