



---

## Caractérisation de l'effet des structures frontales sur les communautés phytoplanctoniques en mer d'Iroise

---

Maud MARTINEZ ALMOYNA

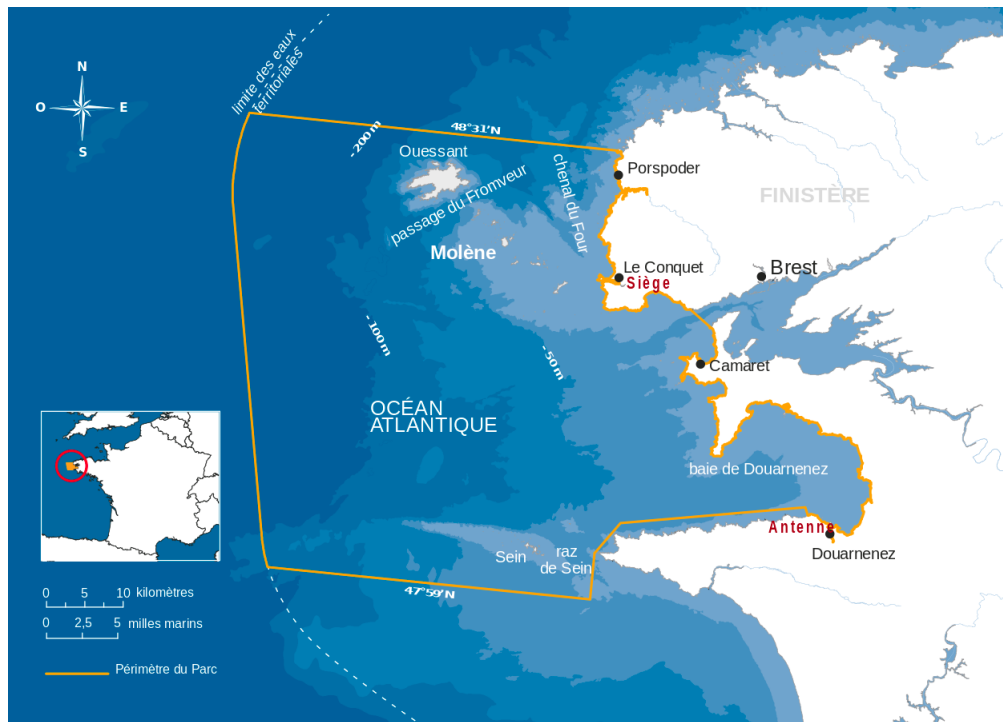
*M2 - Physique Ocean et Climat, spécialité Océan Côtier, IUEM*

Encadrants : **Caroline CAILLIAU** (Chargée de mission Parc Naturel Marin d'Iroise, OFB),  
**Louis MARIÉ** (Chercheur Ifremer), **Guillaume CHARRIA** (Chercheur Ifremer)

## Résumé

Le Front thermique d'Ouessant est une structure dominante de la Mer d'Iroise en été. Présent de juin à octobre, il sépare les eaux saisonnièrement stratifiées au large des eaux homogènes mélangées par la marée. Afin d'étudier sa variabilité saisonnière et interannuelle et de caractériser son impact sur la production phytoplanctonique, plusieurs jeux de données in-situ, satellites et simulés ont été explorés. Il en ressort que, durant la période où le front est présent, les positions du front de surface et du front de fond évoluent séparément. Le front de surface oscille en fonction des forçages atmosphériques et du cycle vives-eaux/mortes-eaux (VE/ME). La position du front de fond est principalement gouvernée par le cycle VE/ME. Il s'avance vers l'Est en période de mortes-eaux et l'amplitude de ce déplacement dépend en partie de la bathymétrie locale. Le front de surface présente une variabilité interannuelle en intensité et en durée. La zone frontale demeure une zone de production phytoplanctonique importante tout au long de l'année, notamment grâce à la présence du front en été, et ne présente pas de tendance à long terme dans l'évolution de l'abondance de phytoplancton. Une efflorescence phytoplanctonique, causée par une restratification partielle des eaux de la zone homogène le long du front, apparaît périodiquement en mortes-eaux à l'Est du front de surface.

**Mots clés :** Front d'Ouessant, Mer d'Iroise, front thermique de marée, phytoplancton.



**Figure 1:** Carte de la mer d'Iroise avec les contours bathymétriques et les limites du Parc Naturel Marin d'Iroise, OFB

## 1 Introduction

La Mer d'Iroise est une partie du plateau continental Ouest-européen située à l'Ouest du Finistère. Cette zone est particulièrement contrainte et complexe, tant d'un point de vue hydrodynamique que biologique. Dotée d'une topographie irrégulière (110 m de profondeur en moyenne), elle présente des bandes rocheuses de faible profondeur au niveau des archipels de Sein et Molène et à proximité de l'île d'Ouessant. Cette zone présente de grandes amplitudes de marée et l'interaction entre la marée et la bathymétrie irrégulière entraîne de forts courants de marée pouvant atteindre 4 m/s (Sentchev et al., 2010). Des courants résiduels s'écoulent à proximité de la côte et des îles de Molène et Ouessant. Cette circulation forme différentes structures comme un courant dirigé vers le Nord situé à l'Est de l'île d'Ouessant ou bien différents tourbillons cycloniques et anti-cycloniques. La circulation résiduelle en mer d'Iroise est également influencée par les vents ainsi que dans une moindre mesure par les gradients de densité (Muller et al., 2010).

Grâce à ses caractéristiques physiques particulières, la Mer d'Iroise possède une biodiversité très riche. En effet, elle est le lieu de vie ou de passage de nombreuses espèces de poissons, mammifères marins mais également d'oiseaux. C'est la volonté de préserver cette biodiversité exceptionnelle qui a mené à la création du Parc Naturel Marin d'Iroise (PNMI) en 2007. Celui-ci couvre une surface de 3500 km<sup>2</sup> entre le Nord de l'île d'Ouessant et le Sud de l'île de Sein, jusqu'à la limite des eaux territoriales à l'Ouest (Figure 1). Une des missions du PNMI est de décrire et de suivre l'évolution spatiale et temporelle de la biodiversité marine.

Le Front d'Ouessant est la principale structure physique saisonnière de la mer d'Iroise. Il s'agit de la frontière séparant les eaux homogènes mélangées par la marée à proximité de la

côte et les eaux qui se stratifient saisonnièrement au large.

Les fronts de marée ont été décrits par Simpson et Hunter en mer d'Irlande (Simpson and Hunter, 1974). Dans cet article, les auteurs présentent un critère défini par le rapport entre l'énergie des flux de chaleur en surface et l'énergie mécanique apportée par le frottement de la marée sur le fond. Dans les zones où la profondeur est suffisamment faible pour permettre au mélange par le fond d'atteindre la surface, la colonne d'eau demeure homogène. Ailleurs, le flux de flottabilité engendré par le chauffage de la surface stratifie la colonne d'eau. Ce critère est proportionnel à  $\frac{H}{u^3}$ , avec  $H$  la profondeur et  $u$  l'amplitude caractéristique des courants barotropes, et permet de localiser les régions favorables au développement des fronts de marée.

Cependant, Pasquet et al. (2012) ont montré que l'application du critère de Simpson-Hunter à la mer d'Iroise donne deux zones de mélanges intenses au niveau de la Chaussée de Sein et de l'archipel de Molène, séparées par une zone de plus faible mélange. Les eaux homogènes présentes entre ces deux zones peuvent être le résultat d'une advection à partir de la zone de mélange du Raz de Sein (Pasquet et al., 2012).

Le front d'Ouessant se met en place saisonnièrement à la fin du printemps. En hiver, l'ensemble de la zone est homogène, avec une température de 11°C. Une stratification se met en place au large à la fin du printemps et se destructure en automne. La zone moins profonde, comprise entre Ouessant et Sein, reste homogène durant tout l'été, positionnant le front au niveau de l'isobathe 100m (Cambon, 2008).

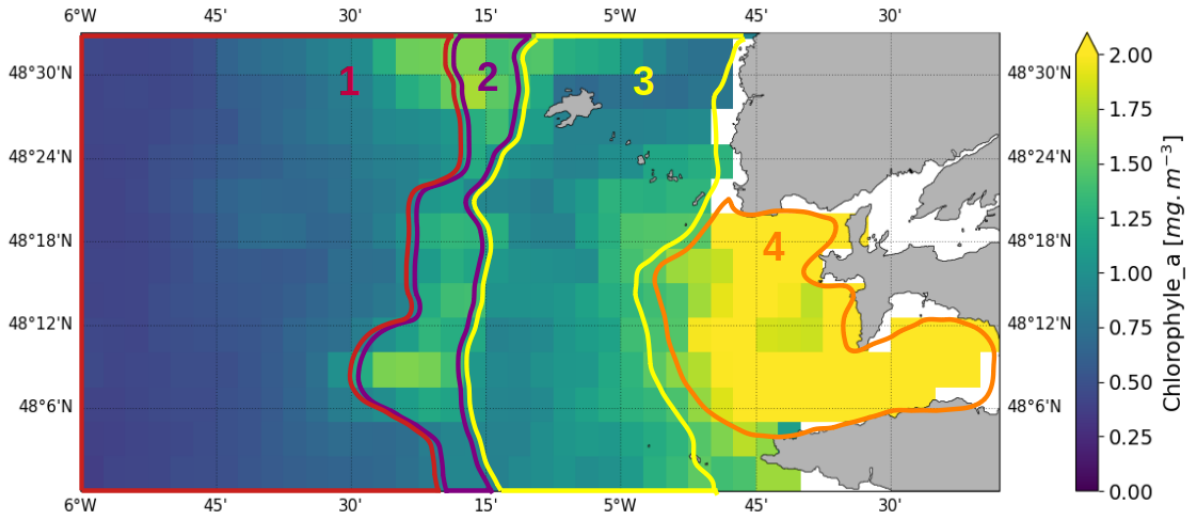
En réalité, le front d'Ouessant est donc constitué de deux fronts thermiques. Un premier front sépare les eaux chaudes de surface ( $T \simeq 19^\circ\text{C}$ ) de la zone stratifiée au large des eaux homogènes proches de la côte ( $T \simeq 14^\circ\text{C}$ ) et un deuxième front sépare ces eaux homogènes de la masse d'eau froide ( $T \simeq 11^\circ\text{C}$ ) en profondeur de la zone stratifiée (Szekely, 2012). Le Boyer et al. (2009) ont montré que ces deux fronts ne sont pas nécessairement colocalisés, le front de fond se trouvant généralement à l'Est par rapport au front de surface.

Le front d'Ouessant, lorsqu'il est pleinement développé, est le point de rencontre de trois masses d'eau qui présentent des caractéristiques biogéochimiques très différentes. Le fond de la zone stratifiée présente de fortes concentrations en nutriments. Cependant, la production de phytoplancton dans cette masse d'eau est limitée par l'absence de lumière.

La surface de la zone stratifiée (zone 1 sur la figure 2) est une zone présentant en revanche un fort ensoleillement mais de faible concentration en nutriments, notamment en nitrates. Ceux-ci ont été consommés lors de l'efflorescence printanière. C'est une zone de faible production de phytoplancton. Il s'y développe principalement du nanophytoplancton, dont les petites cellules présentent une forte affinité aux nutriments.

La zone homogène (zone 3 sur la figure 2) présente de fortes concentrations en nutriments grâce au mélange vertical ainsi qu'aux apports de nutriments venant de la masse d'eau froide de la zone stratifiée (Morin et al., 1985). Les nutriments ne sont pas un facteur limitant de la croissance du phytoplancton. En revanche, le brassage de la colonne d'eau implique un temps de résidence en surface faible pour les cellules de phytoplancton qui sont constamment advectées verticalement et ont donc un apport limité en lumière. Cette zone, modérément productive en phytoplancton, présente une prédominance de diatomées, des cellules de phytoplancton ayant une faible affinité aux nutriments et une croissance rapide. (Le Boyer et al., 2009; Schultes et al., 2013; Cadier, 2016)

Il existe en mer d'Iroise une autre zone biologique particulièrement productive située en zone côtière (zone 4 sur la figure 2), notamment en baie de Douarnenez et s'étendant jusqu'à la zone homogène dont elle est séparée par le front interne d'Iroise.



**Figure 2:** Représentation des 4 zones biologiques principales de la mer d'Iroise: **1** la zone stratifiée, **2** la zone frontale, **3** la zone homogène et **4** la zone côtière, incluant la baie de Douarnenez. Le fond de carte représente la concentration en chlorophylle-a en surface du produit satellite L3s MODIS moyenné sur 8 jours entre le 5 et le 12 septembre 2020.

Le front (zone 2 sur la figure 2) est une zone particulièrement productive, qui présente un pic de biomasse phytoplanctonique (Landeira et al., 2014; Schultes et al., 2013). C'est également dans cette zone que l'on trouve la plus grande diversité de phytoplancton, avec une rencontre entre les espèces présentes dans la zone stratifiée et celles présentes dans la zone homogène (Cadier et al., 2017).

Dans le cadre de son objectif de suivi de la qualité de l'eau, le PNMI souhaite mieux connaître la structuration et la dynamique des successions planctoniques saisonnières en mer d'Iroise. Pour cela il est donc nécessaire d'étudier selon une approche pluri-disciplinaire, la dynamique saisonnière et interannuelle de cette structure frontale.

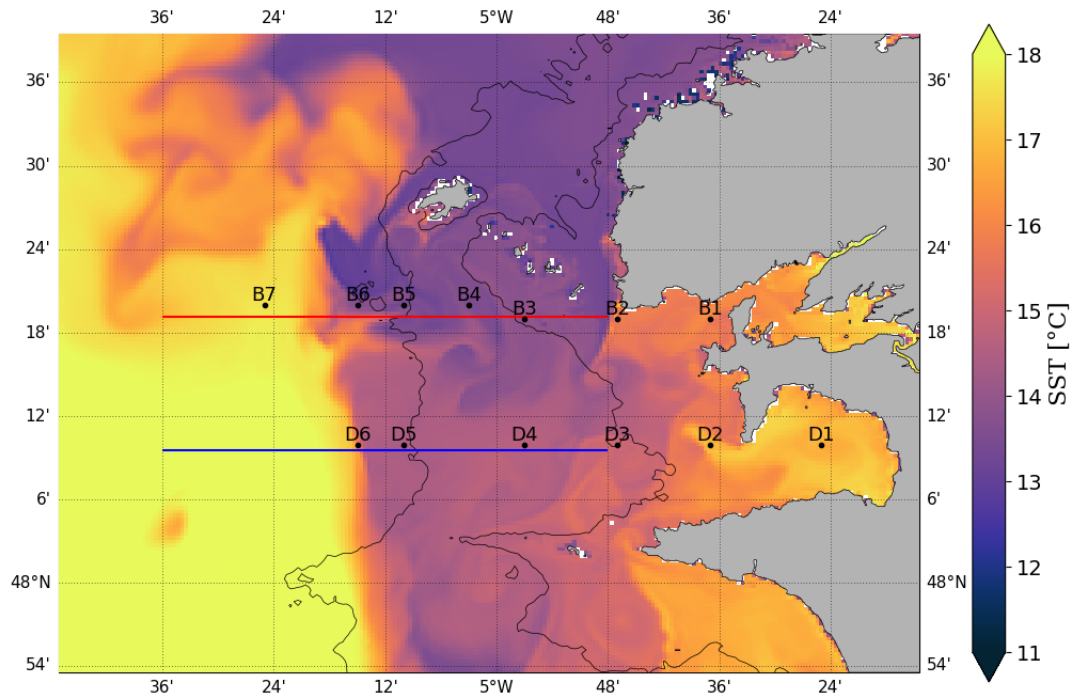
Les objectifs de ce stage sont de caractériser la dynamique saisonnière et interannuelle du front d'Ouessant en mer d'Iroise et d'étudier le lien entre cette dynamique et la variabilité saisonnière et interannuelle de l'abondance et de la composition du phytoplancton.

