



HAL
open science

**Actions vers une Modélisation Intégrée Côtière
Opérationnelle (AMICO). Phase 2. Projet collaboratif
en Océanographie Côtière mis en place dans le cadre du
“ Programme GMES du Ministère du Développement
Durable (GMES-MDD) ”**

Christel Pinazo, V. Garnier, JI Redelsperger, de Mey-Fremaux Pierre,
Caroline Ulses, Bouin Marie-Noelle, Brumer Sophia, Armand Khojasteh,
Nathaniel Bensoussan, Thomas Ponthieu, et al.

► **To cite this version:**

Christel Pinazo, V. Garnier, JI Redelsperger, de Mey-Fremaux Pierre, Caroline Ulses, et al.. Actions vers une Modélisation Intégrée Côtière Opérationnelle (AMICO). Phase 2. Projet collaboratif en Océanographie Côtière mis en place dans le cadre du “ Programme GMES du Ministère du Développement Durable (GMES-MDD) ”. [Rapport de recherche] Ministère du Développement Durable. 2018. hal-03624739

HAL Id: hal-03624739

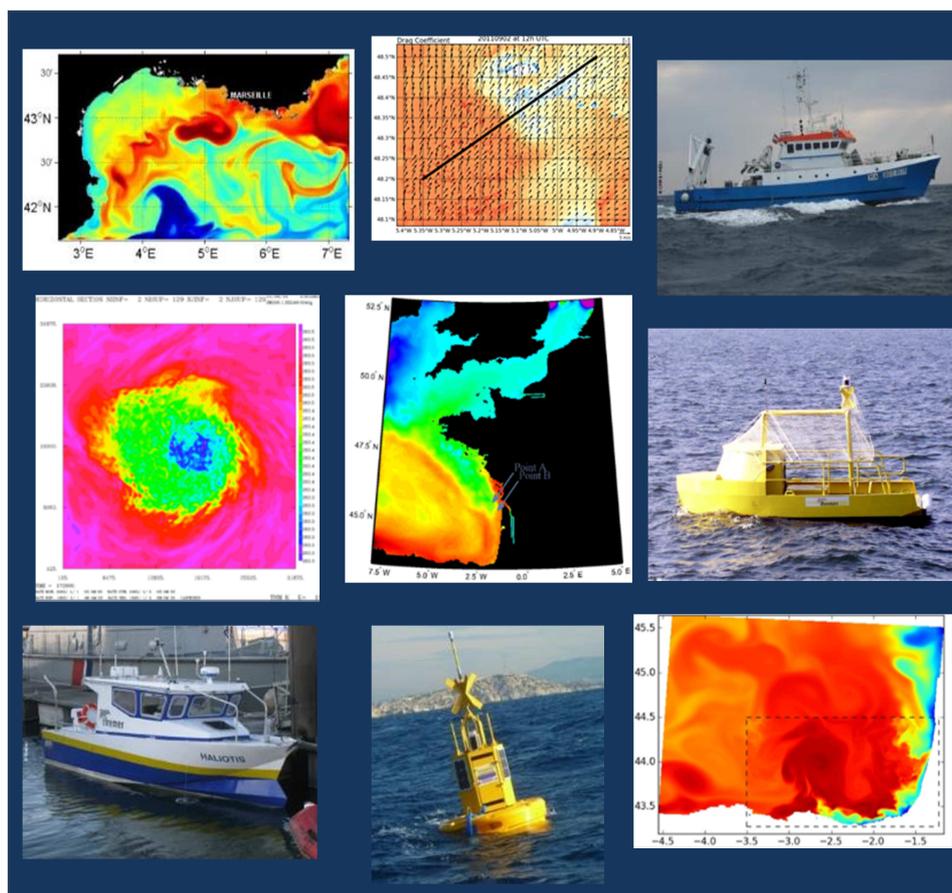
<https://hal.science/hal-03624739v1>

Submitted on 30 Mar 2022

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.

Projet collaboratif en Océanographie Côtière mis en place dans le cadre du « Programme GMES du Ministère du Développement Durable (GMES-MDD) »



**Actions vers une Modélisation
Intégrée Côtière Opérationnelle
(AMICO)**

Rapport de la Phase II

24 Octobre 2018

Table des matières

Préambule	5
1 Résumé de la Phase I	6
1.1 Objectifs de la Phase I.....	6
1.2 Action 1a: Descente d'échelles hydrodynamique ensembliste dans les modèles côtiers	6
1.3 Action 1b: Amélioration du forçage des OBCs biogéochimiques entre les modèles biogéochimiques des configurations opérées par le CMEMS et les configurations régionales.....	7
1.4 Action 1c: Couplage océan-atmosphère: études de processus et paramétrages physiques .	8
1.5 Action 2: Vers une stratégie d'observation opérationnelle de l'environnement côtier.....	9
2 Phase II.....	11
2.1 Contexte et objectifs	11
2.2 Enjeux scientifiques	12
2.3 Chantiers	12
2.3.1 Chantier Iroise	13
2.3.2 Méditerranée.....	46
2.4 Généricité des outils et techniques.....	76
2.5 Articulation vis-à-vis du programme européen Copernicus	77
2.6 Articulation vis-à-vis du développement de l'océanographie côtière opérationnelle nationale	78
2.7 Personnel.....	78
2.7.1 Attributions en CDD	78
2.7.2 Personnel impliqué	79
Références	82

Table des ACRONYMES

AGRIF: Adaptive Grid Refinement In Fortran
BGC: Biogéochimie / biogéochimique
C-BLAST: Coupled Boundary Layers Air-Sea Transfer
CLAM: Couche limite Atmosphérique
CMEMS: Copernicus Marine Environment Monitoring Service
COMODO: Communauté de MODélisation Océanographique (ANR)
CROCO: Coastal and Regional Ocean COmmunity model
DCM: Deep Chlorophyll Maximum
EnKF: Ensemble Kalman Filter = filtre de Kalman d'Ensemble
GdG: Golfe de Gascogne
GdL: Golfe du Lion
ITOP: Impact of Typhoons on the Ocean in Pacific
MARS3D: Model for Applications at Regional Scales in 3D
MESO-NH: Modèle atmosphérique non-hydrostatique de mésoéchelle de la communauté française
NEMO: Nucleus for European Modelling of the Ocean
NOPP: National Oceanographic Partnership Program
OASIS-MCT: Model Coupling Toolkit
OAV: Océan-Atmosphère-Vagues
OBC: Open Boundary Conditions
OCO: Océanographie Côtière Opérationnelle
OGS: Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (Trieste, Italie)
OO: Océanographie Opérationnelle
OSTIA: Operational Sea surface Temperature and sea Ice Analysis
SDAP: SEQUOIA Data Assimilation Platform
Symphonie: Modèle hydrodynamique côtier développé au LA
TKE: Turbulent Kinetic Energy
TSM: Température de la Surface de la Mer
WW3: Wave Watch III Model

Préambule

Les applications de l'Océanographie Côtière Opérationnelle, et notamment l'élaboration et la fourniture de champs et de prévisions de variables marines, sont nombreuses et connues. Citons de manière non exhaustive les applications autour de la sécurité en mer, de la navigation, de la gestion des stocks de pêche, de la gestion des parcs marins, des énergies marines renouvelables, des risques environnementaux liés à la qualité des eaux pour la baignade et l'aquaculture, des risques de surcote et d'inondation en cas de tempête, les variations du trait de côte, etc. Par ailleurs, la compréhension et les capacités d'analyse et prévision de l'océan côtier demandent une prise en compte de la complexité du milieu naturel, caractérisée par :

- Une influence forte du continent (contrainte géométrique des bassins)
- Les échanges d'eau et de matière sur la marge continentale et dans les estuaires
- La superposition et la combinaison d'un grand nombre de phénomènes physiques (marées, circulation forcée par le vent, ondes internes, vagues ...),
- Une dynamique haute fréquence importante, en partie d'origine atmosphérique locale et distante, superposée à une variabilité saisonnière et basse fréquence,
- Des processus de petite échelle (vagues, fronts de marée et de panache, marée interne, ondes solitaires, thermoclines extrêmement pincées),
- Une forte hétérogénéité des écosystèmes et du substrat (sédiments et habitats benthiques).

L'offre actuelle nationale provenant des services opérationnels (CMEMS, Météo-France, SHOM) répond partiellement aux attentes de la société pour la sécurité des biens et des personnes mais doit être encore améliorée pour être à la hauteur des enjeux associés aux usages croissants des mers côtières, ou au renforcement du cadre réglementaire (eaux de baignade, directive cadre sur le milieu marin...). A la différence du hauturier, la complexité et l'interdépendance des phénomènes côtiers demandent une approche interdisciplinaire qui dépasse les compétences propres des opérateurs actuels. A moyen terme, le développement d'approches côtières multidisciplinaires et relocalisables sera nécessaire pour répondre aux demandes très variées des clients de l'Océanographie Côtière Opérationnelle.

AMICO se propose de contribuer, par des actions de recherche amont, à la future mise en place d'un système opérationnel de l'OCO nationale forcé par les produits opérationnels pour l'océan du large et pour l'atmosphère déjà développés par le CMEMS et par Météo-France.

Le travail entrepris dans la Phase I d'AMICO a porté sur trois des principaux verrous scientifiques mis en évidence dans les différentes prospectives opérationnelles aussi bien pour les configurations du CMEMS que pour les futures configurations de l'OCO nationale: le couplage des dynamiques Océan-Atmosphère-Vagues (OAV ci-après), le couplage de l'hydrodynamique avec différents modèles biogéochimiques, ainsi que l'élaboration d'un outil d'estimation et de prévision dans l'océan côtier intégrant la descente d'échelles depuis un modèle parent et l'assimilation de données locales.

Après la Phase I (2014-2016), où des avancées significatives ont été accomplies pour lever ces verrous, la Phase II (2017-2018) a permis d'appliquer ces résultats sur deux chantiers intégrateurs (Iroise et Méditerranée) afin d'évaluer ces avancées dans le continuum OAV-Bio-Descente d'échelles-Estimation) et ainsi dégager des recommandations pour l'OCO basées sur des analyses complémentaires pluridisciplinaires et confrontées aux données in-situ et satellitaires.

1 Résumé de la Phase I

1.1 Objectifs de la Phase I

En 2011, le MEDDE a mis en place un dispositif destiné à assurer, en liaison avec le MESR, la consolidation et le développement des compétences françaises au sein des services pilotes GMES (« Global Monitoring for Environment and Security », maintenant « Copernicus »), le « Programme GMES du Ministère du Développement Durable (GMES-MDD puis Copernicus-MEDDE, maintenant Copernicus-MTES) ». Les instances du programme ont identifié comme prioritaire pour 2013 la thématique de l'Océanographie Côtière, et ont proposé, en lien avec l'INSU, un projet collaboratif dans le but de fédérer la communauté scientifique autour d'objectifs de recherche en amont d'applications possibles des services Copernicus dans le domaine côtier.

Une large consultation de la communauté scientifique et des institutions de recherches actives en milieu marin a fait émerger le besoin d'avancées scientifiques sur les couplages en matière de modélisation côtière. Il s'agit d'améliorer la capacité des modèles de différents compartiments à communiquer entre eux et la représentation des processus aux interfaces entre ces compartiments. Sur cette base s'est construit le projet AMICO (Actions de Modélisation Intégrée Côtière Opérationnelle), qui comportait quatre grands volets regroupés en deux actions :

- L'Action 1 comprenait 3 volets portant chacun sur un processus de couplage spécifique: le couplage côtier/hauturier en physique (Action 1a), le couplage côtier/hauturier en biogéochimie/biologie (Action 1b), et le couplage océan/vagues/atmosphère à petite échelle (Action 1c).
- L'Action 2 était une réflexion sur la stratégie d'observation opérationnelle de l'environnement côtier, avec pour objectif la définition optimale d'un réseau d'observation côtier en lien avec l'Action 1 ; en matière opérationnelle, la modélisation et l'observation sont en effet intimement liées, que ce soit en terme de validation des modèles ou d'assimilation des données.