## 2 Données et Méthodes

Pour réaliser ce stage, plusieurs jeux de données ont été utilisés, dont les mesures in-situ collectées par le Parc Naturel Marin d'Iroise, des simulations numériques issues de différents modèles, ainsi que des produits satellites de température de surface (SST) et de concentration en chlorophylle-a.

### 2.1 Mesures in-situ

Afin de suivre l'évolution de la qualité de l'eau, le Parc Marin d'Iroise réalise depuis 2011 des campagnes de mesures appelées campagnes PNMIR. Les stations de prélèvements sont réparties le long de deux sections zonales parallèles allant de la côte vers le large : la section B, positionnée en face de la rade de Brest en 48°19'N, comprend 7 stations (B1 à B7) et s'étend légèrement plus au large que la section D, située dans le prolongement de la baie



**Figure 3:** Carte de température de surface de la simulation MARC-FINIS du 13 septembre 2018. Les points noirs représentent les positions des stations des campagnes PNMIR du Parc Marin. Les traits rouge et bleu correspondent respectivement aux sections Nord (B) et Sud (D) étudiées dans la simulation MARC-FINIS.

de Douarnenez en  $48^{\circ}10'N$  et qui comprend 6 stations (D1 à D6). La position des stations est représentée sur la figure 3. Ces stations sont positionnées aux mêmes endroits que celles réalisées par Benedetti et al. (2019). Ces campagnes sont réalisées 4 fois par an : en fin d’hiver au mois de mars, au printemps aux mois d’avril-mai, en été au mois de juillet et en automne aux mois de septembre-octobre.

À chaque station, un prélèvement d’eau est collecté avec une bouteille Niskin afin de mesurer de l’abondance des cellules phytoplanctoniques en les identifiant à l’un des trois groupes phytoplanctoniques : diatomées, dinoflagellés ou nanophytoplancton. Depuis 2018, le PNMI embarque à bord une CTD et mesure à chaque station la température, la salinité, la turbidité, l’oxygène et la fluorescence sur un profil vertical.

Seules les données des stations numérotées de 4 à 7 ont été utilisées pour ce travail. Il s’agit des stations situées le plus au large et susceptibles d’être sous l’influence du front d’Ouessant.

## 2.2 Simulations numériques

Plusieurs simulations numériques issues des modèles MARS3D, NEMO et PISCES ont été utilisées au cours de ce stage.

### 2.2.1 Simulations MARC

Les sorties de modèle MARC-F1-E2500 sont basées sur le modèle MARS3D (Model for Applications at Regional Scale). Ce modèle résout les équations primitives sous les hypothèses de Boussinesq et de l’hydrostatique. Il utilise des différences finies sur une grille d’Arakawa-C décalée avec une structure de coordonnée verticale sigma généralisée. Il s’agit d’une configuration régionale s’étendant de  $18^{\circ}W$  à  $9,5^{\circ}E$  et de  $41^{\circ}N$  à  $55^{\circ}N$ , et couvrant donc l’ensemble

du golfe de Gascogne et la Manche, avec 40 niveaux verticaux sigma. La résolution spatiale est de 2,5 km. (Yelekçi et al., 2017)

La simulation MARC-FINIS a été réalisée à partir de la configuration précédente en utilisant la librairie AGRIF (Petton et al., 2023). AGRIF (Adaptive Grid Refinement in Fortran, Debreu et al. (2008)) est une librairie qui permet l'intégration de fonctions de raffinement adaptatif de grille dans les codes de différences finies existants. La configuration est un zoom à 500m de résolution, imbriqué dans la configuration à 2.5km de résolution, réalisé au niveau de la mer d'Iroise s'étendant de 6.5°W à 3.7°W et de 47.5°N à 49.3°N. Les sorties horaires du modèle ont été enregistrées pour les années 2010 à 2018.

### 2.2.2 Simulations IBI

Deux simulations IBI (Iberian Biscay Irish), produites par Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS), ont été utilisées durant ce stage.

La première, Iberian Biscay Irish- Ocean Physics Analysis and Forecast (appelée IBI Physique), est basée sur le modèle NEMO. Le modèle NEMO résout les équations primitives en coordonnées sphériques discrétisées sur une grille Arakawa-C et, dans la présente implémentation, 50 niveaux verticaux de géopotential (coordonnée z). Il suppose un équilibre hydrostatique et une approximation de Boussinesq. Il a été appliqué à la configuration IBI avec une résolution spatiale de 1/36° et une résolution temporelle journalière. La zone IBI s'étend de 19°W à 5°E et de 26°N à 56°N et couvre une région allant du Portugal à l'Écosse (Sotillo et al., 2015). La deuxième simulation, Ocean Biogeochemical Analysis and Forecast (appelée IBI Biogéochimique), est basée sur un couplage NEMO-PISCES. PISCES est un modèle biogéochimique de complexité intermédiaire, avec 24 variables pronostiques. Il simule la productivité biologique marine des niveaux trophiques inférieurs et décrit les cycles biogéochimiques du carbone et des principaux nutriments (P, N, Si, Fe). La configuration du modèle NEMO y est la même que pour la simulation IBI Physique, avec une résolution spatiale de 1/36° et une résolution temporelle journalière (Gutknecht et al., 2019).

Les deux dernières années de ces deux produits sont disponibles sur le catalogue CMEMS (<https://doi.org/10.48670/moi-00027>, <https://doi.org/10.48670/moi-00026>).

## 2.3 Satellites

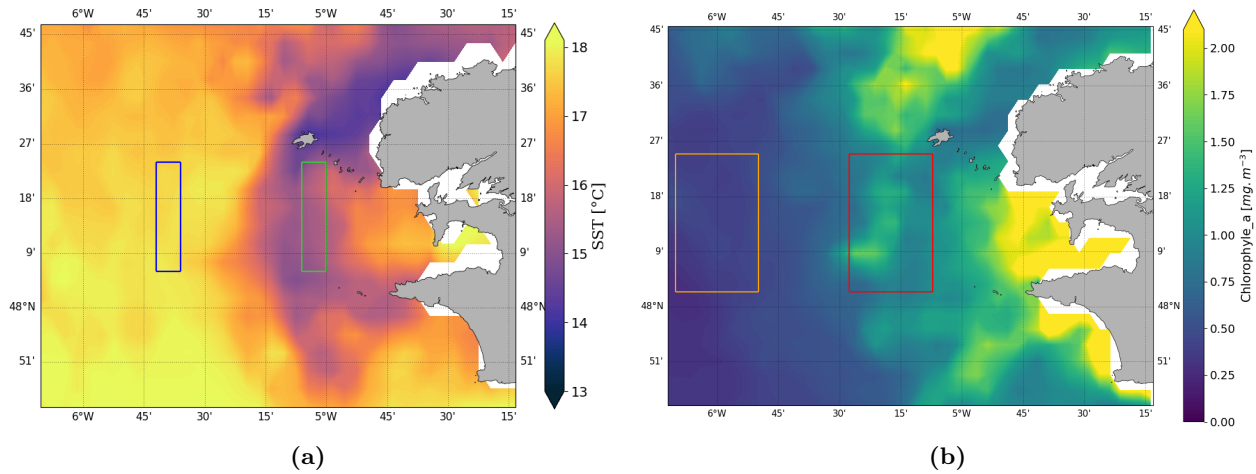
### 2.3.1 Température de surface

Les données de SST utilisées sont issues des produits multi-satellites haute résolution Odyssea L3s (repositionné sur une grille) et L4 (interpolé). La zone géographique couverte est l'Ouest du continent européen, avec notamment le golfe de Gascogne et les mers d'Irlande. Ces produits SST sont basés sur les images nocturnes collectées par les capteurs infrarouges montés sur différentes plates-formes satellitaires. Ces données couvrent la période 1982 à 2023 (utilisées ici seulement sur la période 1990-2023), avec une résolution spatiale de 0.05° entre 1982 et 2020 (données reprocessées), et de 0.02° entre 2021 et 2023 (données en temps quasi réel) (Buongiorno Nardelli et al., 2013).

Les différents produits sont disponibles sur le catalogue en ligne du CMEMS

(L3s : <https://doi.org/10.48670/moi-00311>, <https://doi.org/10.48670/moi-00310>;

L4 : <https://doi.org/10.48670/moi-00153>, <https://doi.org/10.48670/moi-00152>).



**Figure 4:** (a) Température de surface du produit satellite L3s Odyssey moyenné sur la semaine entre le 7 et le 13 septembre 2020. Les rectangles bleu et vert sont utilisées pour les moyennes en zone dite "stratifiée" et "homogène". (b) Concentration de chlorophylle-a en surface du produit satellite L3s MODIS moyenné sur 8 jours entre le 5 et le 12 septembre 2020. Les rectangles bleu et vert sont utilisées pour les moyennes en zone dite "stratifiée" et "frontale".

### 2.3.2 Concentration en chlorophylle-a

Les données de chlorophylle de surface sont issues du produit L3 des observations satellite MODIS-AQUA. La concentration de chlorophylle-a près de la surface est calculée à partir d'une relation empirique dérivée de mesures in-situ de chlorophylle-a et des rapports entre les bandes bleue et verte des mesures de réflectances. Les données sont moyennées sur 8 jours, avec une résolution spatiale de 4 km et couvrent la période 2003 à 2023 ([https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/chlor\\_a.php](https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/chlor_a.php)).

Afin de suivre les évolutions de la température de surface et de la chlorophylle-a, j'ai sélectionné les données L3s de SST (moyennées sur la semaine) et les données L3 de chlorophylle-a dans des boîtes, représentatives des zones étudiées (Figure 4). J'ai ensuite calculé la moyenne des données contenues dans la boîte pour obtenir une moyenne de la zone étudiée. Lorsque la boîte est recouverte à plus de 2/3 par les nuages, les valeurs sont écartées des analyses.

## 3 Résultats

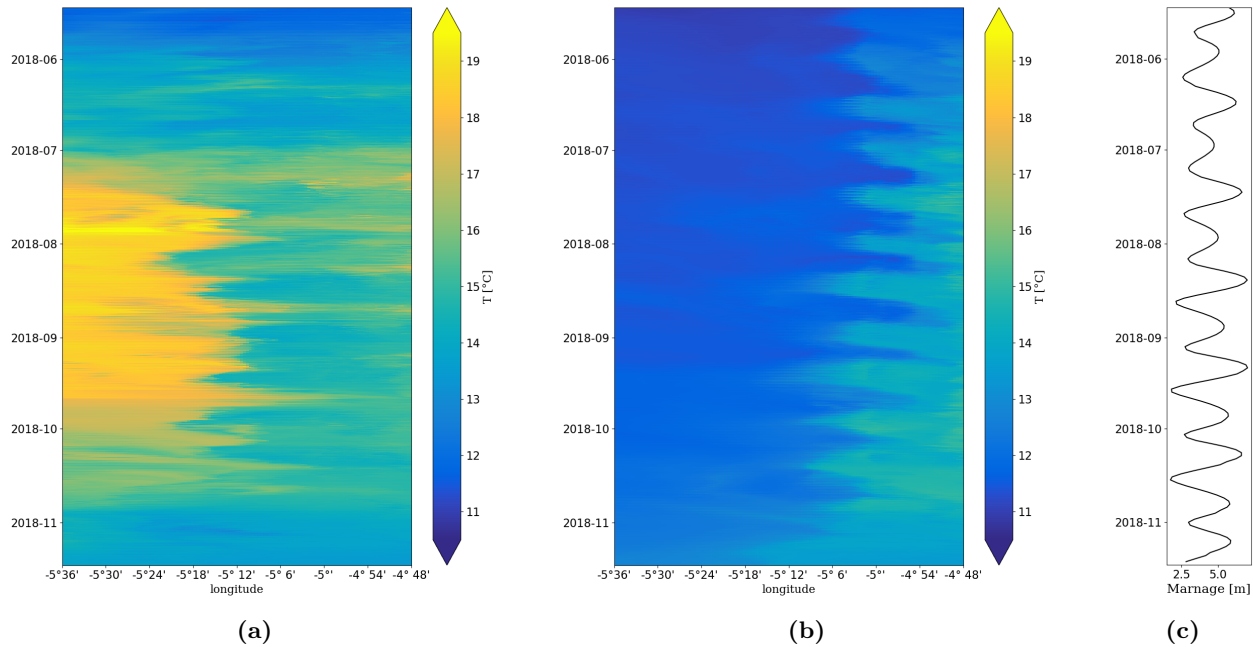
### 3.1 Dynamique saisonnière du front d'Ouessant

L'étude des sorties de modèle MARC-FINIS permet de suivre la dynamique du front d'Ouessant sur l'ensemble de la colonne d'eau (Figure 5).

#### Évolution des positions du front de surface et du front de fond

La température des couches de surface et de fond a été étudiée sur 2 sections, positionnées aux latitudes 48°19' et 48°10' et appelées par la suite section Nord et section Sud. Ces sections correspondent respectivement aux sections B et D des campagnes PNMIR réalisées par le Parc Naturel Marin d'Iroise (Figure 3). La mise en place du front commence dès le mois de mai. Le front de fond se met en place en premier avec le réchauffement de l'eau de





**Figure 5:** Évolution de la température de surface (a) et de fond (b) de la section Sud entre le 15 mai et le 15 novembre 2018, simulation MARC-FINIS. La figure (c) représente l'évolution du marnage à Brest sur la même période.

la zone homogène. La température de la zone homogène augmente en même temps que la température de surface de la zone stratifiée puis se stabilise. La température de surface au large continue d'augmenter menant à l'apparition du front de surface.

Une fois le front mis en place, on retrouve les trois masses d'eau décrites précédemment. À l'Ouest, la masse d'eau en surface est comprise entre 17°C et 19°C tandis que la masse d'eau au fond est à 11°C. La température de la masse d'eau homogène est entre 14°C et 16°C.

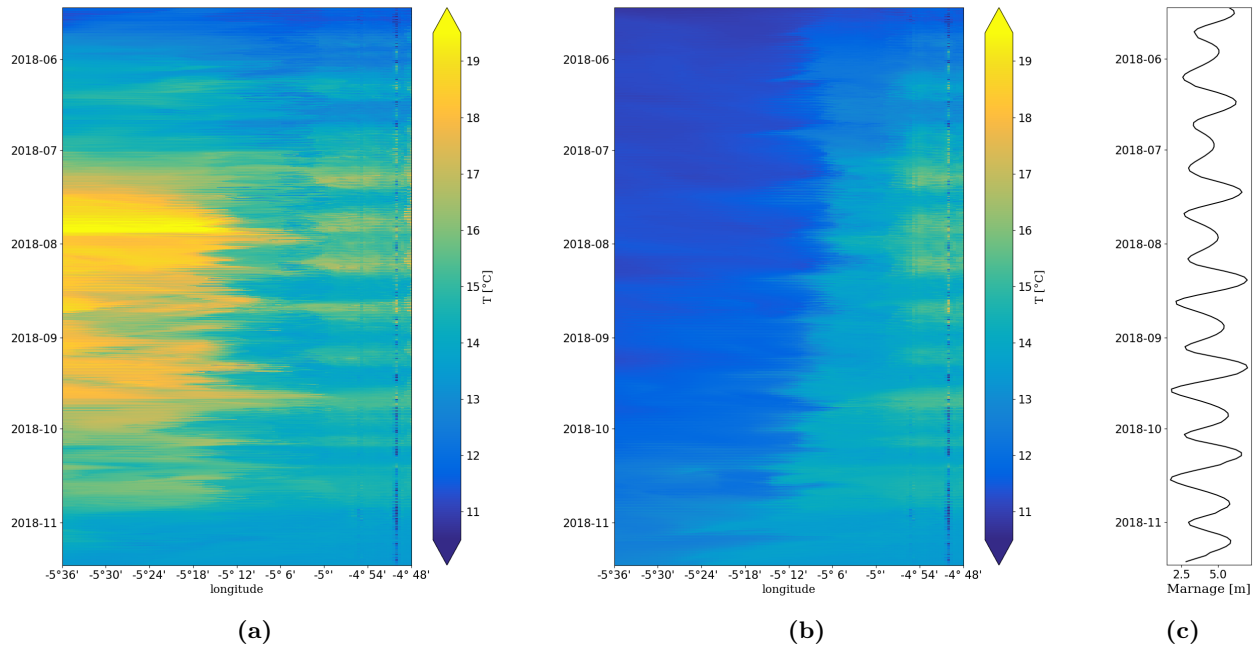
En juillet, des incursions d'eau plus chaude apparaissent en surface à l'est de la zone homogène. Ces eaux chaudes sont issues de l'extension du front interne d'Iroise qui sépare la zone homogène des eaux plus chaudes de la rade de Brest et de la baie de Douarnenez.

Les positions du front de surface et du front de fond évoluent zonalement avec le temps. Le front de surface oscille entre la longitude  $-5^{\circ}6'E$  et  $-5^{\circ}24'E$ , tandis que le front de fond est situé plus à l'est et oscille entre  $-4^{\circ}54'E$  et  $-5^{\circ}12'E$ .

Les fronts oscillent selon le cycle de la marée. Sur le spectre de la position des fronts (non montré), on repère nettement des pics aux fréquences correspondant aux principales composantes de marées diurnes et semi-diurnes.

En revanche, le front de fond présente une oscillation très marquée suivant le cycle de vives-eaux et de mortes-eaux (VE/ME par la suite). En vives-eaux, le front est positionné autour de la longitude  $-5^{\circ}3'E$ . En mortes-eaux, il se déplace vers l'est jusqu'à la longitude  $-4^{\circ}54'E$ . Cette avancée est un peu moindre en fin septembre et octobre, le front se décalant vers l'Ouest avant de se détruire. Le front recule ensuite vers l'Ouest au début des vives-eaux jusqu'à rejoindre sa position initiale. Cette oscillation correspond à un déplacement du front de l'ordre de 15 à 20 km. En combinant les variations de position du front de surface et du front de fond, on obtient une distance inter-front valant en moyenne 19 km et pouvant dépasser 30 km en mortes-eaux.

La situation est légèrement différente au niveau de la section B (Figure 6). Les fronts



**Figure 6:** Évolution de la température de surface (a) et de fond (b) de la section Nord entre le 15 mai et le 15 novembre 2018, simulation MARC-FINIS. La figure (c) représente l'évolution du marnage à Brest sur la même période.

oscillent toujours à la fréquence de la marée et le front de surface présente des variations similaires à celle observées de la section D. En revanche, les oscillations du front de fond selon le cycle de vives-eaux et de mortes-eaux sont beaucoup moins marquées. Le front recule sur moins d'une dizaine de kilomètres pendant 2 à 3 jours au moment des vives-eaux. En dehors des ces périodes, sa position reste identique. La distance moyenne entre le front de fond et le front de surface est de 9km et dépasse rarement 20km en période de mortes-eaux.

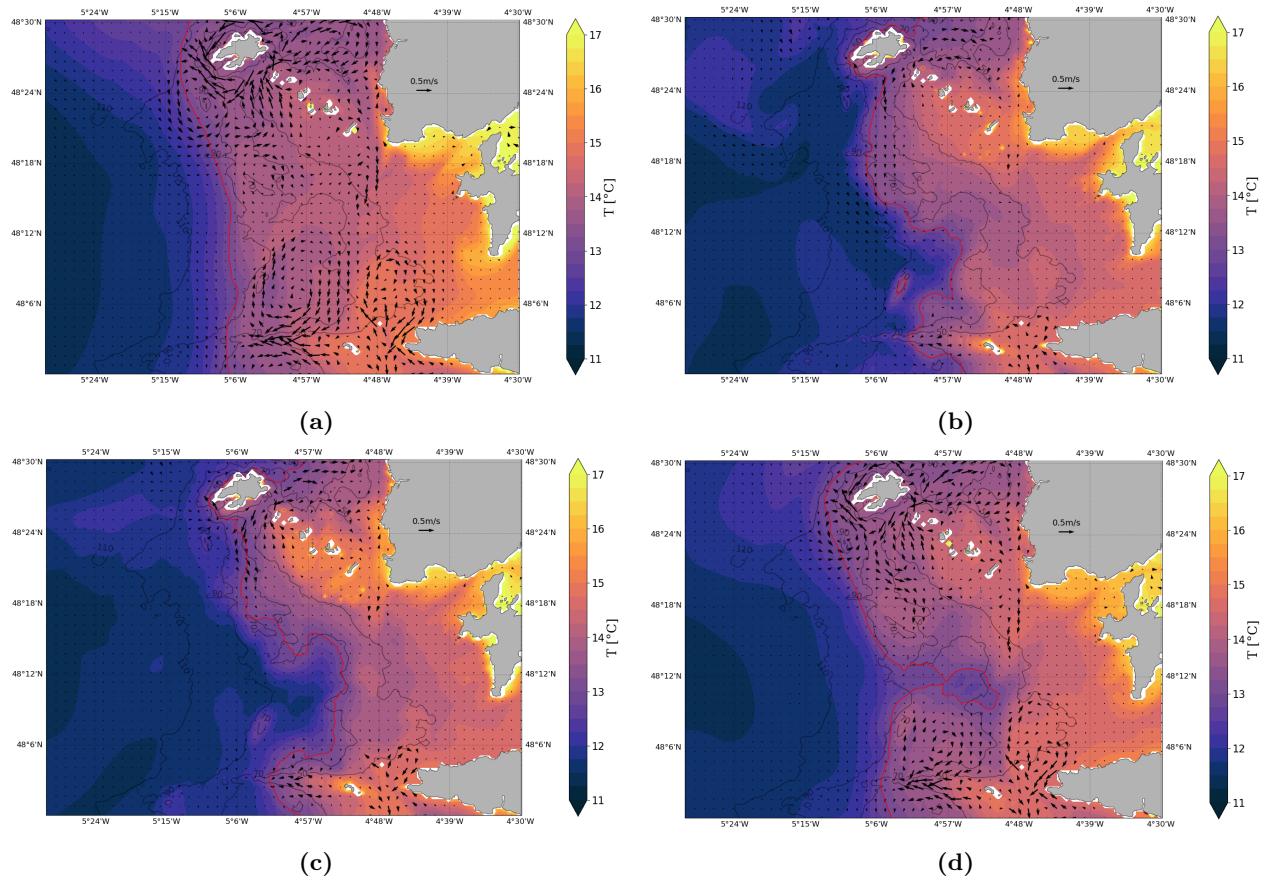
### Dynamique du front de fond

Afin de mieux comprendre les variations du front de fond, j'ai étudié l'évolution de la température et les courants juste au-dessus du fond sur l'ensemble de la zone au cours d'un cycle VE/ME (Figure 7). Les données de vitesses baroclines et la température ont été filtrées en utilisant un filtre passe-bas de Tchebychev de type 2 conçu avec une fréquence de coupure telle que celui-ci filtre les fréquences des composantes M2 et S2 de la marée. Ce filtre est appliqué deux fois en aller et retour sur les données. Le courant résiduel eulérien et la température ainsi obtenus sont filtrés du signal de marée.

En vives-eaux (Figures 7a), le front de fond est positionné au niveau de l'isobathe 90m. En étudiant les courants résiduels eulériens, plusieurs structures de circulation résiduelle sont visibles.

Au Nord de la Chaussée de Sein, un tourbillon anticyclonique entre les latitudes 48°3'N et 48°12'N est positionné à droite du front dans la zone homogène. Un courant vers l'Ouest est visible dans le prolongement à l'Est de la Chaussée de Sein. Ce courant est la résultante de l'interaction du tourbillon anticyclonique et du tourbillon cyclonique au Sud de Sein.

Un couple de tourbillon cyclonique et anticyclonique sont visibles au Sud de l'île d'Ouessant.



**Figure 7:** Cartes de température et des courants résiduels eulériens de la couche la plus profonde de la simulation Marc-3D agrif **(a)** en fin de vives-eaux le 14 août 2018 avec un marnage de 6.5m, **(b)** en début de mortes-eaux le 20 août 2018 avec un marnage de 2.4m, **(c)** en fin de mortes-eaux le 23 août 2018 avec un marnage de 3.5m et **(d)** en début de vives-eaux le 27 août 2018 avec un marnage de 5m. La ligne rouge est l'isotherme 13°C qui correspond sur la zone du maximum de gradient

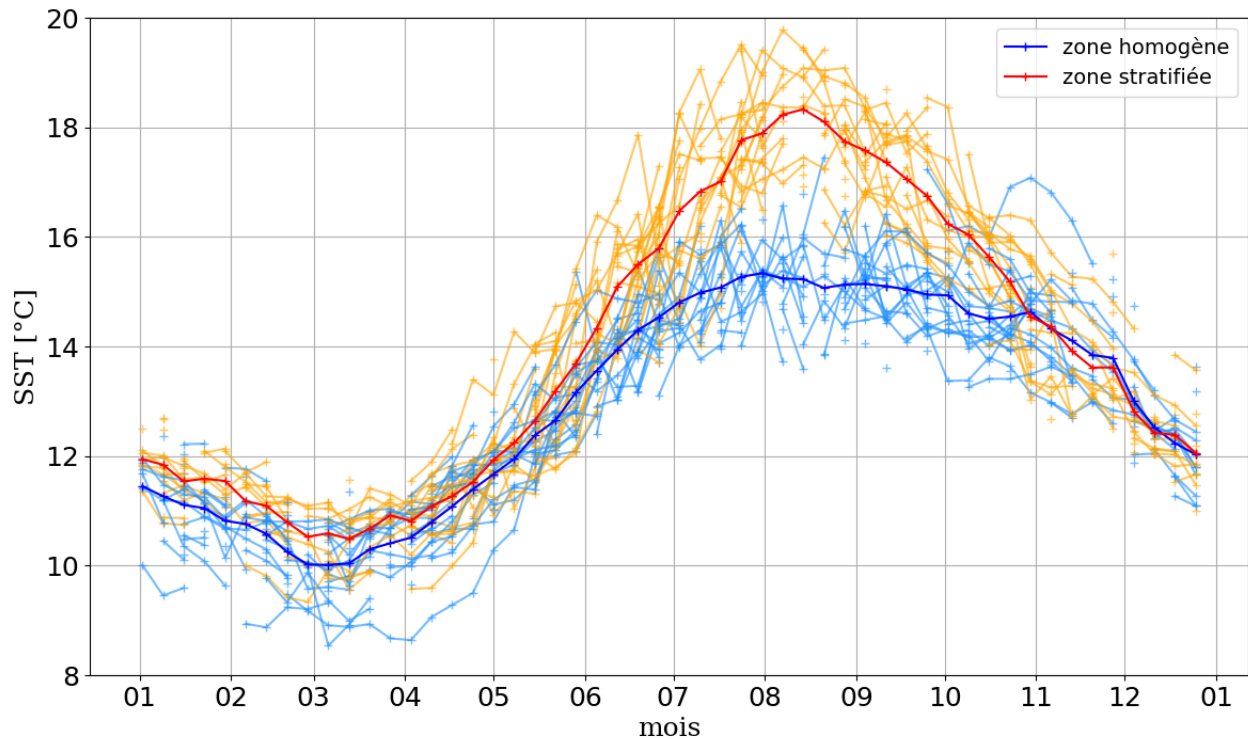
Le premier, situé au Sud-Ouest de l'île entre les latitudes 48°18'N et 48°26'N, est positionné sur le front. Le deuxième est situé plus au Sud entre les latitudes 48°14'N et 48°21'N, à droite du front. L'interaction de ces deux tourbillons produit un courant vers l'Est à la latitude 48°20'N qui bifurque ensuite au Nord vers le passage du Fromveur.

Ces circulations sont également présentes en surface et sont visibles en hiver lorsque le front n'est pas présent.

Lorsqu'on passe en mortes-eaux, l'intensité des courants diminue (Figure 7b). Les tourbillons cités précédemment disparaissent. Dans la moitié Nord de la zone, on observe un courant vers le Sud au niveau du front. À partir de la latitude 48°14'N, le courant bifurque vers le Sud-Est. Le front se décale globalement vers l'Est. De la Chaussée de Sein jusqu'à la latitude 48°14'N, le front se décale d'avantage encore vers l'Est formant une avancée d'eau froide dans la zone homogène.

À la fin de la morte-eau, les courants résiduels ont encore diminué (Figure 7c). On n'observe plus de courants qu'au niveau des archipels et au Sud du passage du Fromveur. Le front, à son extension maximale, est immobilisé le long de l'isobathe 70m.

À la vive-eau suivante, l'intensité des courants augmente (Figure 7d). Les tourbillons décrits précédemment réapparaissent. Celui de la Chaussée de Sein grossit en s'étirant vers le Nord



**Figure 8:** Variations saisonnières de la température de surface en zone stratifiée (rouge) et en zone homogène (bleu)

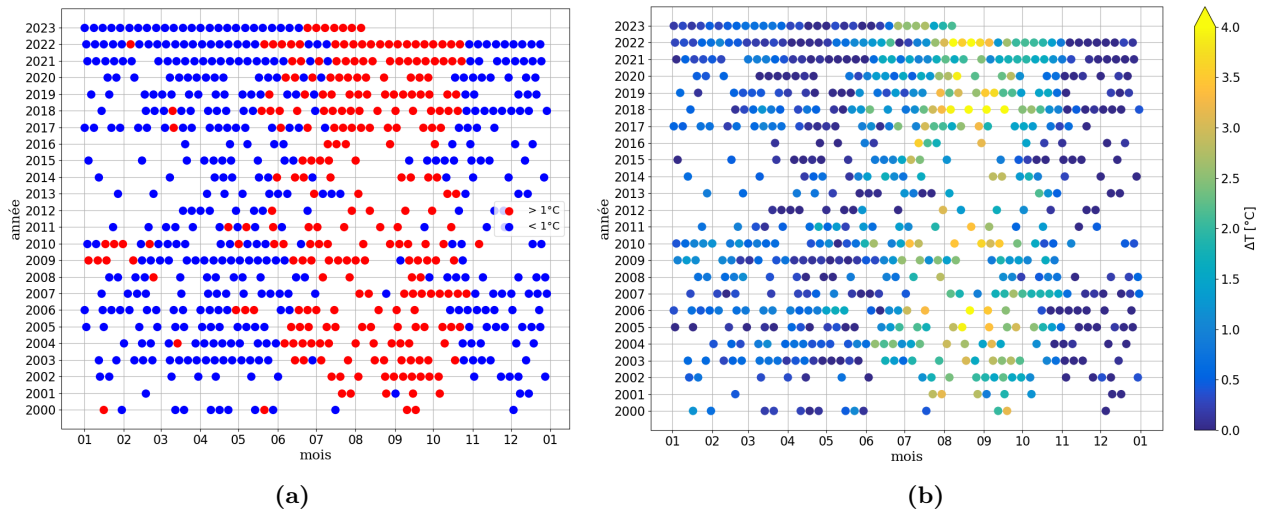
tandis que ceux d’Ouessant s’étendent vers le Sud en partant de l’archipel. L’avancée d’eau froide, prise entre les tourbillons anticycloniques, recule. Une partie reste piégée dans la zone homogène et est par la suite mélangée à la masse d’eau.

### 3.2 Variabilité interannuelle du front

#### Variabilité de la température de surface

Afin d’étudier la variabilité en température du front d’Ouessant sur une large période, j’ai utilisé les données de température de surface du produit satellite Odyssea L3s entre 2000 et 2023. J’ai comparé la température de surface de deux régions, l’une située à l’Ouest du front en zone saisonnièrement stratifiée et l’autre située à l’Est du front dans la zone qui demeure homogène (Figure 4a). Le front de surface est considéré présent lorsque l’écart entre la température moyenne des zones était supérieur à 1°C.