1.2 Action 1a: Descente d'échelles hydrodynamique ensembliste dans les modèles côtiers

L'action 1a s'est intéressée à la problématique de l'imbrication de modèles océaniques du domaine côtier-plateau dotés de grilles à haute résolution (de l'ordre de quelques centaines de mètres) dans des modèles régionaux de résolution plus grossière, de manière conjointe avec l'assimilation de données locales. L'objectif était de proposer un outil et un ensemble de pratiques permettant de passer l'information de systèmes régionaux 'parent' (simulations, observations) vers des systèmes du domaine côtier/plateau, et ce de manière intégrée avec l'utilisation d'observations locales et avec la gestion des erreurs des différentes sources d'information (dont celles du modèle parent). Nous avons adopté une approche basée sur l'assimilation par filtre de Kalman d'Ensemble.

Nous avons choisi d'étudier la zone du plateau des Landes, dans le Golfe de Gascogne, car elle a pour principal intérêt d'intercepter à la fois le plateau et le talus continental le long duquel circulent des courants de pente : avec en plus la question de la marée, cela constitue un cas d'étude intéressant pour la problématique des frontières ouvertes. C'est aussi une zone d'activité mésoéchelle et de génération d'ondes internes; de plus, le plateau interne est sous l'influence des eaux dessalées d'origine continentale (Adour, Gironde).

L'outil SDAP 1.5 a été spécifié dans un document avec les acteurs potentiels de l'opérationnel côtier (Ifremer, SHOM, Mercator Océan), puis développé et un serveur de développement communautaire mis en place. Le modèle côtier choisi était SYMPHONIE sur une configuration nommée BOBLAND, centrée sur le plateau des Landes, avec une

résolution de 500mx500m et imbriquée dans la configuration BISCAY36 (sous-zone de la configuration IBI avec une résolution spatiale de 1/36°) du code NEMO. Des simulations d'ensemble de BISCAY36 ont été réalisées par V. Vassilis dans le cadre de son post-doc (collaboration MERCATOR-Océan et LEGOS).

Notre premier objectif a été d'étudier le downscaling des erreurs du modèle parent. Il s'agit de caractériser l'impact des incertitudes du modèle parent sur le modèle côtier via des perturbations aux frontières ouvertes. Pour cela nous avons généré un ensemble de simulations BOBLAND forcées par l'ensemble de simulations BISCAY36. Nous avons aussi généré un ensemble en perturbant le forçage en vent de BOBLAND afin de simuler les incertitudes locales. Enfin un troisième ensemble a été réalisé en perturbant les frontières ouvertes (via l'ensemble parent) et le vent local. Les statistiques d'ensemble servent de proxy des erreurs du modèle pour l'assimilation, mais elles permettent aussi de comprendre la sensibilité du modèle aux différents forçages ainsi que les processus physiques en jeu. Ainsi, nous avons illustré l'apport des deux types de perturbation aux statistiques d'ensemble en température: les perturbations de vent provoquent une variabilité significative à l'intérieur du domaine, surtout dans les couches de surface, alignée avec les filaments et structures frontales associées aux tourbillons de méso-échelle et aux zones dessalées. Les perturbations de frontières ouvertes déclenchent principalement une réponse le long des frontières ainsi que dans les zones dynamiquement connectées à ces frontières (via le courant de pente notamment) et en profondeur.

Les expériences d'assimilation (expériences jumelles d'ensemble par filtre de Kalman d'ensemble) montrent que l'amélioration via l'assimilation est effective pour les variables assimilées (SSH et SST), plus faiblement pour la SSS, variable non assimilée, mais en partie améliorée via les covariances d'ensemble. De nouvelles expériences jumelles sont prévues afin d'approfondir notre compréhension des mécanismes en jeu.

Pour résumer, les points positifs essentiels de ce travail nous semblent être les suivants :

- Outil d'assimilation ensembliste SDAP
- Assimilation de données dans un modèle à grille très fine (500m) sur le plateau, avec des résultats plutôt positifs, même si encore imparfaitement compris. Il existe une marge d'amélioration, par exemple en ajoutant le vent ou sa tension au vecteur de contrôle
- Mise au point d'un protocole d'expériences jumelles d'ensemble basé sur le downscaling d'ensemble à partir d'une configuration CMEMS
- En complément des études d'assimilation, une approche de downscaling de la marée a été développée par le groupe LEGOS/LA dans le cadre de l'action 1a sur une autre configuration de Symphonie dans le Golfe de Gascogne (Toublanc et al., 2018) et a été testée sur le domaine BOBLAND.

1.3 Action 1b: Amélioration du forçage des OBCs biogéochimiques entre les modèles biogéochimiques des configurations opérées par le CMEMS et les configurations régionales

Lors de la première phase d'AMICO, dans l'action 1b nous avons évalué l'impact des conditions de frontières ouvertes (OBCs) biogéochimiques produites par les modèles du CMEMS sur les simulations des modèles régionaux couplés physiques et biogéochimiques nationaux. Nous proposons en synthèse de cette étude un protocole pour mieux gérer ces conditions de frontière ouverte en biogéochimie. A partir de nos travaux et des nombreux tests effectués sur quatre configurations régionales (2 en Atlantique et 2 en Méditerranée, avec des OBCs proches ou lointaines des domaines étudiés: Golfe de Gascogne et Golfe du

Lion respectivement) forcées par les configurations hauturières du CMEMS opérées par Mercator-Ocean (pour le Global) et par OGS (pour la Méditerranée), nous pouvons affirmer que nos résultats sont peu modèle-dépendants (car différents modèles biogéochimiques ont été utilisés) et que les deux choix principaux que l'utilisateur devra faire concernant la gestion des OBCs biogéochimiques concerneront la distance de l'OBC par rapport au domaine d'étude, et le type d'OBC utilisé suivant qu'il s'agisse de prévisions en temps réel ou bien de ré-analyses.

Nous avons également montré que le modèle régional peut utiliser les OBCs physiques et biogéochimiques du modèle couplé physique-biogéochimique hauturier produit par le CMEMS sous réserve que ce dernier reproduise de manière assez réaliste la quantité de nutriments injectée aux frontières. Nous avons démontré lors de nos tests que cette condition est primordiale pour atteindre une valeur maximale d'efflorescence représentative de la zone.

Cette option présente l'avantage évident d'utiliser un produit disponible via le CMEMS en temps réel et de valoriser ainsi ces produits aussi bien pour des applications de Recherche ou la mise en place de systèmes de prévision régionale ou côtière.

Cependant, il existe quand même certains désavantages en temps réel par exemple, où seulement certaines variables sont distribuées, or en général le forçage d'un modèle biogéochimique nécessite un grand nombre de variables. Les désavantages principaux même en temps différé résident dans le fait que, en général les modèles biogéochimiques du CMEMS (forçant) et régional (forcé) sont différents et leurs variables biogéochimiques ne correspondent pas. Dans ce cas, il faut effectuer des agrégations ou désagrégations de variables qui peuvent parfois être lourdes (en manipulation) mais surtout hasardeuses car les correspondances sont très difficiles à établir.

Enfin, dans le cas d'assimilation de données biogéochimiques dans les configurations du CMEMS, il faut de plus veiller à la cohérence des variables biogéochimiques entre elles vis-à-vis des équilibres fondamentaux de l'écosystème régional. En cas de déséquilibres notables, le forçage aux OBCs du modèle régional pourra conduire à des dynamiques et des résultats complètement inattendus.

Parallèlement, la qualification des simulations régionales à partir de métriques définies modèle-modèle et modèle-mesures a été effectuée. Les métriques et les variables de comparaisons modèle-données ont été définies pour les façades Atlantique et Méditerranéenne à partir des données disponibles : données de glider, profileurs et images de Couleur de l'eau ainsi que certaines données de mouillages. Les métriques modèle-données *in situ* (glider, flotteur) sont très prometteuses et les scripts développés seront très utiles pour la Phase II et à plus long terme pour qualifier les futures simulations de l'océanographie opérationnelle régionale.

Enfin, nous avons mis en évidence dans la Phase I, l'importance de la dynamique intrinsèque du modèle régional couplé physique-biogéochimie, dictée par les forçages atmosphériques et hydrodynamiques, ce qui nous conduit tout naturellement à l'étude intégrée atmosphère-océan-biogéochimie du front d'Iroise et des upwellings intermittents de Méditerranée que nous proposons dans la Phase II.

1.4 Action 1c: Couplage océan-atmosphère: études de processus et paramétrages physiques

Un module générique de couplage côtier océan-vagues-atmosphère fondé sur OASIS-MCT. a été développé, validé, et intégré dans les versions officielles des différents codes (SURFEX, Meso-NH, WW3, MARS3D) et donc diffusé à la communauté scientifique (nationale et internationale). Ce travail a été étendu et diffusé au-delà des applications côtières vers la communauté opérationnelle (SURFEX étant aussi intégré dans les codes opérationnels de prévision du temps et du climat ARPEGE et AROME). Il a ainsi pu

bénéficier des contributions d'autres laboratoires (CNRM, Mercator-Océan, LA, LACy) et enrichir les possibilités d'interactions entre les différents compartiments du système Terre. En côtier, les simulations pourront par exemple être couplées avec la dynamique de bassin versant et ainsi pallier certaines incertitudes concernant les débits des fleuves.

Les paramétrisations physiques liées à ce couplage côtier océan-vagues-atmosphère ont été améliorées particulièrement pour ce qui concerne l'impact de l'état de mer sur l'estimation des tensions de vent en surface et sur la colonne d'eau (dérive de Stokes) et l'extension de la dynamique océan-vagues d'un champ d'énergie de vague monochromatique vers un champ réaliste.

L'application principale du système développé a concerné la mer d'Iroise, région macro-tidale typique de la façade atlantique soumise à des vents d'Ouest, caractérisée par un front thermique saisonnier très marqué (front d'Ouessant) et des vagues générées par un fetch important.

Les expériences en couplage (à 1 ou 2 sens) ont montré l'importance de la résolution du champ de température de surface de la mer autour du front pour l'estimation des flux turbulents atmosphériques en surface et dans la couche limite atmosphérique, l'état de mer ayant aussi un impact mais de degré moindre. Des recommandations ont été transmises à Météo-France sur la nécessité d'utiliser des champs de température de surface de meilleure résolution spatiale que les champs OSTIA actuels. En dehors de l'impact sur la prévision du temps, cette étape est nécessaire car les modèles opérationnels d'océanographie côtière sont forcés par les sorties de ces modèles de prévision du temps et sont donc actuellement biaisés.

Les simulations ont permis de mettre en évidence la sensibilité de l'estimation des tensions de vent (donc du vent) selon la représentation de l'état de mer. Pour la prévision de la dynamique des vagues et donc la rugosité de surface, nos résultats ont permis de confirmer dans un cadre couplé complet que la prise en compte des courants de marée est cruciale.

Un environnement de travail et protocole d'étude a été mis en place pour systématiser les analyses, définir des métriques génériques et ainsi permettre des analyses conjointes sur différents sites (Méditerranée et Iroise) afin d'évaluer l'importance du couplage dynamique océan-atmosphère-vagues en fonction des conditions environnementales.

Pour compléter ces efforts, des recherches ont été entreprises pour comprendre les interactions entre ces milieux en développant des outils de simulation à de très hautes résolutions horizontales (de l'ordre de 10m pour l'océan et 100m pour l'atmosphère).

1.5 Action 2: Vers une stratégie d'observation opérationnelle de l'environnement côtier

L'Action 2 d'AMICO a démarré plus tard que l'Action 1. En effet une certaine concertation a été nécessaire entre MEDDE, INSU, d'autres organismes comme Ifremer et les porteurs de l'Action 1 pour mieux en préciser les résultats attendus. Une lettre de mission commune MEDDE/INSU a été envoyée au porteur de l'Action en mars 2014 pour cadrer ces objectifs.

L'Action 2 a porté sur une stratégie d'observation opérationnelle de l'environnement côtier, avec pour objectif principal la définition d'un réseau d'observations côtier optimal, en particulier pour répondre aux besoins définis dans l'Action 1. La mise en place effective d'un tel réseau est évidemment en dehors des objectifs d'AMICO, mais les résultats de l'Action donnent des pistes pour les futurs déploiements de réseaux d'observations côtiers.

Cette Action prospective a notamment contribué à définir une méthodologie d'approche et des métriques d'évaluation en lien avec l'Action 1, et à proposer la nature et le dimensionnement des infrastructures d'observations in-situ nécessaires en complément des

moyens satellitaires, en tenant compte bien sur de l'existant au niveau français et international.

Pour ce faire un groupe de travail inter-organismes d'une quinzaine de personnes a été constitué. Outre les porteurs de l'Action 1 il comprenait des représentants du MEDDE, de l'INSU, de l'Ifremer, du SHOM, de Météo-France, de l'IRD et des experts choisis pour leurs compétences en observations ou modélisation côtière, dont au moins un étranger. Un calendrier sur 18 mois a été établi, comprenant des réunions régulières du groupe.

Au cours de la réunion de démarrage en mai 2014, après avoir pris connaissance de l'avancement de l'Action 1, le groupe a estimé que sa première tâche devait être de recenser les infrastructures existantes ainsi que les moyens humains et financiers qu'elles mobilisent. Pour cela, deux sous-groupes ont été constitués, l'un se consacrant au recensement proprement dit, l'autre aux moyens.

La discussion a fait ressortir la nécessité de ne pas se limiter aux infrastructures côtières, mais de devoir inclure les interfaces avec le domaine côtier (atmosphère, bassins versants,...). Les moyens d'observations des pays limitrophes ont aussi été abordés, pour les façades Manche/Atlantique et Méditerranée.

Un bilan des moyens d'observations côtiers a été dressé. Sa première version ne concerne que les côtes métropolitaines françaises. Les données de l'outre-mer pourront être ajoutées ultérieurement. La question d'inclure les données de zones côtières étrangères où des recherches françaises sont effectuées a été posée. Il s'agit essentiellement de chantiers IRD.

La prise en compte de certains réseaux, qui fonctionnent de manière opérationnelle mais ne garantissent pas une « qualité recherche » des données pourrait faire l'objet d'études complémentaires : réseaux conchyliques, estuariens, par exemple.

2 Phase II

2.1 Contexte et objectifs

Cette seconde phase de recherche amont à la prévision opérationnelle vise à compléter les travaux sur les principaux verrous scientifiques de la première phase d'AMICO et à évaluer l'impact de ces travaux sur la représentation de la dynamique des zones frontales côtières et des processus de plateau à fine échelle en comparant à des données d'observations in situ et satellitaires.

Les principales applications visées sont la prévision des zones de productivité primaire dans l'océan côtier, et l'estimation des courants de surface dans ces zones pour des services relatifs à la dérive d'objets et de blooms ainsi qu'à la connectivité biologique. L'objectif d'obtenir des prévisions de qualité nécessite de répondre à un certain nombre de questions scientifiques résumées ci-dessous (Section 2.2) concernant les couplages océan-atmosphère-vagues, le modèle de bassin/modèle côtier et physique-biogéochimique, ainsi que la mise au point des méthodes et outils d'estimation appliquées aux échelles côtières fines.

Ces verrous scientifiques correspondent à des thèmes prioritaires pour améliorer l'OO en général et plus particulièrement l'OCO, définis dans:

- la Prospective d'Océanographie Opérationnelle <http://www.mercator-ocean.fr/sciences-publications/gmmc/prospective-oceanographie-operationnelle/>
- le Plan Scientifique de Mercator-Océan 2016-2021
- le Plan à 10 ans de Recherche de Météo-France pour ce qui concerne l'importance du couplage avec l'océan.

Pour contribuer à lever ces verrous, nous avons travaillé sur des régions adaptées aux questions scientifiques posées. Nous avons utilisé des approches intégrées sur les deux régions suivantes: la zone Iroise (processus frontaux intenses et macrotidaux avec des vagues générées du fait d'un fetch important) et zone des upwellings intermittents profonds (faisant face au talus ou à un canyon) en Méditerranée nord-occidentale (zone micro-tidale avec un faible fetch). Ce choix de chantiers expérimentaux pour la Phase II du projet AMICO constitue une solide base d'étude et d'outils pertinents à utiliser par la suite, permettant de définir ces sites comme sites-pilote pour le démarrage de l'OCO nationale.

La phase II du projet AMICO se veut aussi d'apporter des éléments concernant l'interfaçage des systèmes du CMEMS (Mercator-Océan, OGS) et CAMS (Météo-France) déjà mis en place avec les futurs systèmes d'OCO nationaux (Section 2.5). L'utilisation de produits CMEMS et CAMS dans AMICO permettra de démontrer qu'il est possible d'utiliser et de valoriser ces produits aussi bien pour des applications de Recherche que pour la mise en place de systèmes opérationnels de prévision régionale ou côtière. Elle permettra également de pouvoir faire un retour sur les produits distribués par Copernicus de manière à susciter leur évolution pour mieux s'adapter au futur développement des OCO nationales (Section 2.6).

A l'image de la phase I d'AMICO, notre ligne directrice de développement a été de privilégier des développements "génériques" permettant le couplage entre atmosphère, océan, vagues et biogéochimie, ainsi que la descente d'échelles. Ces outils "génériques" sont développés pour fonctionner sur diverses zones et s'interfacer avec divers outils et codes numériques développés par ailleurs (Section 2.4).

Le projet s'est appuyé sur les réseaux de Mesures nationaux de Coriolis côtier (réseaux SOMLIT, MOOSE, CANDHIS, Bouées Météo-France, Marel, Ferrybox) et des programmes H2020 AtlantOS (mesures Arvor C, Glider en Iroise), MedOS (mesures Glider et flotteurs en Méditerranée) et JERICO_Next (radar HF) pour l'Iroise et la Méditerranée.

L'utilisation des mesures de ces réseaux, ainsi que d'autres réseaux (TmedNet) et des campagnes complémentaires pour la qualification des simulations est essentielle et détaillée dans la présentation des chantiers Iroise et Méditerranée (Section 2.3).

2.2 Enjeux scientifiques

Les principales applications visées par cette Phase II sont celles destinées à la prévision des zones de productivité primaire dans l'océan côtier, et à l'estimation des courants de surface dans ces zones pour des services relatifs à la dérive d'objets et de blooms ainsi qu'à la connectivité biologique.

Pour améliorer le réalisme de ces prévisions, les questions générales sont de déterminer les processus à prendre en compte dans les couplages océan/atmosphère, modèle de bassin/modèle côtier et physique/biogéochimique, ainsi que la mise au point des méthodes et outils d'estimation appliquées aux échelles côtières fines.

Plus précisément, sur l'ensemble du projet, nous avons tenté de contribuer à répondre aux questions suivantes:

- Quel couplage avec l'atmosphère et les vagues permet d'améliorer la prévision côtière ? En particulier:
 - Pour quels types d'environnement la rétroaction avec l'atmosphère est à prendre en compte et avec quelle fréquence de couplage ?
 - Quelles sont les échelles spatio-temporelles pertinentes ?
 - Quel effet des vagues sur l'océan doit être représenté ?
- Un meilleur forçage atmosphérique (prise en compte de l'effet orographique, du couplage océan-atmosphère-vagues) avec une structuration correcte des champs de vent améliore-t-il la modélisation des champs hydrodynamiques, en particulier:
 - La température (SST et flux de chaleur),
 - L'advection horizontale (u, v) et verticale (w)
 - La turbulence (Kz) et le stress de surface?
- Quels sont les processus physiques à inclure dans les méthodes de descente d'échelles pour l'hydrodynamique permettant une représentation des processus de plateau plus réaliste, en particulier sur:
 - La marée (en Phase I)
 - Les courants de surface
 - La vitesse et la turbulence verticales (w, Kz) ?
- Un meilleur forçage hydrodynamique avec une modélisation correcte des variables clés (T, w, Kz) améliore-t-il la modélisation biogéochimique, en particulier :
 - Les intensités et fréquences des flux verticaux de nutriments vers les zones de production (w, Kz)
 - La position de la nitracline
 - Les flux biogéochimiques dépendant de la température (productions, broutage...)
- Quels sont les enjeux scientifiques et techniques concernant les méthodes d'estimation dans l'océan côtier et mers de plateau pour servir les applications évoquées plus haut :
 - Définition du vecteur d'état du problème d'assimilation dans les mers côtières et de plateau
 - Impact du choix des variables assimilées
 - Choix de méthodes d'assimilation et de descente d'échelles, notamment ensemblistes?

2.3 Chantiers

Nous déclinons les objectifs de la Phase II sur deux zones adaptées aux questions scientifiques posées (zones frontales contrastées et zones de plateaux) :

- La zone Iroise du front d'Ouessant en Atlantique (pour les processus frontaux intenses et macrotidaux avec des vagues générées du fait d'un fetch important).
- La zone des upwellings intermittents profonds (faisant face au talus ou à un canyon) en Méditerranée nord-occidentale (zone micro-tidale avec un faible fetch), étendue au plateau adjacent.

2.3.1 Chantier Iroise

Le chantier Iroise est focalisé sur le couplage océan-vagues-atmosphère et sur son importance pour les prévisions biogéochimiques.

2.3.1.1 Contexte scientifique et rappel des objectifs

De nombreux travaux sur la dynamique couplée vagues – circulation ont été développés dans les années récentes, en particulier en zone côtière. Ces travaux s'appuient sur les résultats théoriques de McWilliams et al. (2004) et Ardhuin et al. (2008) pour la formulation du forçage de l'océan par les vagues, avec des applications réalistes à la zone littorale (Michaud et al. 2012). Ces approches permettent désormais de combiner les transports associés aux vagues et aux courants avec un début de prise en compte réaliste du mélange (Rascole et Ardhuin, 2009). Cet aspect est particulièrement important pour le développement d'outils de gestion des zones côtières (qualité des eaux de baignade, ...). Grâce à ces avancées, de nombreux outils numériques ont été développés depuis cinq ans pour la grande échelle (cyclones tropicaux: programmes C-BLAST et ITOP aux États-Unis, projet NOPP) ou le littoral (projet FP7 FIELD-AC, entre autres). Il est aujourd'hui pertinent de se concentrer sur les échelles intermédiaires : la sous-méso-échelle océanique (moins de 30 km) et la méso-échelle côtière (moins de 10 km).

Par ailleurs, la dynamique océanique à petite échelle est très sensible au forçage par le vent de surface, qui s'ajuste de façon dynamique au champ de température de surface (e.g. Chelton et al. 2004, Ayet et Redelsperger 2018, Bouin et al. 2017, Redelsperger et al., 2018). Pour forcer correctement les petites échelles océaniques, il est nécessaire de prendre en compte la rétroaction atmosphérique et donc de mettre en oeuvre un modèle couplé océan-atmosphère. D'autre part, l'augmentation de la tension de vent avec l'âge des vagues est bien établie à grande échelle mais son comportement à petite échelle reste inconnu. Tout au plus, les vagues sont considérées comme un traceur actif essentiel de la sous-mésoéchelle océanique, via la rugosité mesurée dans le domaine radar ou en optique (Kudryavtsev et al. 2012). L'étude des interactions air-mer à petite échelle s'est faite jusqu'à présent en ignorant la variabilité spatiale de l'atmosphère et du champ de vagues (Sullivan et al. 2007). De même, l'analyse de la rugosité de surface n'a pour l'instant pas encore pris en compte l'ajustement atmosphérique (Kudryavtsev et al. 2012).