Les deux zones suivent les mêmes variations en hiver, la zone au large demeurant légèrement plus chaude que la zone proche de la côte (Figure 8). Le minimum de SST a lieu en mars. Par la suite, la température des deux zones augmente à la même vitesse jusqu’au mois de juin où le réchauffement de la zone homogène ralentit. La température de la zone homogène se stabilise à une moyenne de 15°C à la fin du mois de juillet et ne décroît qu’à partir d’octobre. La température de surface de la zone stratifiée continue d’augmenter jusqu’à atteindre son maximum - en moyenne 18.5°C - au mois d’août. Elle est alors de 3°C plus élevée que celle de la zone homogène. Elle diminue ensuite jusqu’à rejoindre la température de la zone homogène



**Figure 9:** Variations interannuelles (a) des dates de présence du front (les points rouges représentent les périodes où le front est présent) et (b) de l'écart de température entre la zone homogène et la zone stratifiée

à la fin du mois d'octobre.

En observant les périodes de présence du front (Figure 9a) ainsi que la différence de température entre la zone stratifiée et la zone homogène (Figure 9b), on observe des différences entre les années étudiées.

Généralement, le front se met en place au cours du mois de juin. Certaines années, le front se met en place dès le début du mois de mai, comme en 2006, et pour d'autres il ne se met en place que très tardivement, comme par exemple en 2013 où le front s'est mis en place à la fin du mois de juillet. Cela donne une amplitude de presque 3 mois pour l'apparition du front. Durant les premières semaines, le front est instable et peut parfois disparaître.

La variabilité sur la date de disparition du front est plus faible. Le front se déstructure le plus souvent pendant le mois d'octobre et au plus tard à la fin du mois d'octobre. Mais il arrive que le front disparaisse bien plus tôt, pendant le mois de septembre. C'est le cas par exemple de l'année 2015 où le front avait disparu dès le début du mois de septembre.

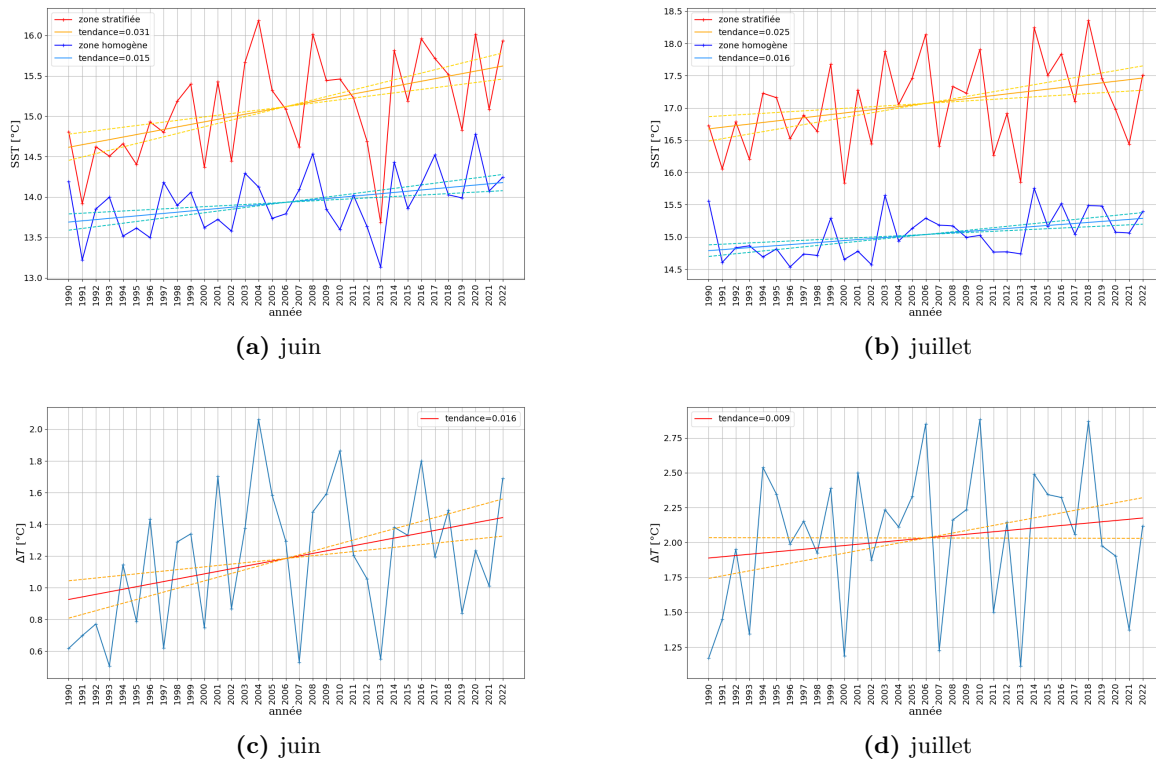
La variabilité dans l'apparition et la déstructuration du front amène à des durées de présence du front variables, allant de 2 mois et demi (mise en place mi-juin et disparition début septembre en 2015) à 5 mois (mise en place mi-mai et disparition fin-octobre en 2022).

Comme montré précédemment, le mois d'août est le moment où les écarts de températures entre les deux côtés du front sont les plus marqués (Figure 8).

De nombreuses années sont difficilement exploitables, notamment entre 2010 et 2016, à cause du manque de données SST sur la période estivale, causé par la couverture nuageuse. On observe tout de même une grande variabilité interannuelle d'intensité du front avec par exemple des années avec une faible intensité, comme 2021 où l'écart de température de part et d'autre du front atteint à peine  $2^\circ\text{C}$ , suivies d'années avec un front très intense, comme l'année 2022 où l'écart de température dépasse  $4^\circ\text{C}$ .

Les années présentant un front intense correspondent aux années où la température de la zone stratifiée est particulièrement élevée (voir Annexes, Figure 19). De même, les situations où les écarts de température entre les deux côtés du front sont les plus faibles correspondent aux années où la température de la zone stratifiée est peu élevée. La zone homogène présente peu de variation de température en été d'une année sur l'autre.





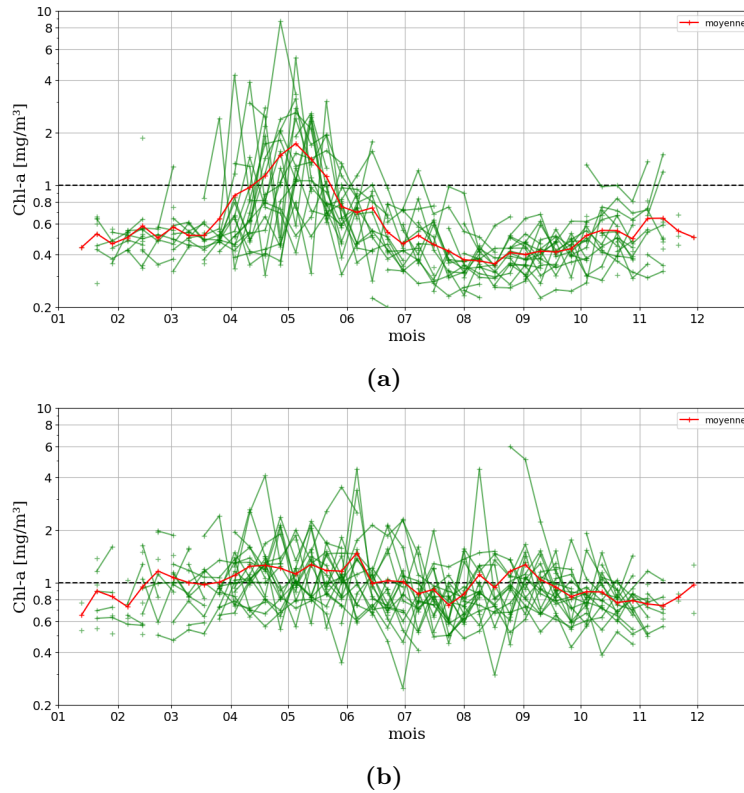
**Figure 10:** Évolution des moyennes des températures de la zone stratifiée et de la zone homogène depuis 1990 et de l'écart de température entre ces deux zones pour les mois de juin (respectivement (a) et (c)) et de juillet (respectivement (b) et (d)). Les droites en trait plein représentent les tendances linéaires estimées à partir des données. Les lignes pointillées représentent les limites de l'intervalle de confiance à 68% sur l'estimation de la tendance linéaire ( $\pm 1$  écart-type).

Pendant le mois d'octobre des années 2006, 2014, 2015 et 2016, la zone homogène se réchauffe, atteignant des températures parfois supérieures à celles observées durant l'été. Durant ces années-là, le front disparaît au mois de septembre ou au début du mois d'octobre (Figure 9a).

J'ai ensuite cherché quelle tendance suit la température de part et d'autre du front. J'ai donc étudié l'évolution des moyennes mensuelles de température des mois de juin, juillet, août et septembre de 1990 à 2022. J'ai utilisé pour cette analyse le produit satellite L4 Odyssea, qui fournit une couverture continue est homogène sur 30 ans.

En observant l'évolution de la moyenne mensuelle des températures des deux zones entre 1990 et 2022, j'ai constaté une tendance au réchauffement des deux zones pour les mois de juin et juillet (Figure 10). La moyenne de température de la zone homogène en juin dans les années 2020 est proche de la moyenne de température de la zone stratifiée dans les années 1990. L'augmentation de la température du mois de juin est cependant deux fois plus rapide en zone stratifiée ( $0.031^{\circ}\text{C}/\text{an}$ ) qu'en zone homogène ( $0.016^{\circ}\text{C}/\text{an}$ ). En conséquence, l'écart de température moyen entre les deux zones augmente de  $0.2^{\circ}\text{C}$  tous les 12 ans, avec cependant une grande dispersion dans les températures.

La différence d'augmentation de température entre les deux zones est moins marquée en juillet. En conséquence, il n'y a pas d'augmentation significative de l'intensité du front. Les mois d'août et de septembre ne présente pas d'évolution significative de température ni pour la zone stratifiée, ni pour la zone homogène (voir Annexes, Figure 20).



**Figure 11:** Variations saisonnières de la concentration en chlorophylle-a en surface (a) de la zone stratifiée et (b) de la zone frontale

### Variabilité du phytoplancton

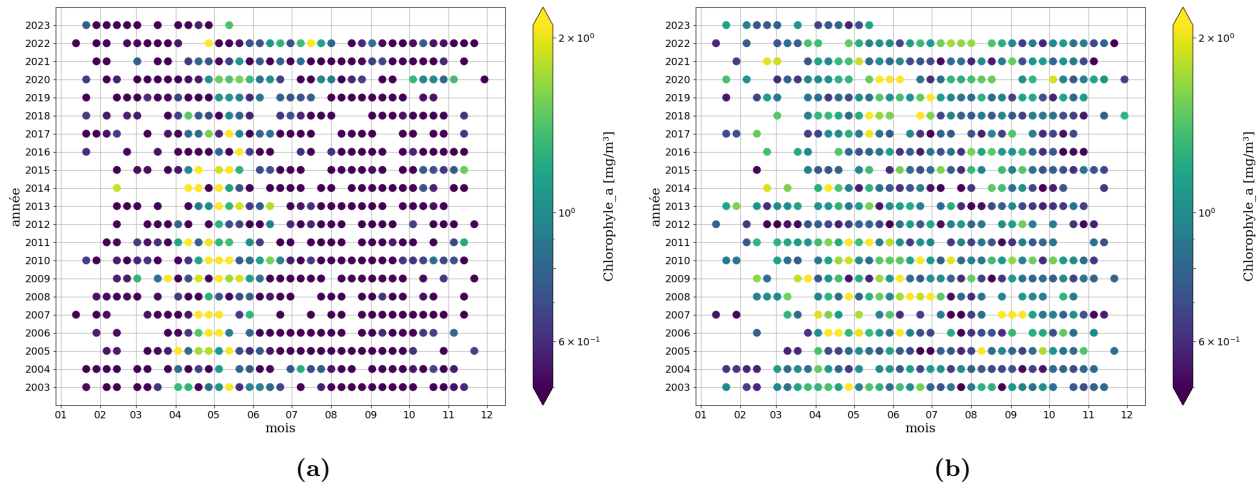
Après avoir étudié les variations en durée et en intensité du front d'Ouessant, j'ai étudié les variations de la biomasse phytoplanctonique, en observant la concentration en chlorophylle-a mesurée par satellite dans une zone frontale positionnée au niveau du front d'Ouessant et dans une zone positionnée au large en région stratifiée saisonnièrement (Figure 4b).

La figure 11 montre les évolutions de concentration de chlorophylle-a au cours de l'année. En zone stratifiée, la concentration en chlorophylle augmente au mois d'avril jusqu'à atteindre un maximum de l'ordre de  $1.6 \mu\text{g.L}^{-1}$  au début du mois de mai, lors de l'efflorescence printanière. La concentration décroît ensuite et reste inférieure à  $0.5 \mu\text{g.L}^{-1}$  durant tout l'été. La chlorophylle augmente à nouveau légèrement en octobre et novembre, lors de l'efflorescence automnale.

La zone frontale ne présente pas d'efflorescence printanière aussi marquée que la zone stratifiée, mais la productivité reste élevée avec des concentrations de chlorophylle-a supérieures à  $1 \mu\text{g.L}^{-1}$  dès le mois de février. La concentration en chlorophylle diminue peu durant l'été, restant proche de  $1 \mu\text{g.L}^{-1}$ . La concentration est également plus élevée dans cette zone en hiver lorsque le front est absent avec une valeur moyenne de  $0.8 \mu\text{g.L}^{-1}$ . La concentration en chlorophylle dans la zone frontale reste donc élevée toute l'année, avec une augmentation entre mars et septembre.

Pour les deux zones, le manque de données satellites pour les mois de novembre à janvier empêche de décrire correctement l'évolution sur ces périodes.

J'ai ensuite étudié les variations interannuelles de chlorophylle des deux zones (Figure 12).



**Figure 12:** Variations interannuelles de la concentration en chlorophylle-a en surface (a) de la zone stratifiée et (b) de la zone homogène

On retrouve en zone stratifiée l'efflorescence printanière de chlorophylle décrit précédemment. Cependant celle-ci diminue à partir de 2016, d'abord en durée puis en intensité à partir de 2018. Il n'y a qu'une seule valeur supérieure à  $2 \mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$  pour les efflorescences printanières de 2016 et 2017 et plus aucune à partir de 2018 jusqu'en 2022. Avant 2016, seulement une année sur quatre présente de faibles concentrations de chlorophylle au printemps (ce sont les années 2004, 2008, 2012). Cette diminution récente n'est pas observable sur la concentration en chlorophylle au printemps dans la zone frontale.

Les années 2004, 2012 et 2021 présentent une faible concentration en chlorophylle sur l'ensemble de l'année que ce soit en zone stratifiée ou en zone frontale. En dehors de ces années, la zone frontale ne présente pas une variabilité interannuelle de concentration en chlorophylle très marquée. On note toutefois la présence d'un pic de production particulièrement intense en septembre 2007.