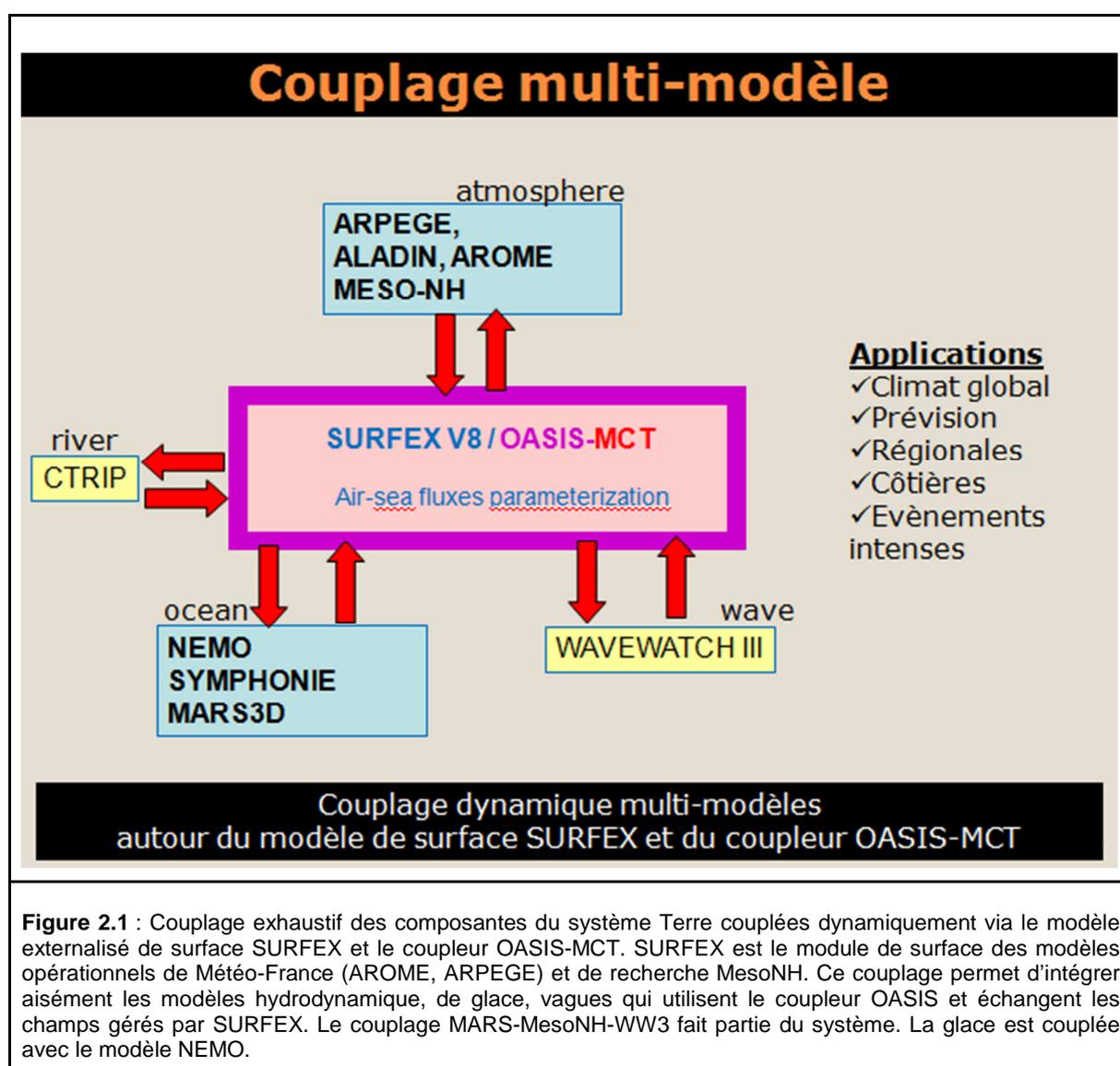
La 1ère phase d'AMICO a permis de construire et de valider des outils numériques applicables aux échelles pertinentes des processus mis en jeu dans le couplage océan-vagues-atmosphère aux échelles de la prévision côtière. L'objectif de la deuxième phase est d'utiliser ces outils pour répondre particulièrement aux questions suivantes :

- A. Quelle est la précision nécessaire du forçage atmosphérique pour améliorer la modélisation biogéochimique via l'amélioration de l'hydrodynamique ? un couplage 2-way est-il nécessaire entre océan et atmosphère ?, ...
- B. Quel effet des vagues est-il important de prendre en compte pour améliorer les flux atmosphériques à l'interface air-mer, les courants et la structure hydrologique et les simulations biogéochimiques (production primaire, le transport d'organismes vivants agrégés en surface, en surface... impactés par le mélange turbulent, le cycle diurne, la dérive de Stokes...)?
- C. Comment améliorer leur représentation en particulier l'effet du déferlement des vagues sur la turbulence près de la surface et donc sur le développement des espèces biologiques ?

2.3.1.2 Développement d'un outil numérique de couplage océan - vagues - atmosphère

Lors de la première phase du projet AMICO, un système couplé océan-atmosphère-vagues (OAV) a été développé et validé numériquement. Les tests effectués ont utilisé les codes MARS, WW3 et Méso-NH, les deux premiers étant utilisés opérationnellement, le troisième partageant la même physique que le modèle opérationnel de prévision du temps AROME.

Les développements ont été menés en concertation avec les équipes françaises (CNRM, Lacy, LA, LOPS, Mercator) utilisant les modèles atmosphériques AROME, Arpège Climat, Aladin Climat et Méso-NH, à des fins de recherche ou opérationnelles et ont abouti à une interface commune de couplage basée sur le modèle multi-surface SURFEX utilisé dans tous ces modèles et le coupleur communautaire OASIS3-MCT (**Fig. 2.1**). Le LOPS était chargé des développements SURFEX/Méso-NH et de l'introduction du compartiment vagues.



L'outil a été valorisé par une publication commune (Voldoire et al. 2017). Les développements peuvent être utilisés par la communauté car ils ont été intégrés dans les outils numériques de manière pérenne. Le système OAV est ainsi aujourd'hui exploité par le

projet AMICO, mais aussi d'autres équipes comme l'équipe du Lacy pour simuler les cyclones dans l'océan indien et alimente des réflexions sur les futurs systèmes opérationnels de prévision au sein de Météo-France. Enfin, l'outil apporte de nouvelles perspectives car, les modèles de villes, de nature du sol et de lac étant inclus dans SURFEX, ils permettent de coupler plus de compartiments du système Terre. Par exemple, le réalisme des applications côtières pourra à l'avenir bénéficier de modélisations numériques de bassins versants, dans le contexte de changements environnementaux notamment.

Les paragraphes suivants résument les caractéristiques du système de couplage OAV.

Couplage atmosphère-océan et atmosphère-vagues

SURFEX est une surface externalisée qui représente les processus de surface (de type terre, mer, lac et ville) et les flux dans la couche de surface atmosphérique. Le lien entre l'atmosphère et les autres composantes du système Terre (océan, glace, vagues et hydrologie continentale) est réalisé par une interface développée dans SURFEX qui exploite de manière générique le coupleur OASIS3-MCT (**Fig. 2.1**).

Le modèle atmosphérique (via son module de surface SURFEX) fournit au compartiment océan le flux solaire net à la surface de la mer, la somme des flux infra-rouge sensible et latent, les tensions de vent, la pression atmosphérique ainsi que la pluie et l'évaporation tandis que le modèle océanique fournit ses estimations de courant et température de surface de la mer au modèle atmosphérique (**Fig. 2.2**). Dans les simulations océaniques classiques, les champs flux solaire, pluie et pression sont habituellement fournis par des analyses (ou prévisions) AROME tandis que les autres, fortement dépendants de la température de surface de la mer, sont directement calculés par le modèle océanique via la paramétrisation COARE (Fairall et al. 2003) à partir des variables vent, température de l'air, humidité relative et couverture nuageuse fournies par les mêmes analyses AROME. Le couplage entre l'atmosphère et l'océan permet le forçage de la dynamique océanique par les mêmes champs atmosphériques. Ces derniers sont alors simulés par le modèle atmosphérique mais à partir de champs de température de surface plus réalistes d'un point de vue échelles spatiales et cycles de haute fréquence (telle la marée). De plus, les courants océaniques sont alors pris en compte par l'atmosphère.

L'état de mer a une influence sur l'estimation des flux turbulents atmosphériques et en particulier sur les tensions de vent. En effet, les vagues modifient la rugosité de la surface de la mer qui s'exprime par le coefficient de Charnock, paramètre utilisé pour estimer la longueur de rugosité. Cette dernière entre en jeu dans l'estimation du coefficient de traînée et donc dans la tension de vent. Dans nos simulations, le coefficient de Charnock est directement restitué par le modèle de vagues (**Fig. 2.2**). Il pourrait être estimé à partir de la hauteur significative et la période du pic de vagues prédits par le modèle de vagues. Les deux approches sont disponibles dans SURFEX. Des travaux de recherche sont en cours au sein du LOPS en collaboration avec l'ECMWF et le NCEP, car ces deux approches se heurtent à des incertitudes quand à l'évaluation des paramètres de vagues par le modèle de vagues lui-même. En effet le coefficient de Charnock n'est pas toujours très bien représenté suite à une forte sensibilité à la queue du spectre de vagues (hautes fréquences), tandis que l'utilisation du pic de vagues, actuellement restitué par WW3 et autres modèles de vagues tels WAM, n'est pas toujours adéquate. L'impact de la houle étant supposé faible (et parce que nous ne savons pas bien la représenter dans l'estimation de la longueur de rugosité), il est préconisé d'utiliser le pic de vagues lié à la mer du vent. Or ce dernier n'est pas efficacement estimé par WW3 actuellement. A terme, quand l'estimation de la période du pic de la mer de vent sera satisfaisante, nous changerons notre approche car la hauteur significative et la période du pic des vagues peuvent être directement validées par comparaisons à des observations. En retour, le modèle de vagues nécessite de recevoir les deux composantes du vent. En effet, ce dernier, à partir de sa propre estimation de la tension de vent, paramétrise (selon différentes méthodes disponibles) le terme de croissance des vagues et les termes de dissipation des vagues. Or, bien que représentant des

processus différents, ces deux termes sont interdépendants puisque les caractéristiques de croissance de vagues dépendent de leur équilibre. A ce jour, les différentes approches cherchent à restituer correctement la croissance des vagues sans toutefois tenir compte de la dynamique complète de l'atmosphère. Dès lors, les modèles océanique et de vagues ne sont pas forcés exactement par les mêmes tensions de vent (pourtant déduites des mêmes vents à 10 m). Voilà sans doute l'inconsistance majeure du système couplé.

Couplage océan-vagues

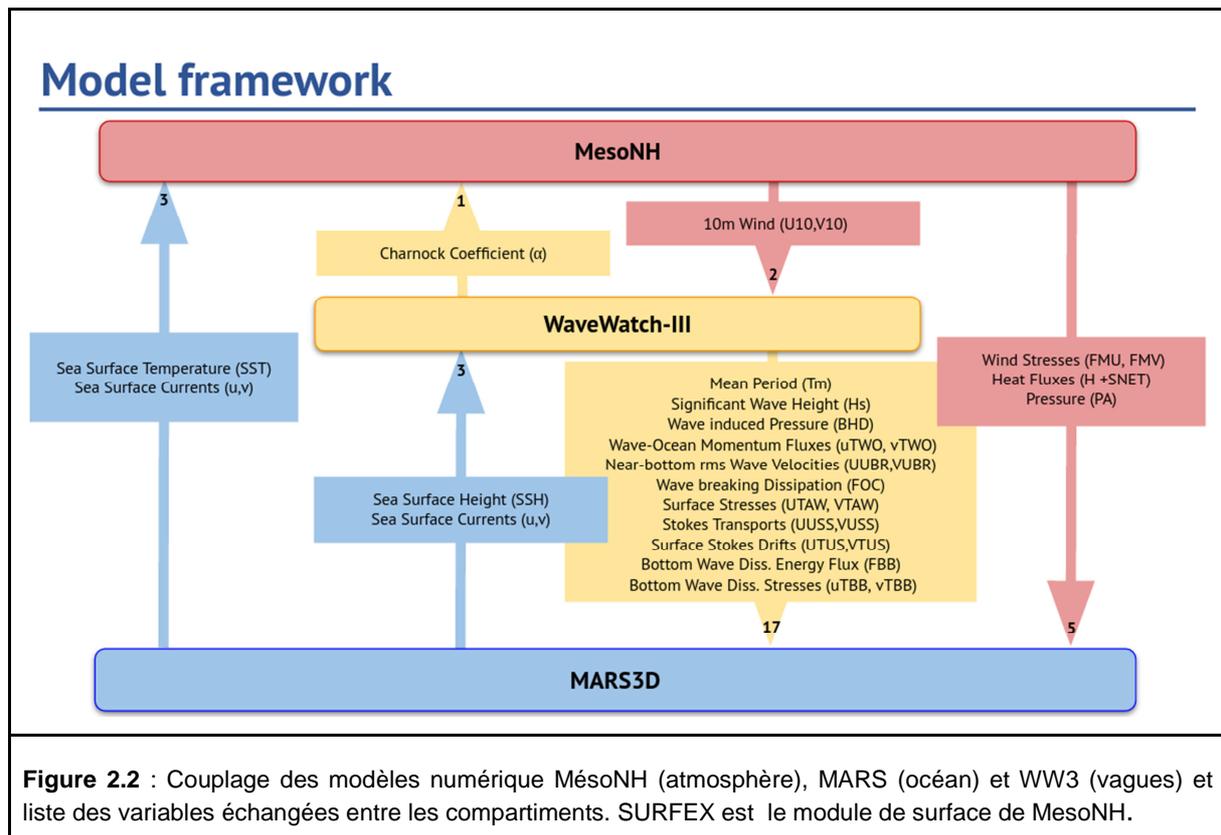
Les vagues ont plusieurs effets sur la dynamique océanique. Elles sont une source de masse équilibrée par la convergence de la dérive de Stokes (vitesse résiduelle après le passage d'une vague). Les courants océaniques s'adaptent à l'introduction d'une force de Stokes-Coriolis, une force vortex provenant de l'interaction entre la dérive de Stokes et la vorticité du courant océanique et un gradient horizontal de pression moyenne induite par les vagues. Enfin le mélange est renforcé par la présence de vagues, avec des termes sources pour l'équation du moment correspondant au déferlement en surface et à leur dissipation au fond. Il est à noter que les traceurs sont alors advectés par le courant plus la dérive de Stokes.

Ce résumé montre l'importance de la dérive de Stokes qui est maximale en surface et décroît avec un fort cisaillement vertical avec la profondeur. Pour atteindre une représentation réaliste de l'état de mer à la surface de l'océan et une restitution plus correcte de l'impact des vagues qui varie avec la profondeur, la représentation de l'état de mer ne doit pas être confinée à la seule représentation d'une onde monochromatique correspondant au pic des vagues. Il est nécessaire de l'élargir au spectre complet des ondes présentes. Pour cela, les termes représentant l'état de mer ou le forçage de la dynamique océanique ne sont plus calculés (par le modèle océan)   partir de la hauteur significative des vagues, du pic de vagues et de sa direction de propagation mais estimés directement par le modèle de vagues WW3. Cette prise en compte d'un état de mer réaliste nécessite d'augmenter le nombre de variables échangées (17) du code vagues (WW3) vers le code océan (MARS), affichées dans la **Fig. 2.2**. En retour, le modèle océan fournit le niveau et les courants de surface.

Couplage océan-atmosphère-vagues

Les couplages entre 2 modèles ont été élargis au couplage de 3 modèles tout en permettant de débrancher un des modèles, soit complètement donc en ignorant son influence, soit en utilisant ses champs comme des forçages (cf plus bas la notion de TOY Modèle).

Au final, 33 variables sont échangées entre les 3 modèles, via le modèle de Surface SURFEX et OASIS-MCT (**Fig. 2.2**). Dans les expériences sur lesquelles se basent ce rapport, la pluie et l'évaporation ne sont pas échangées car non exploitt es par la configuration océanique.



Couplage avec la biologie

Parmi les simulations réalisées dans l'étude du couplage océan-atmosphère-vagues, trois simulations peuvent être sélectionnées pour forcer les modèles biogéochimiques (sites Iroise et Méditerranée)

1. Une configuration hydrodynamique forcée par les champs opérationnels AROME
2. Une configuration hydrodynamique forcée par les champs atmosphériques déduits des expériences de couplages
3. Une configuration hydrodynamique forcée par les champs atmosphériques et vagues (déduits des expériences de couplage) prenant en compte la dynamique vagues-courant.

Pour le chantier Iroise, le laboratoire d'Ecologie Pélagique de l'Ifremer (équipe DYNECO) utilise une modélisation numérique d'écosystème en évaluant les résultats avec les réseaux de mesures existants sur cette zone et qui seront renforcés par des mesures Ferry (2016-2018, ROEC). L'utilisation du couplage océan - atmosphère à très haute résolution pouvant permettre une meilleure représentation du front d'Ouessant (gradient, position en fonction de coups de vent et intensité des mélanges verticaux), des améliorations sont attendues pour la modélisation de la dynamique des espèces dans cette région. Le modèle biologique, intégrant de la biodiversité et de la compétition interspécifique, permettra de regarder si les blooms de phytoplancton sont mieux localisés grâce à une meilleure hydrodynamique, mais surtout d'observer si ces améliorations ont un impact significatif sur la pression de sélection simulée pour les espèces phytoplanctoniques.

2.3.1.3 Méthodologie

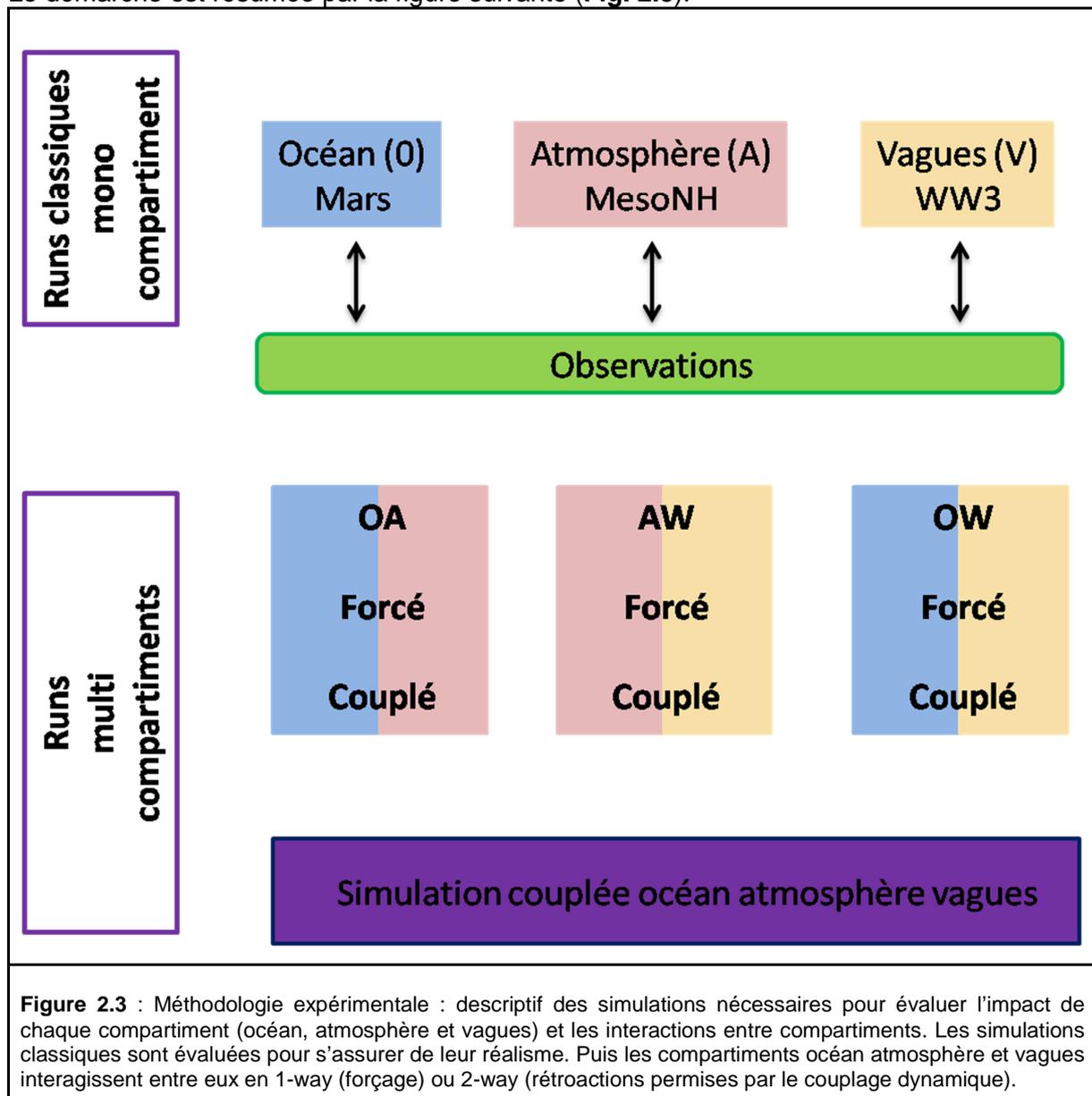
En regard à la complexité des échanges décrits ci-dessus et donc des rétroactions/actions entre compartiments globaux, il est important de développer une méthodologie de simulations et d'analyse. Elle consiste dans une arborescence de simulations, des études statistiques et une analyse des différents termes du bilan des équations d'évolution des

variables principales dans l'océan dans le cadre d'un couplage Océan-Atmosphère-Vagues.

Une série progressive de simulations numériques est d'abord mise en place:

- indépendantes et classiques (3 : océan, atmosphère, vagues),
- forcée par les champs d'une ou des simulations classiques (7 expériences) - les champs de forçage sont updatés toutes les heures,
- couplées 2 à 2 (3 expériences) - le pas de temps de couplage est de 10',
- couplée à 3 modèles (1 expérience) - le pas de temps de couplage est de 10' pour toutes les variables échangées

Le démarche est résumée par la figure suivante (Fig. 2.3).



Les runs indépendants correspondent aux expériences numériques menées habituellement lorsque l'on s'intéresse à un unique compartiment. Elles satisfont toutes les contraintes numériques (temps de spin-up, ...) et sont paramétrées de manière à obtenir les résultats les plus réalistes possibles. Ces expériences sont évaluées par comparaison à des observations satellite, in-situ, opérationnelles ou issues de campagne à la mer dédiée, ou encore divers métriques. Ces runs sont libres, c'est-à-dire exempt de toute assimilation de données et leur

forçage est fourni par des fichiers externes et/ou par des paramétrisations.

Les simulations forcées utilisent un modèle TOY initialement développé pour valider rapidement les échanges Modèle-TOY via OASIS-MCT, évaluer les interpolations spatiales et l'impact des rétroactions. Maintenant que le système de couplage est éprouvé, le TOY permet de forcer un des modèles avec les champs issus des autres modèles. L'utilisation du TOY permet d'une part de s'assurer que les mêmes parties numériques sont exploitées et d'autre part de comparer précisément (à partir de champs comparables car issus des mêmes parties du code) les résultats obtenus afin :

- de détecter des biais majeurs entre les champs de forçages des runs indépendants et forcés. Par exemple, entre les champs atmosphériques issus de Méso-NH et ceux calculés par MARS à partir des produits AROME. Ou encore, l'importance de l'utilisation de purs courants de marée ou de courants totaux (issus de tous les autres processus présents en plus de la marée) pour la dynamique des vagues.
- de servir de référence pour évaluer l'impact de la rétroaction dynamique, qui permet un équilibre entre les compartiments océan-vagues-atmosphère.
- d'obtenir une première évaluation de l'impact d'un compartiment non pris en compte par le run indépendant classique. En particulier, l'effet des vagues sur la dynamique atmosphérique ou océanique.

Afin de détecter l'impact des différentes interactions, des statistiques sur les différences entre les différentes simulations sont menées. Ensuite des diagnostics dédiés à un type de processus sont élaborés pour mettre en évidence un comportement particulier. Enfin, pour éclaircir la dynamique mise en jeu entre les différents compartiments, chacun des termes des équations :

- du mouvement
- de la chaleur
- de la turbulence

ont été extraits depuis le modèle océanique MARS et analysés. Les résultats sont non détaillés ici mais font l'objet d'une publication en cours de finalisation (Brumer et al 2018).