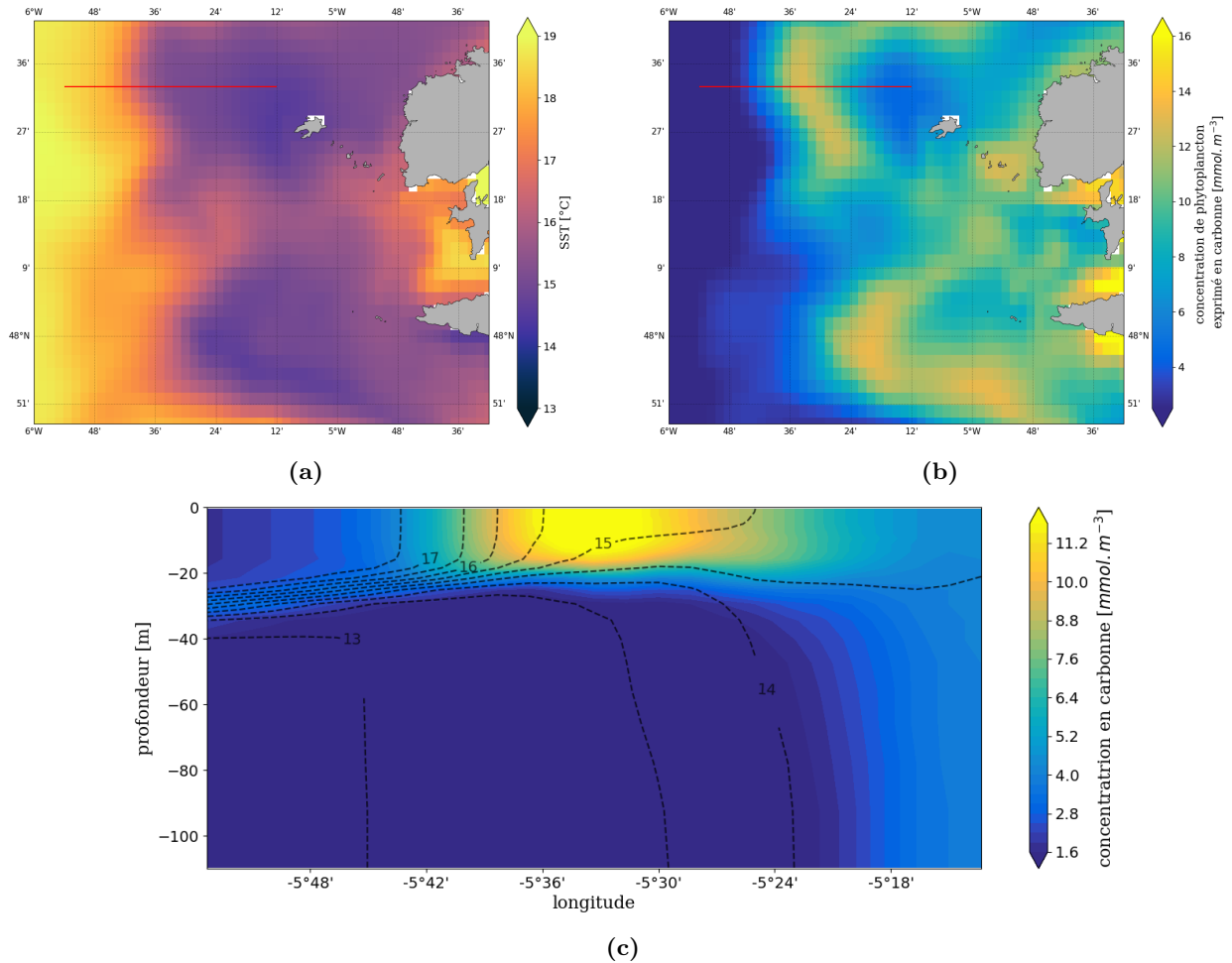
Pour compléter ces observations sur les mesures satellites de chlorophylle, j'ai étudié les mesures in-situ de phytoplancton réalisé lors des campagnes PNMIR. J'ai tracé sur la figure 21 en annexes l'abondance des différents types de phytoplancton, c'est à dire le nombre de cellules par litre d'eau de mer, mesurée aux stations situées à proximité du front. Il n'y a pas de tendance observable dans l'évolution de l'abondance des différents types de phytoplancton. Les mesures d'abondance de phytoplancton présentent une grande variabilité, les valeurs étant multipliées ou divisées par 2 ou 3 d'une année sur l'autre.

### 3.3 Processus biologiques liés au front

Afin de comprendre quels sont les processus physiques du front qui favorisent la production de phytoplancton, j'ai étudié la concentration en phytoplancton de la simulation IBI, notamment l'évolution du phytoplancton en surface durant les mois de juillet et août 2022, lorsque le front d'Ouessant était présent (Figure 13).

En surface, j'ai constaté que la zone stratifiée présente une faible concentration en phytoplancton. La zone homogène présente une concentration plus élevée mais c'est au niveau des côtes et du front que l'on observe les maximums de concentration. Sur ces points, la simu-





**Figure 13:** Cartes (a) de la température en surface de la simulation IBI-Physique et (b) de la concentration en phytoplancton en surface de la simulation IBI-Biogéochimique, le 07 août 2022 en période de mortes-eaux (3m de marnage au Conquet). Le trait rouge représente la position de la section étudiée. (c) Section verticale représentant la concentration en phytoplancton exprimé en carbone. Les lignes pointillées noires représentent les isothermes.

lation est donc en accord avec les observations satellite. Durant la période de présence du front, la simulation présente un maximum local de concentration de phytoplancton au niveau du front. Ce maximum prend la forme d'une bande qui suit les contours du front de surface. Durant les mortes-eaux, la concentration en phytoplancton de cette bande augmente jusqu'à doubler. La bande est à ce moment là relativement étroite et est positionné légèrement à l'est du front de surface, dans la zone homogène. Ce pic de concentration dure environ 4 jours. La bande s'étale et la concentration en phytoplancton diminue. En période de vives-eaux, la concentration en phytoplancton de la bande frontale revient aux valeurs de départ, deux fois plus faible que durant les mortes-eaux (voir Annexes, Figure 22).

En observant la structure verticale d'une section à travers le front (Figure 13c) lors d'une morte-eau, on voit que les fronts de surface et de fond sont assez éloignés l'un de l'autre, comme constaté précédemment dans la section 3.1 avec la simulation MARC-FINIS. Le front de surface est positionné à la longitude  $-5^{\circ}40'E$  et le front de fond à la longitude  $-5^{\circ}20'E$ . Entre ces deux longitudes, on a donc de l'eau de la zone homogène qui passe au-dessus de la masse d'eau froide de la zone stratifiée. C'est dans cette masse d'eau, à l'est du front de

surface et au-dessus de l'avancée d'eau froide, qu'est situé le pic de concentration ( $12\mu\text{MC}$ ) de phytoplancton de la bande frontale.

Sur la même section à la vive-eau suivante (Figure 22c en annexes), le front de surface et le front de fond se sont rapprochés. La zone où les eaux de la zone homogène passent au-dessus de la masse d'eau froide est donc très réduite. La concentration de phytoplancton est redescendue à  $5\mu\text{MC}$ .

## 4 Discussion

### 4.1 Comparaison des simulations MARC-FINIS et des données des campagnes PNMIR

#### Position du front dans la simulation MARC-FINIS

J'ai comparé les données in-situ de température mesurées par CTD lors des campagnes PNMIR avec la température donnée par la simulation MARC-FINIS pour savoir si les positions du front de surface et du front de fond sont bien représentées dans la simulation. Malheureusement la simulation MARC-FINIS disponible pour les années 2010 à 2018 et le PNMI n'a commencé à utiliser une CTD lors des campagnes PNMIR qu'une fois en 2016, puis sur chaque campagne à partir de juillet 2018. Les données ne se recoupent donc que pour 3 campagnes PNMIR : juillet 2016, juillet 2018 et septembre 2018. J'ai tracé, sur les figures 17 et 18 en annexes, les profils de température de la CTD et de la simulation MARC-FINIS correspondant aux stations des campagnes PNMIR de juillet et septembre 2018.

Les profils de température de la CTD et de la simulation suivent sensiblement les mêmes variations de température sur la profondeur. J'observe cependant quelques écarts de température entre les données, notamment sur la profondeur de la thermocline à la station B7 qui est plus profonde d'environ 10m dans la simulation MARC-FINIS par rapport à la réalité. La température de la simulation est légèrement plus froide (écart inférieur à  $1^\circ\text{C}$ ) au fond pour les stations B5, B6 et B7 de la campagne de juillet. Elle est en revanche plus chaude de  $1^\circ\text{C}$  en surface pour les stations D4, D5 et D6 de la campagne de septembre.

Pour compléter ces résultats, j'ai cherché sur les données CTD de 2018 à 2022 au niveau de quelles stations le front de fond était repérable. J'ai pu observer la présence d'eaux froides de fond sur les profils de température des stations B7, B6, B5, D6, D5 des campagnes PNMIR de mai et de juillet. Ces stations sont effectivement situées à des longitudes où le front de fond est systématiquement présent en période mortes-eaux sur la simulation MARC-FINIS. En revanche, les eaux froides de fond sont rarement observables à la station D4 des campagnes PNMIR de juillet. Dans la simulation, la station D4 (située à la latitude  $48^\circ10'\text{N}$  et à la longitude  $-4^\circ57'\text{E}$ ) se trouve à l'extrémité de l'extension du front de fond de la section Sud (Figure 5b).

Pour ce qui est du positionnement du front de surface, dans la simulation MARC-FINIS la station B7 est la seule susceptible d'être dans la zone stratifiée pendant toute la durée de présence du front; les stations D6 et B6 se trouvent en zone frontière où la position du front de surface varie beaucoup. Effectivement, je n'ai pu observer une stratification complète de la colonne d'eau qu'à la station B7. Cependant cette stratification n'est que rarement observable sur les données PNMIR. L'un des exemples est la campagne PNMIR ayant eu lieu le 13 septembre 2018 (voir Annexes, Figure 18a). Cela est probablement dû à la date des campagnes PNMIR. Les campagnes PNMIR d'été ont généralement lieu au début du mois

de juillet, lorsque la stratification de la zone au large n'est pas encore aussi importante. Les campagnes PNMIR d'automne ont lieu le plus souvent en fin d'octobre, lorsque la colonne d'eau est déjà en partie destratifiée.

Les campagnes PNMIR ayant toujours lieu en période de mortes-eaux (les conditions de prélèvements sont plus difficiles à cause de l'état de la mer en vives-eaux), il n'est malheureusement pas possible de savoir à quelles stations le front de fond est présent en périodes de vives-eaux. En mortes-eaux, les correspondances entre les données in-situ et la simulation montrent que le front d'Ouessant est relativement bien positionné dans la simulation par rapport à la réalité, avec cependant un léger décalage vers l'Est.

### Limites des mesures des campagnes PNMIR

Les campagnes PNMIR sont réalisées à quatre périodes de l'année, durant lesquelles la situation du front est différente. La campagne de mars-avril a lieu alors que le front n'est pas présent. La campagne de mai est réalisée au moment où le front de fond se met en place et durant la campagne de juillet le front de fond est en place et le front de surface commence à apparaître. Enfin la campagne de septembre-octobre a généralement lieu en fin d'octobre, au moment où le front se déstructure complètement. Ces campagnes de mesures permettent donc d'observer les conditions lors de la mise en place et de déstructuration du front. Ce sont des périodes qui présentent donc des conditions environnementales très changeantes, notamment pour le phytoplancton.

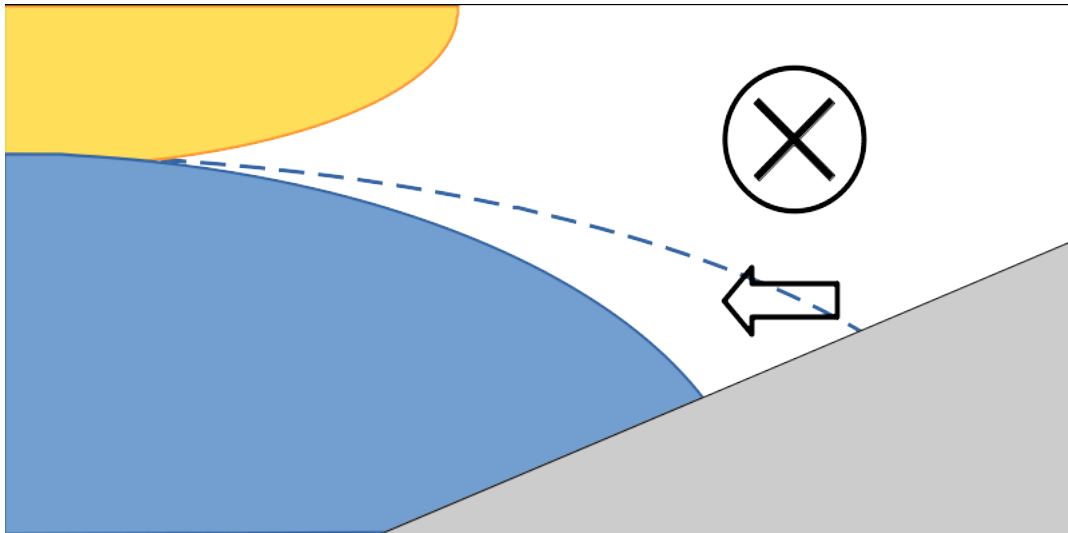
En revanche, il n'y a pas de campagne réalisée durant la période où les deux front sont pleinement développés soit entre mi-juillet et mi-septembre.

Enfin c'est l'abondance des cellules de phytoplancton qui est mesurée et non la biomasse. Ces mesures permettent de connaître la répartition des différents types de phytoplancton mais ne peuvent pas être comparées aux données de chlorophylle-a. Ces mesures doivent donc être étudiées en complément de la concentration en chlorophylle.

## 4.2 Oscillation du front

Nous avons vu que le front de fond oscille suivant le cycle VE/ME alors que le front de surface ne présente pas une régularité aussi marquée dans ses déplacements (Figures 5 et 6). Le front de surface est soumis en plus du forçage de la marée, aux forçages atmosphériques, notamment la tension de vent. Durant un cycle de marée, les courants de surface conduisent les variations de la position du front (Chevallier et al., 2014). Cambon (2008) a montré que la tension de vent et le cycle VE/ME jouent un rôle significatif sur l'étendue de la zone homogène durant la période où le front est développé, et donc la position du front de surface. Les reculs du front de surface vers le large sont donc, lorsqu'il sont en opposition de phase avec le cycle VE/ME, probablement causés par des épisodes venteux.

Le front de fond, lui, n'est pas soumis aux forçages atmosphériques et son déplacement dépend principalement du cycle VE/ME. Au niveau de la section Sud, le front s'avance en mortes-eaux et recule en vives-eaux. Ce comportement avait été observé sur une section à la latitude 48°12'N par Szekely (2012). Cependant, j'ai constaté que cette oscillation est beaucoup moins marquée au Nord de la zone, ce qui n'avait pas été observé jusqu'à présent.



**Figure 14:** Schéma d'une section zonale représentant le recul de l'extension du front de fond en vives-eaux. La bathymétrie est représentée en gris. La masse d'eau chaude en surface de la zone stratifiée est représentée en jaune et la masse d'eau d'eau froide de fond est représentée en bleue, dans sa position en vives-eaux. La ligne pointillée bleue représente la position du front de fond en mortes-eaux. La flèche représente la dérive d'Ekman générée par le courant Nord.

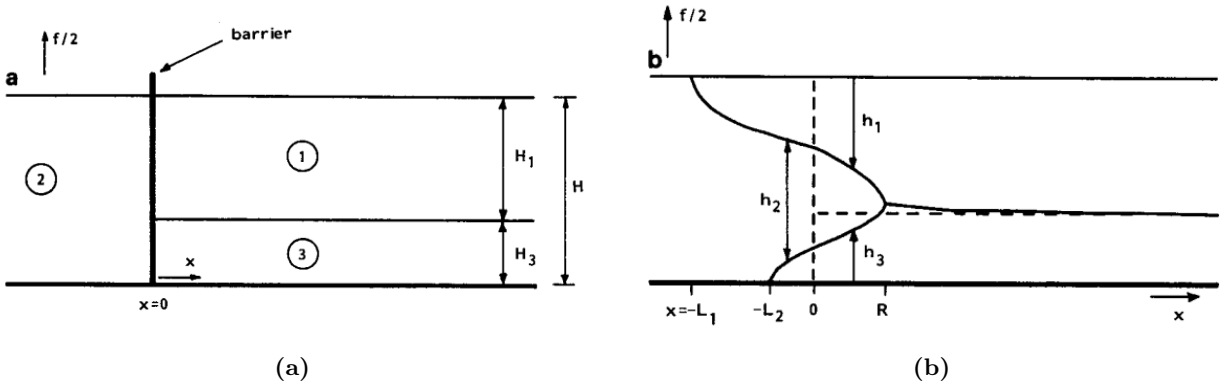
Les cartes de circulation résiduelle au fond de la mer d'Iroise (Figure 7) permettent d'envisager des explications sur les mécanismes à l'origine du recul et de l'avancée du front et les raisons de cette variabilité spatiale.