$\frac{\partial u}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} \right) + f v + \frac{\partial}{\partial x} \left(N_x \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(N_y \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(N_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_i}{\partial x} - g \frac{\partial SSH}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_a}{\partial x}$	(Eq.1)
du dt nlt cor2 hdiff vdiff ipg epg	

L'équation de la quantité du mouvement est modifiée pour inclure l'impact des vagues suivant le formalisme quasi-eulérien (Ardhuin et al., 2008, Bennis et al. 2011) :

$\frac{\partial \hat{u}}{\partial t} = - \left(\hat{u} \frac{\partial \hat{u}}{\partial x} + \hat{v} \frac{\partial \hat{u}}{\partial y} + \hat{w} \frac{\partial \hat{u}}{\partial z} \right) + f \hat{v} + \frac{\partial}{\partial z} \left(N_z \frac{\partial \hat{u}}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_i}{\partial x} - g \frac{\partial SSH}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_a}{\partial x}$ $+ f v_s + \left(\frac{\partial \hat{v}}{\partial x} - \frac{\partial \hat{u}}{\partial x} \right) v_s - w_s \frac{\partial \hat{u}}{\partial z} - \frac{\partial J}{\partial x}$	(Eq. 2)
STOK VORTEX DBHD	

Où la vitesse quasi-eulérienne \hat{u} est définie ainsi :

$\hat{u} = u_L - u_S$	(Eq. 3)
-----------------------	----------------

avec u_L la vitesse lagrangienne et u_S la dérive de Stokes. Les termes liés aux vagues qui apparaissent sont la force vortex Stokes $\left(\frac{\partial \hat{v}}{\partial x} - \frac{\partial \hat{u}}{\partial x}\right) v_S$, l'effet Stokes-Coriolis $f v_S$, ainsi que J la pression moyenne induite par les vagues.

De plus, les conditions limites sont modifiées. En surface, la tension du vent τ_a est remplacée par $\tau_{surf} = \tau_a - \tau_{aw} + \tau_{wo}$, où τ_{aw} correspond à la quantité de mouvement consommée par la formation de vagues et τ_{wo} est l'apport dû au déferlement de vagues. En profondeur le stress dû aux vagues est ajouté.

L'évolution d'un traceur C suit dans un système sans vague:

$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}[uC] + \frac{\partial}{\partial y}[vC] + \frac{\partial}{\partial z}[wC] = \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial I}{\partial z} + \dots + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right)$	(Eq. 4)
---	----------------

Où $K_{x,y}$ les coefficients de diffusivité horizontale sont égaux à 0 dans les configurations de MARS utilisées ici.

Avec vagues, Eq. 4 devient:

$\begin{aligned} \frac{\partial C}{\partial t} = & - \left(\frac{\partial}{\partial x} [(\hat{u} + u_S)C] + \frac{\partial}{\partial y} [(\hat{v} + v_S)C] + \frac{\partial}{\partial z} [(\hat{w} + w_S)C] \right) \\ & + \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial I}{\partial z} + \dots + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) \end{aligned}$	(Eq. 5)
--	----------------

2.3.1.4 Evaluation du système multi-modèles

Description de l'expérimentation

Le système couplé est mis en œuvre dans la mer d'Iroise selon la méthodologie décrite dans le paragraphe précédent.

La mer d'Iroise est une portion du plateau continental ouest-européen située au large de la pointe bretonne. La bathymétrie est particulièrement accidentée à proximité directe de la côte et autour des archipels de Sein et Molène. La profondeur atteint rapidement la limite des 100m en mer d'Iroise (**Fig 2.4 a**). C'est une région macro-tidale typique de la façade atlantique soumise à des vents d'Ouest. Les vagues sont générées par un fetch important. La caractéristique majeure de la mer d'Iroise est un front thermique saisonnier très marqué, appelé front de Ouessant (**Fig. 2.4 b**).

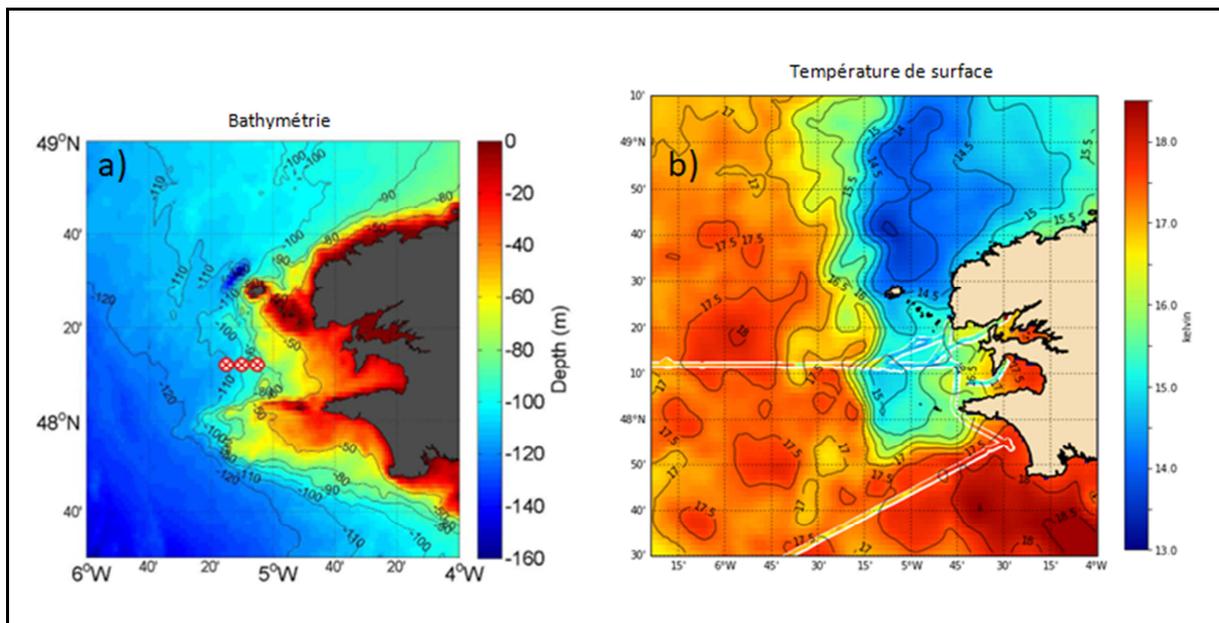


Figure 2.4: a) Bathymétrie de la mer d'Iroise. b) Température de surface de la mer observée par satellite le 02-09-2011 en mer d'Iroise et le long du trajet bateau lors de la campagne FROMVAR

Le front de Ouessant est un front thermique de surface qui apparaît suite à la formation sur le plateau continental d'une thermocline saisonnière au printemps (**Fig. 2.5**) et qui disparaît à la fin de l'automne. Il est caractérisé par un fort gradient de température à la surface de l'océan qui sépare les eaux homogènes de températures modérées ($<14^\circ$) proches de la côte des eaux stratifiées, chaudes en surface ($>16^\circ$) au large (**Fig. 2.4b et 2.5**). La zone froide est située au-dessus de faibles fonds où la friction induite par la marée produit suffisamment de turbulence pour mélanger la colonne d'eau en permanence. Un second front de température existe en profondeur séparant les eaux du "bourrelet" froid qui couvre le plateau continental et les eaux homogènes proches des côtes. Le Boyer et al. (2009) notent que les deux fronts sont gouvernés par différentes dynamiques ce qui fait que les deux fronts ne sont pas toujours co-localisés. La position du front de surface varie avec le courant de marée. Il est poussé vers la côte pendant la marée montante (flot) et vers le large par la marée descendante (jusant) (**Fig. 2.6**).

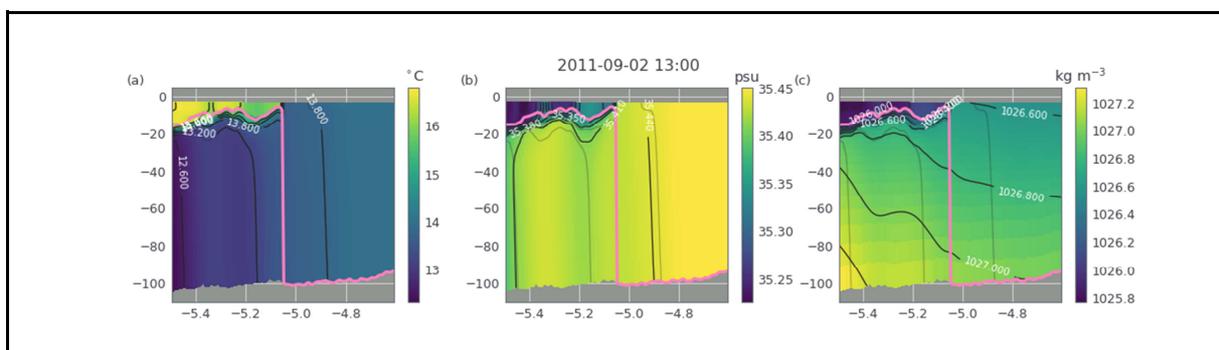
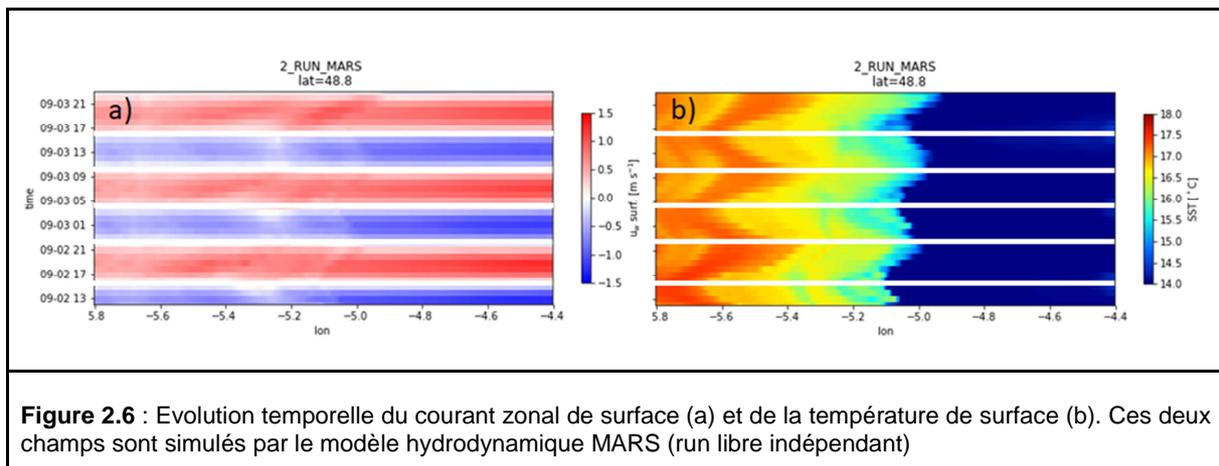


Figure 2.5 : Transects de (a) la température potentielle, (b) la salinité, et (c) la densité du run libre MARS. Les contours gris clair en (b) et (c) sont ceux du champs de température. En rose la profondeur de la couche de mélange.



Nous avons choisi une première situation en septembre 2011 qui correspond à la campagne à la mer FROMVAR menée pour caractériser le front d'Ouessant d'un point de vue hydrologique et pour estimer l'impact de ce front sur les flux atmosphériques.

La description de la situation atmosphérique, océanique et d'état de mer est synthétisée sur la **Figure 2.7**. Les estimations sont des moyennes qui proviennent des simulations numériques classiques pour faciliter les analyses ultérieures (voir **Figure 2.14** pour repérer les zones correspondant aux courbes rouge (côté chaud du front) et bleue (côté froid du front)).