Szekely (2012) explique le recul du front en  $48^{\circ}12'N$  par une dérive d'Ekman de fond dirigée vers l'Ouest. Cette dérive d'Ekman serait causé par la friction contre le fond d'un courant résiduel de marée dirigé vers le Nord, qui gagnerait en intensité en période de vives-eaux (Figure 14).

Ce courant dirigé vers le Nord n'est clairement pas présent sur toute la zone dans la simulation. En  $48^{\circ}12'N$ , il pourrait correspondre au bord Ouest du tourbillon anti-cyclonique situé au Nord de la Chaussée de Sein. L'explication du recul du front dans le Sud de la zone par une dérive d'Ekman reste donc possible. La mise en place du "courant Nord" en période de vives-eaux serait due à l'augmentation de l'amplitude de la marée qui étend le tourbillon de la Chaussée de Sein.

Dans la partie Nord de la zone, la circulation est nettement plus complexe. Les structures dominantes sont les deux tourbillons situés au Sud d'Ouessant et au Sud-Ouest de Molène, de part et d'autre du Fromveur. Le tourbillon situé au Sud d'Ouessant est d'ailleurs positionné à cheval sur le front de température. Ceci semble indiquer que la dynamique du champ de température dans cette région n'est pas dominée par l'écoulement moyen, mais est influencée de façon dominante par le transport latéral turbulent dû aux structures de méso-échelle. Une analyse préliminaire de la succession de champs instantanés non filtrés semble indiquer qu'en début de vives-eaux le déplacement résiduel du champ de température à chaque cycle de marée a tendance à étirer le front vers le sud à partir de l'Ouest d'Ouessant, jusqu'à rejoindre sa portion Sud.

La partie de la masse d'eau du fond qui reste piégées et mélangée en zone homogène pourrait contribuer à un refroidissement de cette zone par le bas, compensant en partie le flux de chaleur en surface, et participerait à un ré-enrichissement en nutriments de la masse d'eau.



**Figure 15:** Ajustement géostrophique d'un front de marée (Van Heijst, 1985) Heijst (1985)

En période de vives-eaux, les courants résiduels de marée maintiennent donc le front à la longitude  $-5^{\circ}6'E$ . Lorsque leur intensité diminue en période de mortes-eaux, on peut considérer cela comme un relâchement de contrainte. Le front se relâche alors vers l'Est sous effet de l'ajustement géostrophique. Ce processus est notamment discuté dans un modèle composé de 3 couches par Heijst (1985) (Figure 15).

Le front se stabilise au niveau de l'isobathe 70m. Or en mer d'Iroise, la bathymétrie présente une pente assez douce dans la partie Sud et plus abrupte au Sud de l'île d'Ouessant à cause de la présence de l'archipel de Molène. C'est pourquoi le front de fond présente un déplacement moindre dans le Nord de la zone. La pente y étant plus forte, la distance horizontale à parcourir pour atteindre l'isobathe 70m est plus réduite.

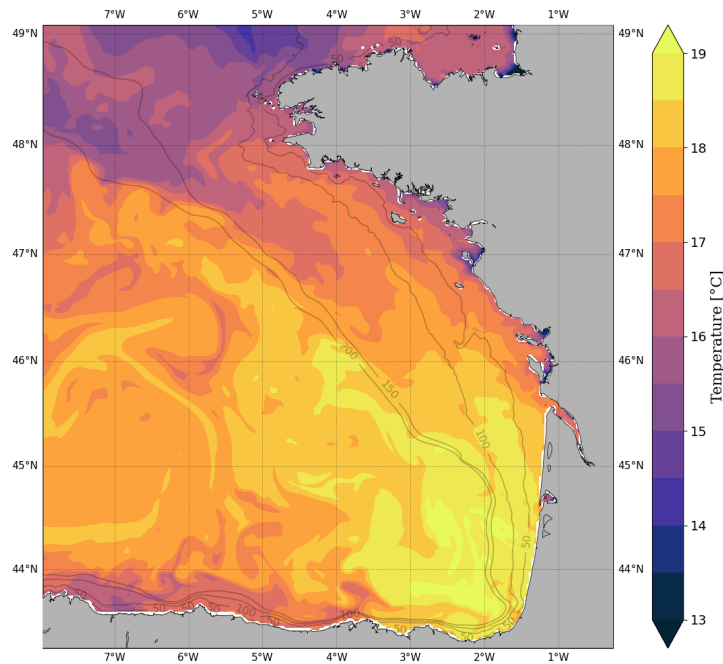
Il semblerait donc que l'intensité de la pente joue un rôle dans l'ajustement du front. Cependant le développement de Heijst (1985) prend comme hypothèse un fond plat.

Il pourrait être intéressant de refaire le développement de l'article de Heijst (1985), ou pour plus de simplicité l'ajustement d'un front avec un modèle 2 couches, mais en introduisant une pente (développement non abouti durant ce stage). On pourrait ensuite faire varier le coefficient de la pente pour étudier son effet sur la position finale du front.

### 4.3 Variations interannuelles

Au large, l'efflorescence printanière a lieu aux mois d'avril et de mai, au moment où la température de surface commence à augmenter. Cette efflorescence est causée par la stratification de la colonne d'eau, qui limite les excursions sur la verticale des particules fluides, et les confine dans la zone euphotique (Sverdrup, 1953). Le front de surface n'est pas encore présent car la température de la zone homogène est la même que la température de surface de la zone stratifiée. L'efflorescence printanière est globalement moins importante en zone frontale car celle-ci n'est qu'en partie stratifiée. Les pics de concentration de chlorophylle-a (Figure 12b) ont lieu durant le mois précédant l'apparition du front en surface (Figure 9a). Ces efflorescences indiquent la mise en place du front de fond qui précède le développement du front de surface.

À partir de 2016, la concentration en chlorophylle de l'efflorescence printanière en zone stratifiée diminue. Deux hypothèses principales peuvent expliquer cette diminution. Il peut s'agir d'une diminution de la biomasse phytoplanctonique. Cette diminution peut également être causée par un changement de population phytoplanctonique avec une prédominance de



**Figure 16:** Température de surface dans le golfe de Gascogne, le 12 octobre 2015 (simulation MARC-F1-E2500)

petites cellules. En effet, les petites cellules, comme le nanophytoplancton, produisent peu de chlorophylle-a et dans ce cas, la concentration de chlorophylle-a sans pour autant signifier une diminution de la biomasse (Brotas et al., 2013). La zone frontale ne présente pas de diminution de chlorophylle-a similaire à la zone stratifiée.

L'épuisement des nutriments non renouvelés en zone stratifiée cause ensuite une chute de la production de phytoplancton en période estivale, qui se traduit par une diminution de la concentration en chlorophylle-a. La zone frontale reste productive durant l'été. Les processus frontaux semblent permettre des apports intermittents qui y lèvent la limitation en nutriments.

Durant la période où le front est pleinement développé, les variations d'intensité du front en surface sont gouvernées par les variations de la température de surface de la zone stratifiée. La température de la zone stratifiée présente une plus grande variabilité interannuelle -avec des températures comprises en août entre 17°C et 20°C- que la zone homogène dont les températures évoluent entre 14°C et 16°C en août. Il ne semble pas y avoir de lien entre l'intensité du front en surface et la chlorophylle-a. Je n'ai pas non plus observé de tendance à la hausse ou à la baisse de la concentration en chlorophylle sur la période étudiée. Comme il n'y a pas de campagnes PNMIR durant la période où le front est pleinement développé, on ne peut pas comparer l'intensité du front avec la répartition des différents types de phytoplancton.

Enfin l'augmentation de chlorophylle au large en automne est une efflorescence due à la destratification : le mélange vertical de la colonne d'eau apporte des nutriments en surface créant une production de phytoplancton. C'est à ce moment là que la concentration de chlorophylle-a diminue dans la zone frontale, marquant l'arrêt du front.

On a vu que lors des années 2006, 2014, 2015 et 2016 la surface de la zone homogène se réchauffe au mois d’octobre, ce qui provoque une disparition précoce du front (au moins en surface). Ces événements sont dûs à l’advection d’eau chaude venant du Sud par un courant se développant sur le plateau Armoricaïn dans le golfe de Gascogne. Ce courant, décrit par Lazure et al. (2008), se met en place à la fin du mois de septembre lors de l’effondrement de la stratification. J’ai tracé sur la figure 16 la température de surface dans le golfe de Gascogne du 12 octobre 2015 à partir des données de la simulation MARC-F1-E2500. La langue d’eau chaude associée à ce courant remonte vers le Nord le long de la côte jusqu’à atteindre la mer d’Iroise.

L’augmentation de la chlorophylle en février dans la zone “frontale” (le front n’est pas présent à cette période de l’année) est probablement due à une stratification haline causée par l’apport d’eau douce important des rivières, notamment du panache de la Loire, associé à des fenêtres météorologiques favorables (Guillaud et al., 2008).

Les températures de surface des deux zones étudiées ont augmenté sur les 30 dernières années. La moyenne de température du mois de juin en zone stratifiée croît de  $0.031^{\circ}\text{C}$  par an. Cette tendance est proche de celle observée pour les mêmes années sur la période estivale dans le Golfe de Gascogne et la Manche par Simon et al. (2023). Ce réchauffement est deux fois moins rapide en zone homogène. Cela est probablement dû à l’homogénéisation de la colonne d’eau : pour que la température de surface augmente, il faut que l’ensemble de la colonne d’eau se réchauffe, ce qui représente un volume d’eau bien plus important par unité de surface. Cette élévation de la température plus rapide en zone stratifiée conduit à l’augmentation de l’écart de température de part et d’autre du front.

Au mois de juillet, le réchauffement de la zone stratifiée ralentit, avec une tendance à  $+0.025^{\circ}\text{C}$  par an et est donc plus proche de la tendance de la zone homogène.

En revanche, pour les mois d’août et de septembre, il n’y a pas de tendance significative au réchauffement de la surface ou à l’intensification du front. Sur les 30 dernières années, il y a donc un réchauffement plus précoce de la surface en été, avec une augmentation des écarts de température entre zone homogène et zone stratifiée. Cela devrait avoir pour conséquence l’apparition plus précoce du front, cependant la forte variabilité interannuelle rend difficile cette observation.

Durant ce travail, il a été difficile de sélectionner des zones d’étude séparant la zone frontale de la zone homogène. En effet, l’étroitesse de la zone frontale ainsi que la variabilité de sa position rendent peu pratique l’utilisation de zone fixe pour l’étudier. La boîte de la zone frontale définie ici pour l’étude de la chlorophylle est donc susceptible de parfois se situer d’avantage en zone homogène ou en zone stratifiée, ce qui est une source d’erreur potentielle. J’ai rencontré le même problème pour le choix de la boîte de la zone homogène dans l’étude de la température de surface. Celle-ci est en effet située entre deux frontières mobiles que sont le front d’Ouessant et le front interne d’Iroise.

Il serait donc intéressant à l’avenir de réaliser un suivi dynamique, en repérant la position du front sur les données satellites SST, afin de définir les zone frontale et homogène en fonction de la position de celui-ci.

#### 4.4 Efflorescence au front en période de mortes-eaux

Pour des raisons de coût de calcul, les simulations biogéochimiques ne sont pas disponibles avec une résolution aussi fine que la simulation MARC-FINIS. Le front d'Ouessant est par exemple positionné bien plus à l'Ouest dans la simulation IBI que dans la simulation MARC-FINIS. J'ai également pu faire ce constat sur la simulation MARC-F1-E2500 qui a une résolution de 2.5km. La résolution de ces simulations est donc un peu marginale pour bien représenter le front d'Ouessant. Néanmoins, j'ai utilisé la simulation IBI, qui était la simulation couplée physique-biogéochimie avec la plus fine résolution à ma disposition pour étudier cette zone.

Lors de la période de mortes-eaux, le front de fond est avancé vers l'Est par rapport au front de surface, en accord avec la simulation MARC-FINIS (Section 4.2). Une partie de l'eau de la zone homogène se retrouve alors bloquée en surface au-dessus de cette avancée d'eau. La zone homogène est riches en nutriments (Le Boyer et al., 2009) et sa production en phytoplancton y est limitée par la durée d'ensoleillement que peut recevoir une particule advectée verticalement par le brassage continu de la colonne d'eau (Cadier et al., 2017). Or la restratification d'une partie de cette masse d'eau au-dessus de la masse d'eau froide supprime cette limitation en lumière, ce qui provoque une efflorescence à l'Est du front de surface. Le phytoplancton produit localement est ensuite advecté par les courants qui étalent cette forte concentration de phytplancton sur une plus large zone. Le passage en vives-eaux repositionne le front de fond plus proche du front de surface et la production de phytoplancton diminue.

La production de phytoplancton en zone frontale dépend donc des variations de position du front de fond et notamment de sa position par rapport au front de surface. La variation du front selon le cycle VE/ME crée une production de phytoplancton périodique qui réenrichit la zone. Cependant, on peut imaginer que le recul du front de surface vers l'Ouest pourrait avoir un effet similaire. Cela avait été observé en septembre 2009 dans Schultes et al. (2013), où un vent avec une direction Nord-Est avait repoussé le front de surface vers le Nord-Ouest, provoquant une efflorescence de phytoplancton.

Les produits satellite de concentration en chlorophylle L3s et L4 ne sont malheureusement pas d'une qualité suffisante pour permette l'étude de phénomènes aussi variables : la zone étant fréquemment cachée par les nuages, ces produits sont contraints à beaucoup lisser temporellement les données disponibles. Le produit L3s n'est par exemple disponible qu'à un échantillonnage temporel de 8 jours. Le produit satellite L4 de chlorophylle-a réalisé par Saulquin et al. (2011) à partir des observations SeaWiFS, MODIS et MERIS est, lui, disponible à un échantillonnage journalier, mais présente des artefacts qui ne permettent pas son utilisation.

Les variations spatiales ou temporelles rapides de la concentration en chlorophylle de surface dues à la dynamique du front, telles que sa réponse au cycle VE/ME, qui est clairement visible dans la simulation, ou des différences de réponse entre le Nord et le Sud de la zone, leur sont de ce fait en pratique inaccessibles.



## 5 Conclusions et perspectives

L'étude du front d'Ouessant en Mer d'Iroise a permis de mieux connaître ses variabilités saisonnières et interannuelles. Les variations de la position du front de surface dépendent à la fois de la tension de vent et du cycle VE/ME. La position du front de fond dépend, elle, principalement du cycle VE/ME. En période de mortes-eaux, le front de fond s'avance vers l'Est sous l'effet de l'ajustement géostrophique. À cause de la bathymétrie, plus abrupte de la partie Nord de la zone, l'incursion de la masse d'eau froide dans la zone homogène est bien plus importante au Sud de la zone. En vives-eaux le tourbillon résiduel, créé par le passage de la marée à l'Ouest de la Chaussée de Sein, repousse cette avancée par la mise en place d'une dérive d'Ekman de fond. A chaque période de vives-eaux, la partie la plus à l'est de la masse d'eau froide s'en détache, et est intégrée à la masse d'eau de la zone mélangée. Ce mélange contribue à refroidir la zone homogène et à la réenrichir en nutriments. Le front d'Ouessant présente une variabilité interannuelle aussi bien en durée qu'en intensité. La température de surface du mois de juin tend à augmenter, cette augmentation étant cependant moitié moins forte en zone homogène qu'en zone stratifiée.