Le début de la campagne est caractérisé par une situation anticyclonique avec des vents très faibles et peu de vagues le 1er et 2 septembre. Avec l'arrivée d'un front atmosphérique vers 17h le 2 septembre, les vents de sud-ouest s'intensifient progressivement pour atteindre au maximum $14 m \cdot s^{-1}$ le 3 septembre autour de 16h. Le cycle de la marée est décrit par le niveau de la mer, l'intensité et la direction du courant. Les périodes de jusant caractérisées par des courants d'est sont entourées de rectangles verts. A partir de 20h le 2 septembre, la hauteur significative augmente et son évolution temporelle suit celle du vent. Le pic de vagues correspond à la houle qui se propage depuis l'ouest nord-ouest. L'intensité de la dérive de Stokes croît avec la formation de vagues et est clairement amplifiée en périodes de jusant.

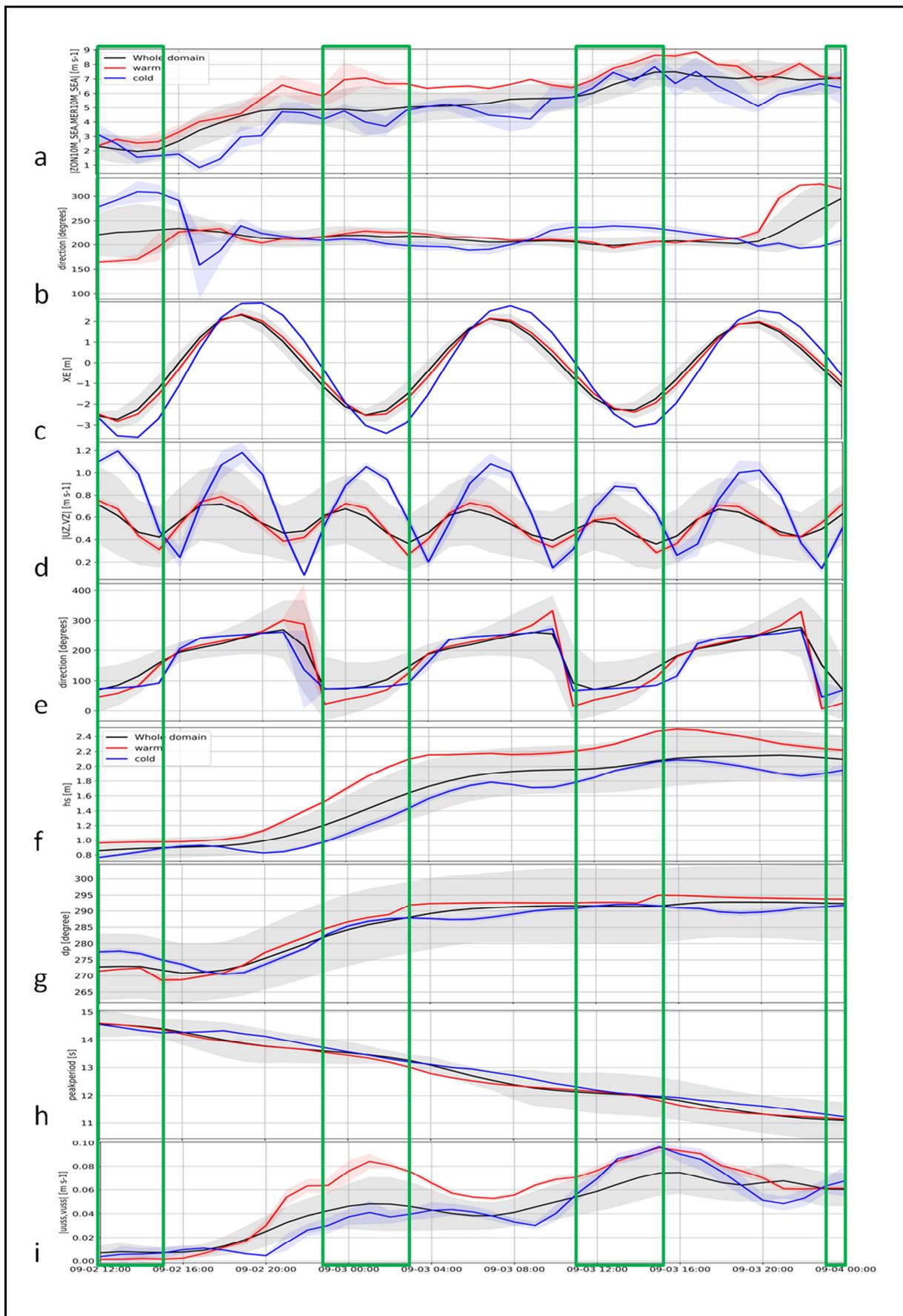


Figure 2.7 : Evolution temporelle de l'intensité de vent (a), de sa direction (convention océanographique : depuis points cardinaux EONS) (b), du niveau de la mer (c), de l'intensité du courant (d), de sa direction (depuis points cardinaux EONS) (e), de la hauteur significative des vagues (f), de la période du pic (h), de

l'intensité de la dérive de Stokes en surface (i).

Les cadres verts précisent la période de jusant lorsque les courants sont forts et viennent de l'est. La courbe noire correspond à l'estimation moyenne sur l'ensemble du domaine, la courbe rouge à la zone (9-5,65°W 48,8-49°N) du côté chaud du front et la courbe bleue à la zone (4,45-4,2°W 48,8-49°N) du côté froid du front.

Pour déterminer les processus clés et l'impact des rétroactions entre dynamiques océanique atmosphérique et de vagues à l'échelle côtière, le système couplé avec OASIS-MCT de modèles de circulation hydrodynamique côtière (MARS), atmosphérique (Meso-NH) et d'états de mer (WW3) a été appliqué à la région de Ouessant (**Fig. 2.8**) avec les résolutions horizontales suivantes:

- ✓ modèle atmosphérique MesoNH : 1250 m
- ✓ modèle océanique MARS3D : 500 m
- ✓ modèle de vagues WW3 : 1500 m

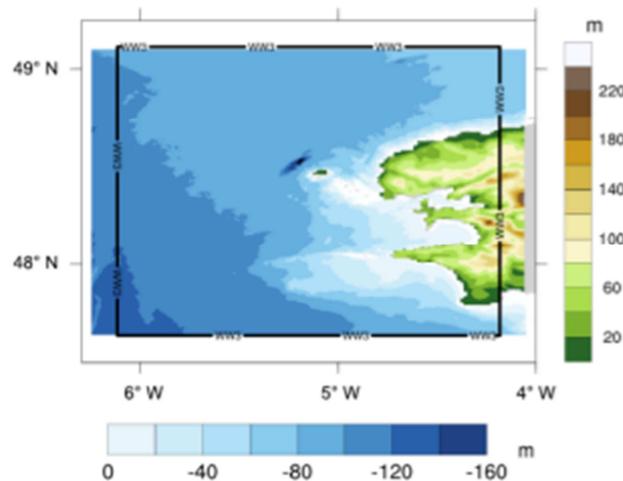
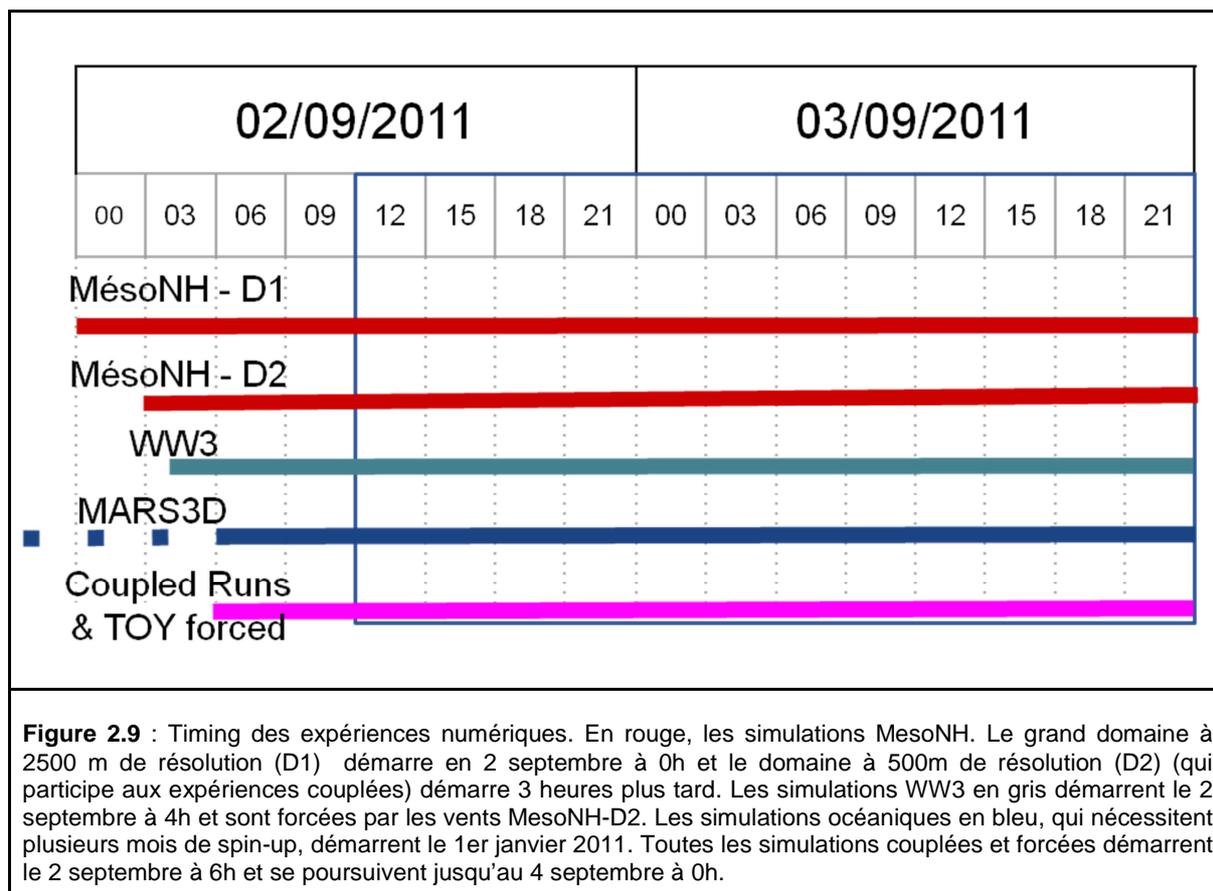


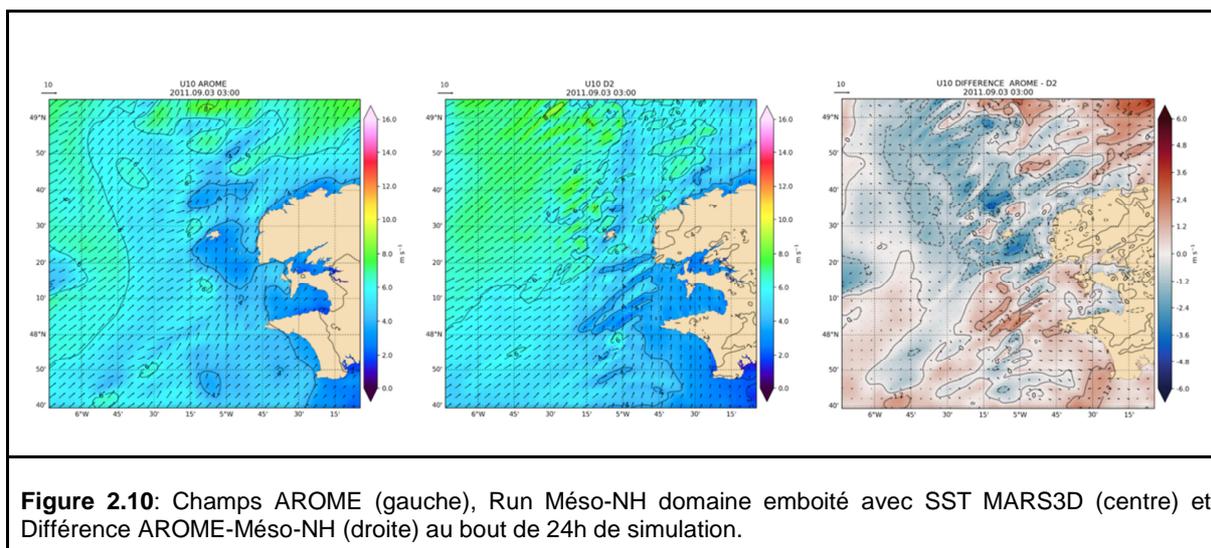
Figure 2.8. Domaines du système couplé. Topographie (gamme de couleur verte) et extension spatiale (limites de la carte) de la simulation atmosphérique. Bathymétrie et extension spatiale du domaine océanique (couleur bleue). Extension du domaine du modèle de vagues (cadre noir).