L'objectif de cette étude visait à comprendre les variabilités observées dans les évolutions interannuelles de la production planctonique. Différents mécanismes maintiennent une production phytoplanctonique tout au long de l'année en mer d'Iroise. En été, cette production se maintient grâce à des processus frontaux. L'évolution de la biomasse phytoplanctonique de cette zone ne semble pas montrer de tendance particulière, contrairement à la zone stratifiée, qui présente depuis 2016 un affaiblissement de son efflorescence printanière.

L'avancée vers l'Est du front de fond en mortes-eaux s'accompagne du passage d'eau de la zone homogène au-dessus de la masse d'eau froide du fond. Cette restratification d'une partie de la masse d'eau homogène permet aux cellules de phytoplancton, jusqu'ici brassées sur l'ensemble de la colonne d'eau, de demeurer en surface dans la zone euphotique. Cela provoque une efflorescence du phytoplancton située à l'Est du front de surface. Du fait de la couverture nuageuse sur la zone, ce processus est difficile à mettre en évidence dans les observations par satellite. Les évolutions de populations planctoniques observées par le Parc Naturel Marin d'Iroise sont sensibles aux évolutions interannuelles du front mais les différents processus biogéochimiques partiellement observés rendent l'interprétation de ces évolutions complexe.

En perspectives de ce travail, il serait intéressant de réaliser le développement théorique (évoqué dans la Section 4.2) de l'ajustement géostrophique du front de fond sur une bathymétrie non-plate. De futurs travaux pourront également s'intéresser à la dynamique du front de fond en dehors de la Mer d'Iroise, notamment au niveau de l'extension du front d'Ouessant dans la Manche. Cela permettrait de vérifier si un critère bathymétrique à l'avancée du front de fond est généralisable à l'ensemble du front d'Ouessant.

Enfin, pour compléter l'étude de l'effet des structures frontales sur les communautés de phytoplancton en Mer d'Iroise, il serait intéressant d'étudier les variations du front interne d'Iroise, qui sépare les eaux stratifiées saisonnièrement de la baie de Douarnenez des eaux de la zone homogène.

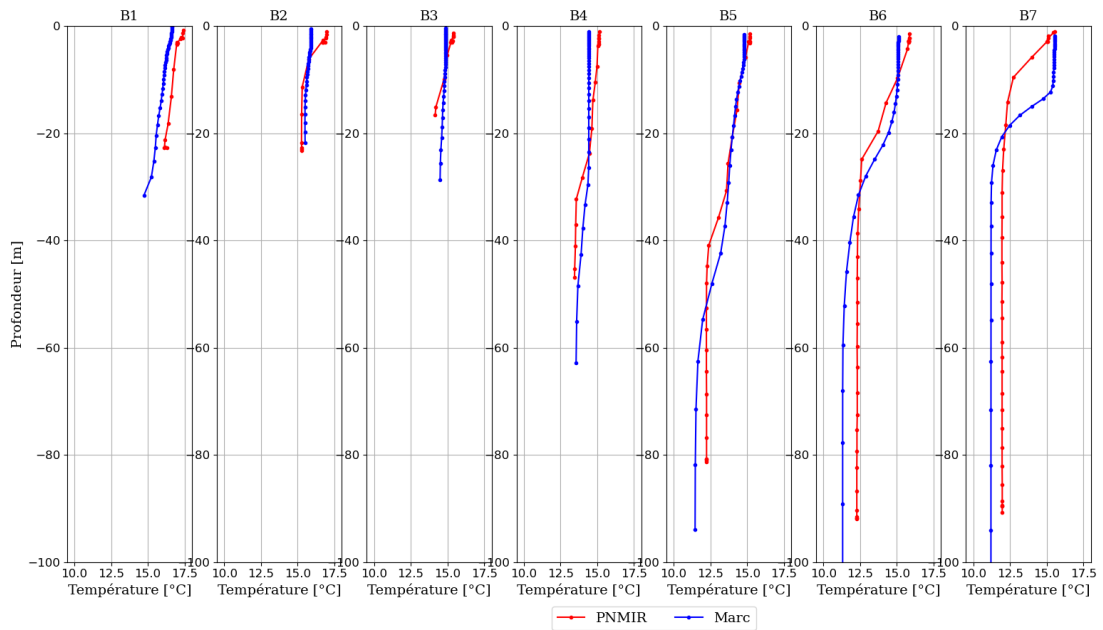
## References

- Benedetti, F., Jalabert, L., Sourisseau, M., Becker, B., Cailliau, C., Desnos, C., Elineau, A., Irisson, J.-O., Lombard, F., Picheral, M., Stemmann, L., and Pouline, P. (2019). The Seasonal and Inter-Annual Fluctuations of Plankton Abundance and Community Structure in a North Atlantic Marine Protected Area. *Frontiers in Marine Science*, 6:214.
- Brotas, V., Brewin, R. J., Sá, C., Brito, A. C., Silva, A., Mendes, C. R., Diniz, T., Kaufmann, M., Tarran, G., Groom, S. B., Platt, T., and Sathyendranath, S. (2013). Deriving phytoplankton size classes from satellite data: Validation along a trophic gradient in the eastern Atlantic Ocean. *Remote Sensing of Environment*, 134:66–77.
- Buongiorno Nardelli, B., Tronconi, C., Pisano, A., and Santoleri, R. (2013). High and Ultra-High resolution processing of satellite Sea Surface Temperature data over Southern European Seas in the framework of MyOcean project. *Remote Sensing of Environment*, 129:1–16.
- Cadier, M. (2016). *Diversité des communautés phytoplanctoniques en relation avec les facteurs environnementaux en mer d'Iroise : approche par la modélisation 3D*. These de doctorat, Brest.
- Cadier, M., Gorgues, T., Sourisseau, M., Edwards, C. A., Aumont, O., Marié, L., and Memery, L. (2017). Assessing spatial and temporal variability of phytoplankton communities' composition in the Iroise Sea ecosystem (Brittany, France): A 3D modeling approach. Part 1: Biophysical control over plankton functional types succession and distribution. *Journal of Marine Systems*, 165:47–68.
- Cambon, G. (2008). *Etude numérique de la mer d'Iroise : dynamique, variabilité du front d'Ouessant et évaluation des échanges cross-frontaux*. phdthesis, Université de Bretagne occidentale - Brest.
- Chevallier, C., Herbette, S., Marié, L., Le Borgne, P., Marsouin, A., Péré, S., Levier, B., and Reason, C. (2014). Observations of the Ushant front displacements with MSG/SEVIRI derived sea surface temperature data. *Remote Sensing of Environment*, 146:3–10.
- Debreu, L., Vouland, C., and Blayo, E. (2008). AGRIF: Adaptive grid refinement in Fortran. *Computers & Geosciences*, 34(1):8–13.
- Guillaud, J.-F., Aminot, A., Delmas, D., Gohin, F., Lunven, M., Labry, C., and Herbland, A. (2008). Seasonal variation of riverine nutrient inputs in the northern Bay of Biscay (France), and patterns of marine phytoplankton response. *Journal of Marine Systems*, 72(1-4):309–319.
- Gutknecht, E., Reffray, G., Mignot, A., Dabrowski, T., and Sotillo, M. G. (2019). Modelling the marine ecosystem of Iberia–Biscay–Ireland (IBI) European waters for CMEMS operational applications. *Ocean Science*, 15(6):1489–1516. Publisher: Copernicus GmbH.
- Heijst, G. J. F. v. (1985). A Geostrophic Adjustment Model of a Tidal Mixing Front. *Journal of Physical Oceanography*, 15(9):1182–1190. Publisher: American Meteorological Society Section: Journal of Physical Oceanography.
- Landeira, J. M., Ferron, B., Lunven, M., Morin, P., Marié, L., and Sourisseau, M. (2014). Biophysical Interactions Control the Size and Abundance of Large Phytoplankton Chains at the Ushant Tidal Front. *PLoS ONE*, 9(2):e90507.

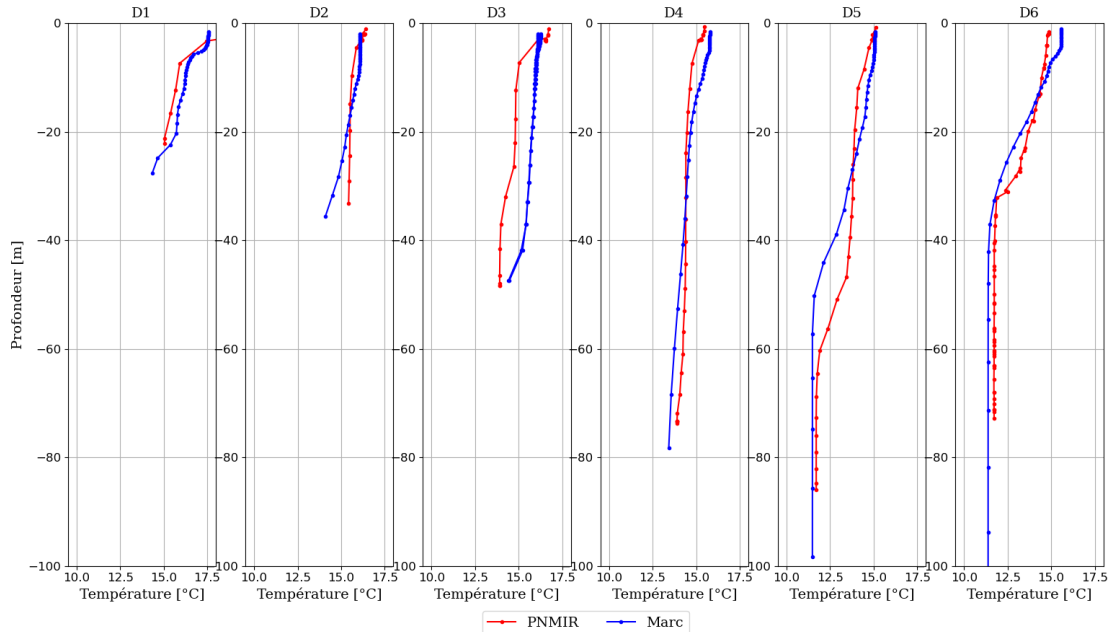
- Lazure, P., Dumas, F., and Vrignaud, C. (2008). Circulation on the Armorican shelf (Bay of Biscay) in autumn. *Journal of Marine Systems*, 72(1-4):218–237.
- Le Boyer, A., Cambon, G., Daniault, N., Herbette, S., Le Cann, B., Marié, L., and Morin, P. (2009). Observations of the Ushant tidal front in September 2007. *Continental Shelf Research*, 29(8):1026–1037.
- Morin, P., Le Corre, P., and Le Fèvre, J. (1985). Assimilation and Regeneration of Nutrients off the West Coast of Brittany. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 65(3):677–695.
- Muller, H., Blanke, B., Dumas, F., and Mariette, V. (2010). Identification of typical scenarios for the surface Lagrangian residual circulation in the Iroise Sea. *Journal of Geophysical Research*, 115(C7):C07008.
- Pasquet, A., Szekely, T., and Morel, Y. (2012). Production and dispersion of mixed waters in stratified coastal areas. *Continental Shelf Research*, 39-40:49–77.
- Petton, S., Garnier, V., Caillaud, M., Debreu, L., and Dumas, F. (2023). Using the two-way nesting technique AGRIF with MARS3D V11.2 to improve hydrodynamics and estimate environmental indicators. *Geoscientific Model Development*, 16(4):1191–1211. Publisher: Copernicus GmbH.
- Saulquin, B., Gohin, F., and Garrello, R. (2011). Regional Objective Analysis for Merging High-Resolution MERIS, MODIS/Aqua, and SeaWiFS Chlorophyll- a Data From 1998 to 2008 on the European Atlantic Shelf. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49(1):143–154. Conference Name: IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.
- Schultes, S., Sourisseau, M., Le Masson, E., Lunven, M., and Marié, L. (2013). Influence of physical forcing on mesozooplankton communities at the Ushant tidal front. *Journal of Marine Systems*, 109-110:S191–S202.
- Sentchev, A., Forget, P., Barbin, Y., Marié, L., and Ardhuin, F. (2010). Surface circulation in the Iroise Sea (western Brittany) derived from high resolution current mapping by HF radars. *Journal of Marine Systems*.
- Simon, A., Poppeschi, C., Plecha, S., Charria, G., and Russo, A. (2023). Coastal and regional marine heatwaves and cold-spells in the Northeast Atlantic. preprint, In situ Observations/Air-sea fluxes/Surface/Shelf Seas/Ocean-shelf interactions.
- Simpson, J. H. and Hunter, J. R. (1974). Fronts in the Irish Sea. *Nature*, 250(5465):404–406.
- Sotillo, M. G., Cailleau, S., Lorente, P., Levier, B., Aznar, R., Refray, G., Amo-Baladrón, A., Chanut, J., Benkiran, M., and Alvarez-Fanjul, E. (2015). The MyOcean IBI Ocean Forecast and Reanalysis Systems: operational products and roadmap to the future Copernicus Service. *Journal of Operational Oceanography*, 8(1):63–79. Publisher: Taylor & Francis eprint: <https://doi.org/10.1080/1755876X.2015.1014663>.
- Sverdrup, H. U. (1953). On Conditions for the Vernal Blooming of Phytoplankton. *ICES Journal of Marine Science*, 18(3):287–295.
- Szekely, T. (2012). *Dynamique et variabilité du front d’Ouessant, approche observationnelle*. These de doctorat, Brest.

Yelekçi, O., Charria, G., Capet, X., Reverdin, G., Sudre, J., and Yahia, H. (2017). Spatial and seasonal distributions of frontal activity over the French continental shelf in the Bay of Biscay. *Continental Shelf Research*, 144:65–79.

## Annexes

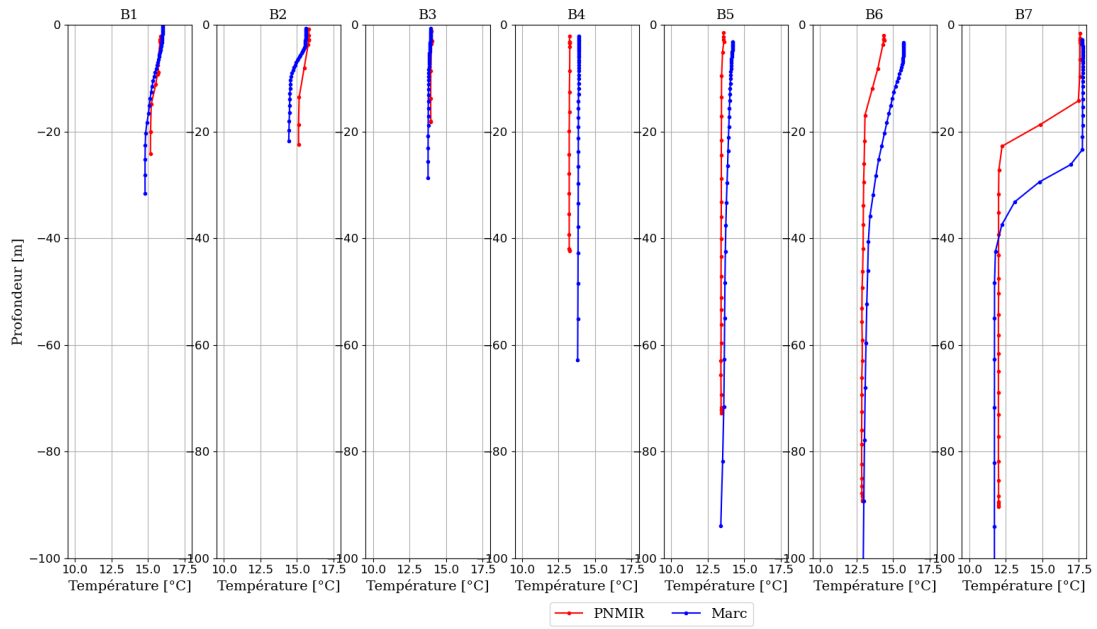


(a) Section B

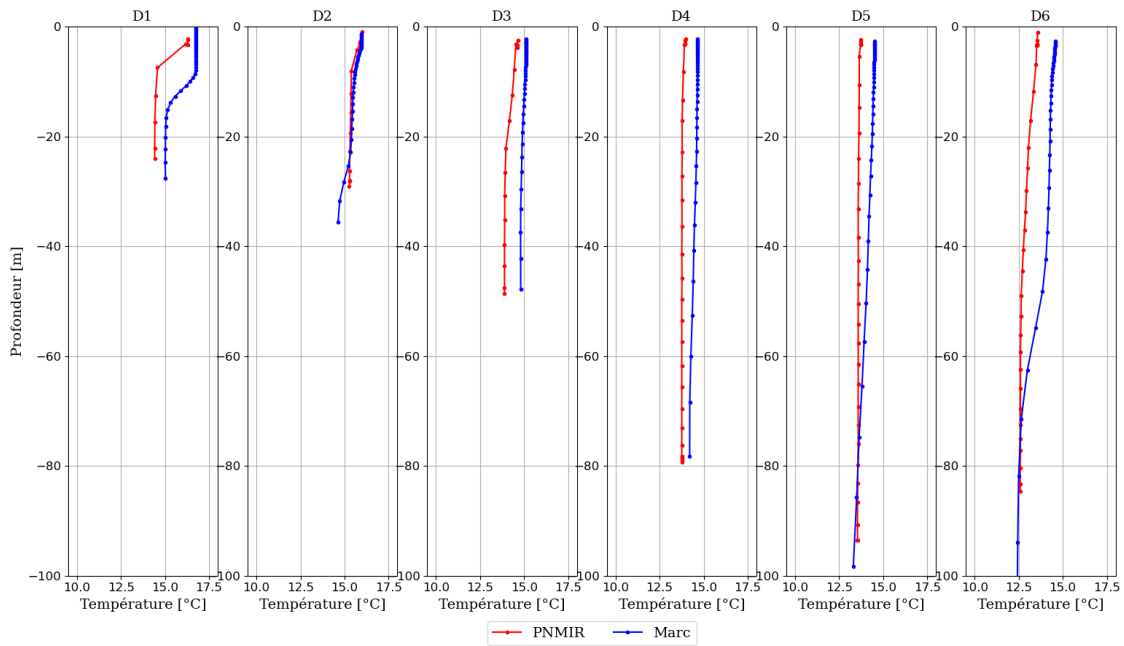


(b) Section D

**Figure 17:** Comparaison des profils de température mesurés lors de la campagne PNMIR de juillet 2018 et extraits de la simulation MARC-FINIS aux mêmes dates

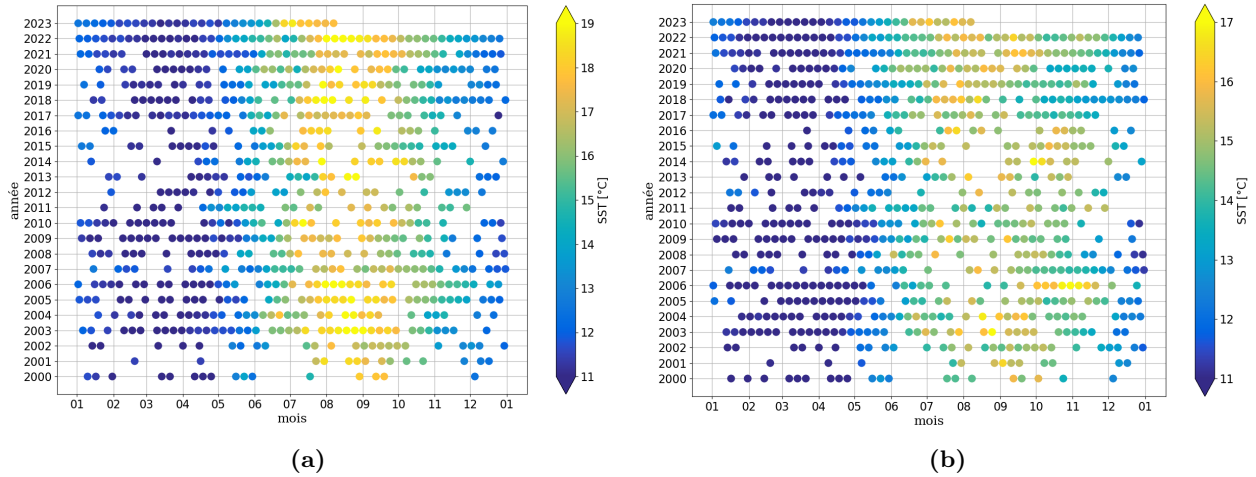


(a) Section B

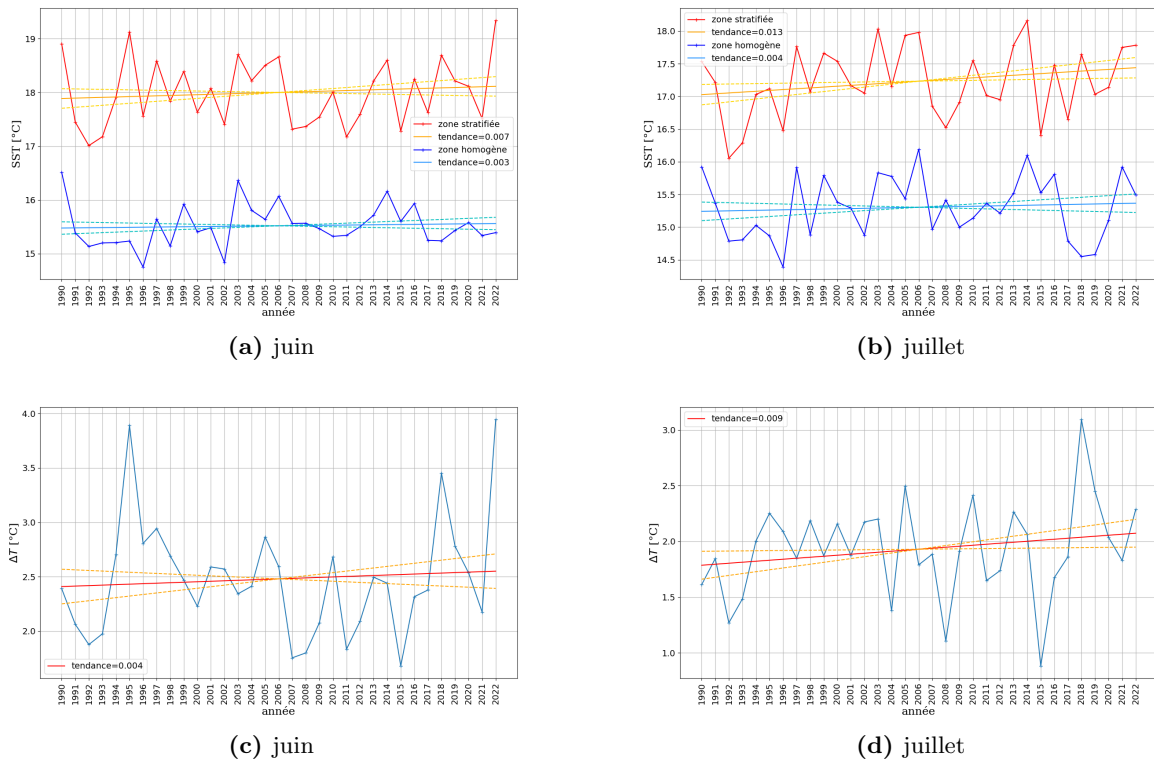


(b) Section D

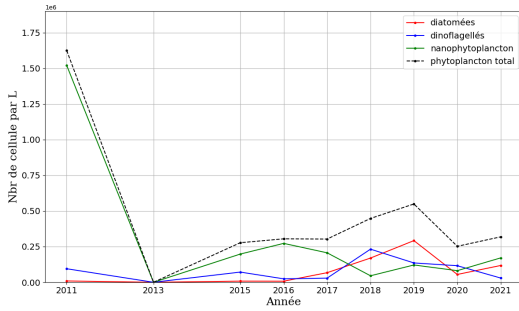
**Figure 18:** Comparaison des profils de température mesurés lors de la campagne PNMIR de septembre 2018 et extraits de la simulation MARC-FINIS aux mêmes dates



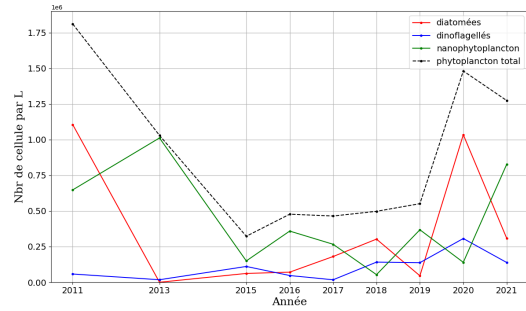
**Figure 19:** Variations interannuelles des températures de la zone stratifiée saisonnièrement (a) et de la zone homogène (b)



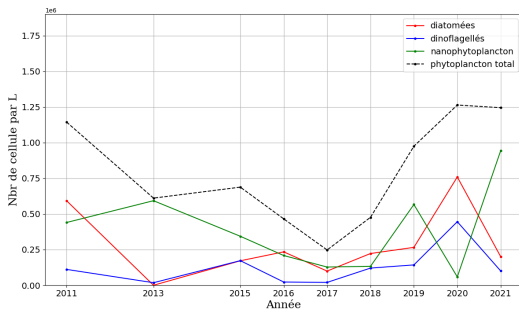
**Figure 20:** Évolution des moyennes des températures de la zone stratifiée et de la zone homogène depuis 1990 et de l'écart de température entre ces deux zones pour les mois d'août (respectivement (a) et (c)) et de septembre (respectivement (b) et (d)). Les droites en trait plein représentent les tendances linéaires estimées à partir des données. Les lignes pointillées représentent les limites de l'intervalle de confiance à 68% sur l'estimation de la tendance linéaire ( $\pm 1$  écart-type).



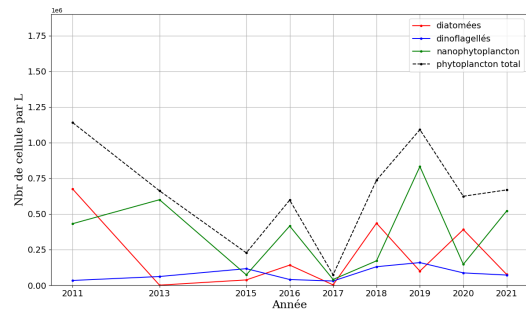
(a) B7



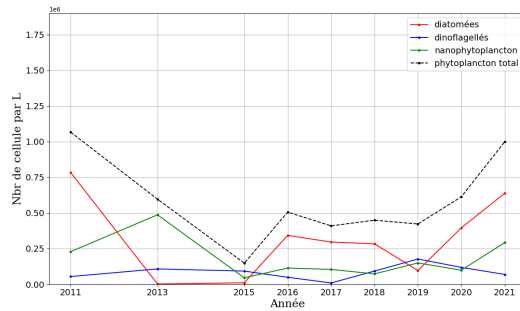
(b) B6



(c) B5



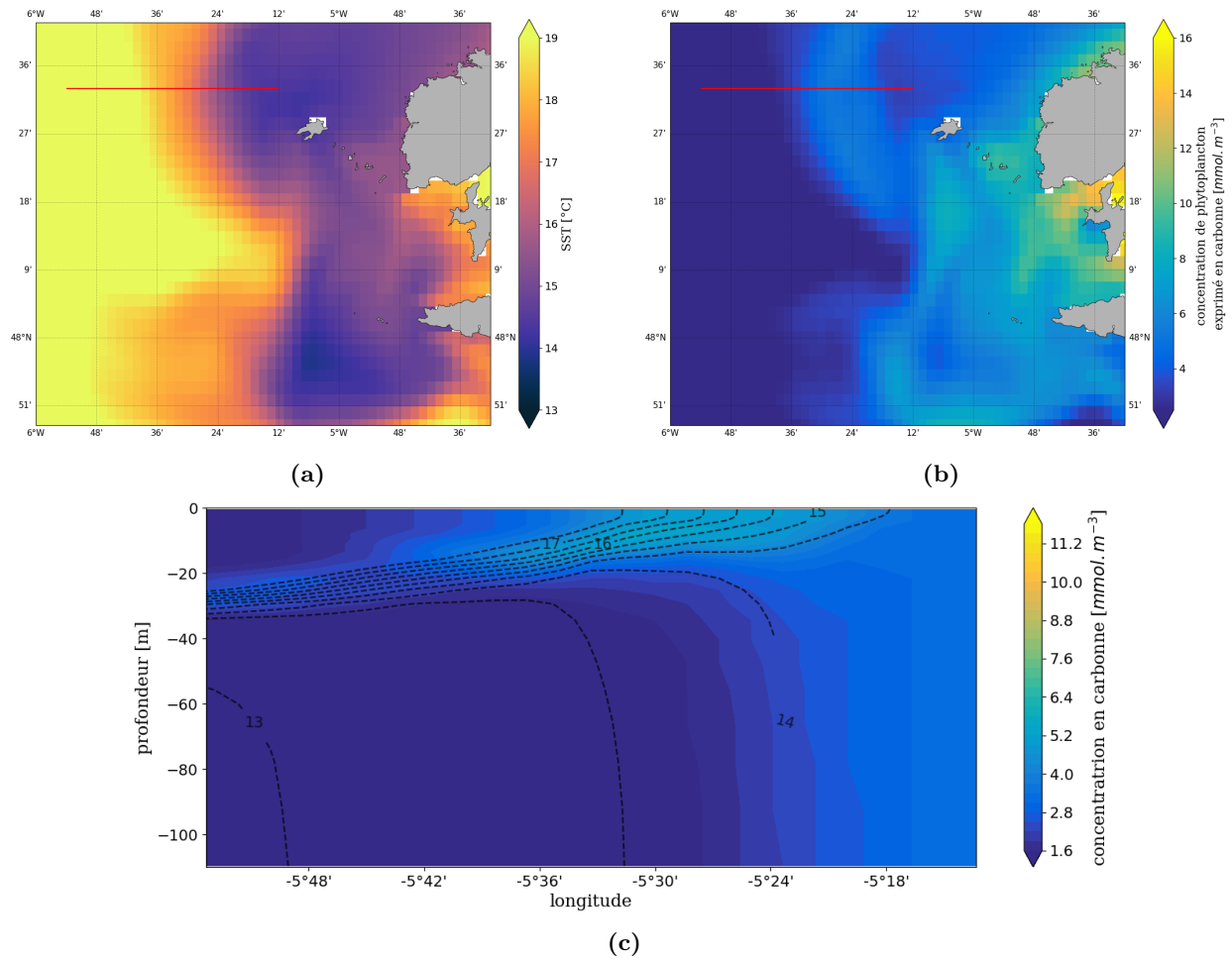
(d) D6



(e) D5

**Figure 21:** Évolution de l'abondance des différents types de phytoplancton des campagnes PNMIR de début juillet aux stations proches du front





**Figure 22:** Cartes (a) de la température en surface de la simulation IBI-Physique et (b) de la concentration en phytoplancton en surface de la simulation IBI-Biogéochimique, le 15 août 2022 en période de vives-eaux (6m de marnage au Conquet). Le trait rouge représente la position de la section étudiée. (c) Section verticale représentant la concentration en phytoplancton exprimé en carbone. Les lignes pointillées noires représentent les isothermes.