Le timing des expériences est résumé sur la **Figure 2.9** ci-dessous.



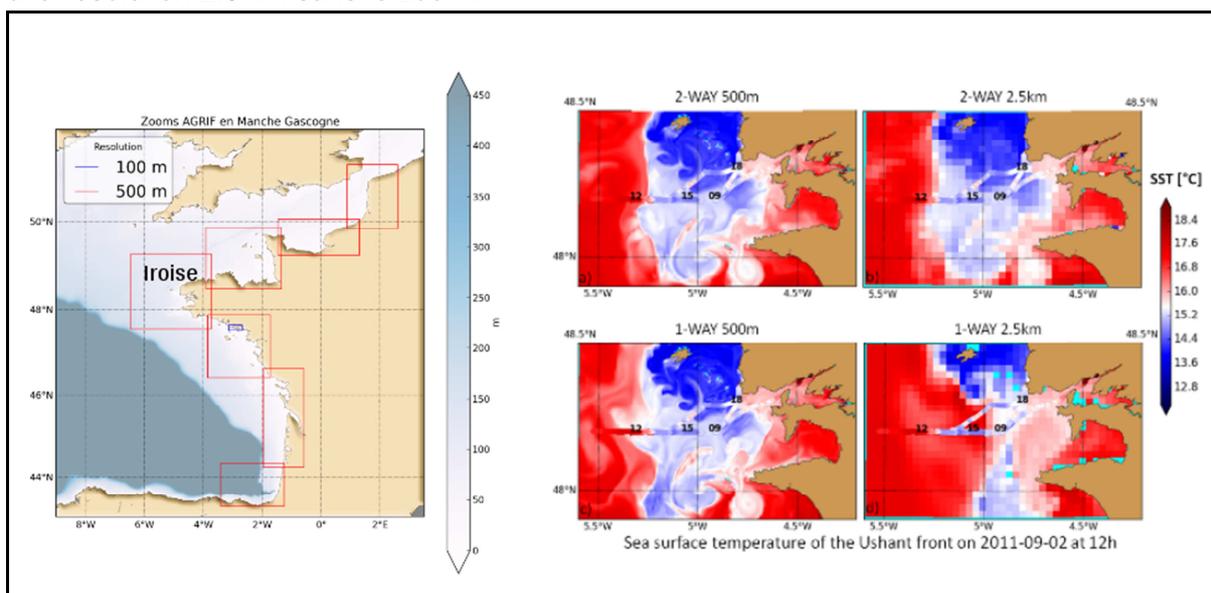
Simulation atmosphérique

Le domaine principalement étudié a une extension spatiale de 160km x 160km avec une résolution de 1250m. La taille du domaine couvre le phénomène de front océanique thermique et reste abordable en terme de coût de calcul pour la future expérience plus haute résolution (250m). Par contre pour les vents de 5 à 14 m.s⁻¹ rencontrés dans la zone à cette période, la durée de traversée du domaine par les masses d'air vont de 9 à 3 heures. Dès lors, il est nécessaire d'emboîter le domaine d'intérêt dans un domaine plus grande échelle à résolution plus lâche (2500 m) identique à celle du modèle AROME utilisé pour les conditions initiales et aux limites latérales. La simulation sur le plus grand domaine peut ainsi atténuer les inconsistances numériques inévitables entre 2 modèles atmosphériques (MésosNH et AROME), le domaine d'intérêt à plus haute résolution restant cohérent avec la dynamique atmosphérique synoptique. Cette cohérence est illustrée par la **Figure 2.10**. Le vent à 10 m simulé par MésosNH présente des similitudes avec ceux produits par AROME. Ils ne peuvent être toutefois pas être identiques parce que les coeurs numériques ne sont pas identiques, la simulation Meso-NH n'introduit pas d'assimilation contrairement à AROME, la résolution spatiale est 2 fois plus élevée pour le run MésosNH et enfin parce que la dynamique de AROME s'adapte à une SST opérationnelle OSTIA pour laquelle le front d'Ouessant reste graduel (résolution effective de qq dizaines de km) alors que celle de MésosNH s'adapte à la SST prévue par le modèle MARS (500m de résolution) qui reproduit correctement le front (**Fig. 2.11 et 2.12**). On note d'ailleurs un ralentissement du vent au nord-est de la zone caractérisé par des eaux plus froides.

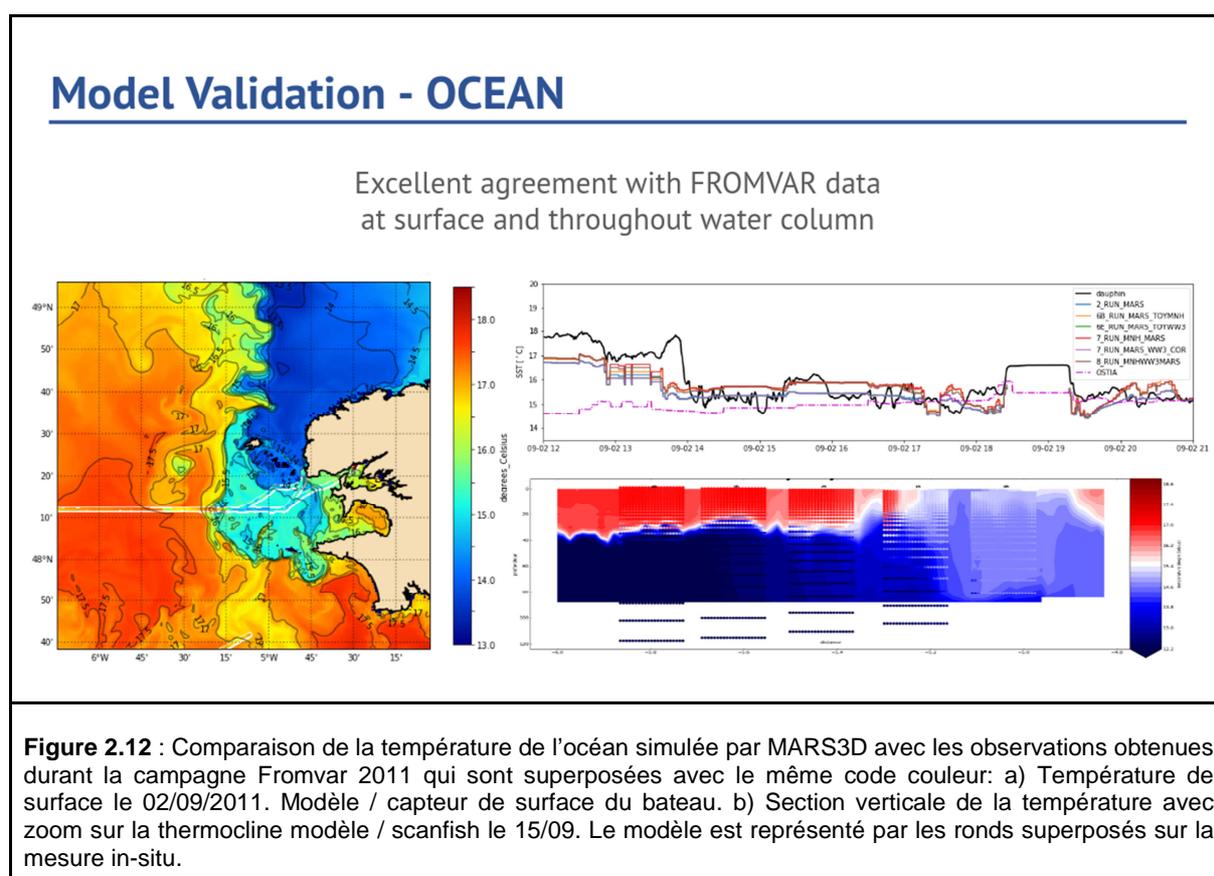


Simulation océanique

Contrairement à l'atmosphère, la dynamique océanique est beaucoup plus lente, et un temps dit de spin-up est nécessaire pour que la simulation océanique atteigne un équilibre. Après cette durée, les résultats sont exploitables. La simulation océanique débute en Janvier 2011. La configuration du Golfe de Gascogne (2.5 km de résolution) est proche de celle opérationnelle PREVIMER (Lazure et al. 2009) et du projet MARC en cours. Le front d'Ouessant présente un gradient de température de l'ordre de 1°C / km. Dès lors la dynamique du front ne peut être correctement reproduite qu'avec des résolutions spatiales de l'ordre de la centaine de mètres. De la configuration opérationnelle, seul le zoom à 500m de résolution de la zone Iroise a été retenu (**Fig. 2.11**). On remarque sur cette même figure (partie droite) que le front d'Ouessant est correctement simulé lorsque le zoom et la grille mère communiquent dans les 2 sens (rétroactions 2-Way) et qu'il l'est moins bien quand la grille fille ne restitue pas sa dynamique à la grille mère (1-Way). Enfin, le front est mal résolu à la résolution 2.5 km sans le zoom.



La température simulée est comparée à celle observée le long du trajet du bateau océanographique. On observe par comparaisons aux données du Scanfish que la stratification est correctement reproduite (**Fig. 2.12** en bas à droite). Pour la température de surface (**Fig. 2.12** en haut à droite), on remarque que le produit OSTIA ne voit pas le front d'Ouessant (courbe mauve tireté-point) pourtant observé le 2 septembre à 14 h. Les observations issues du thermosalinomètre de coque montrent une chute de plus de 2 °C en quelques minutes, lorsque le bateau navigue depuis la zone stratifiée au large vers la côte. Toutes les simulations (libres, forcées, couplées) reproduisent ce processus même s'il est moins bien résolu : le gradient n'est pas assez prononcé (une augmentation de la résolution de la grille océanique à 100m pourrait corriger ce défaut) et le côté chaud du front est 1°C trop froid. Par contre, les variations associées à l'activité méso-échelle sont présentes.



Simulation des vagues

Le modèle de vagues WW3 est déployé sur la zone avec une résolution spatiale de 1.5 km et sa résolution spectrale comprend 32 fréquences s'étendant de 0.0373 à 0.7159 Hz. Le facteur d'incrément est 1,1. Aux frontières ouvertes, WW3 est forcé par les spectres d'énergie tri-horaires produits par la réanalyse HOMERE (Bouidière et al., 2013).

Jusqu'au 3 septembre (à 2h du matin), la houle est très faible : la hauteur significative des vagues est égale à 0.5 m d'après les observations au phare des Pierres Noires (**Figure 2.13** haut, courbe noire). Avec l'intensification des vents, les vagues atteignent une hauteur significative (H_s) de 2m le matin du 3 septembre (8 à 12h). La mer du vent se calme ($H_s \sim 1.25m$) dans l'après-midi et ré-augmente en soirée. Au cours de la période d'intérêt, la période du pic des vagues diminue de 15 à 11s. Le pic des vagues correspond à la houle.

Les analyses produites par la configuration opérationnelle globale, forcées par les vent ECMWF (carrés verts) et CFSR (croix vertes) montrent une tendance à la hausse de la hauteur significative des vagues. Mais l'état de mer est trop fort au début de la période et ne croit pas assez lors des épisodes de vents plus intenses.

La configuration côtière est emboîtée dans la configuration régionale NORGASUG imbriquée dans la configuration globale. Dès lors, il n'est pas surprenant que l'état de mer soit lui-aussi trop développé au début de la simulation. Toutefois, le développement de la mer de vent est plus réaliste car les vents issus de AROME (résolution spatiale de 2.5 km au lieu de 1/6° pour ECMWF et CFSR) sont certainement de meilleurs forçages pour une simulation côtière. De plus, la configuration côtière prend en compte les courants de marée (quelques soient les runs). La période du pic des vagues, quant à elle, est correctement reproduite par les différentes simulations.

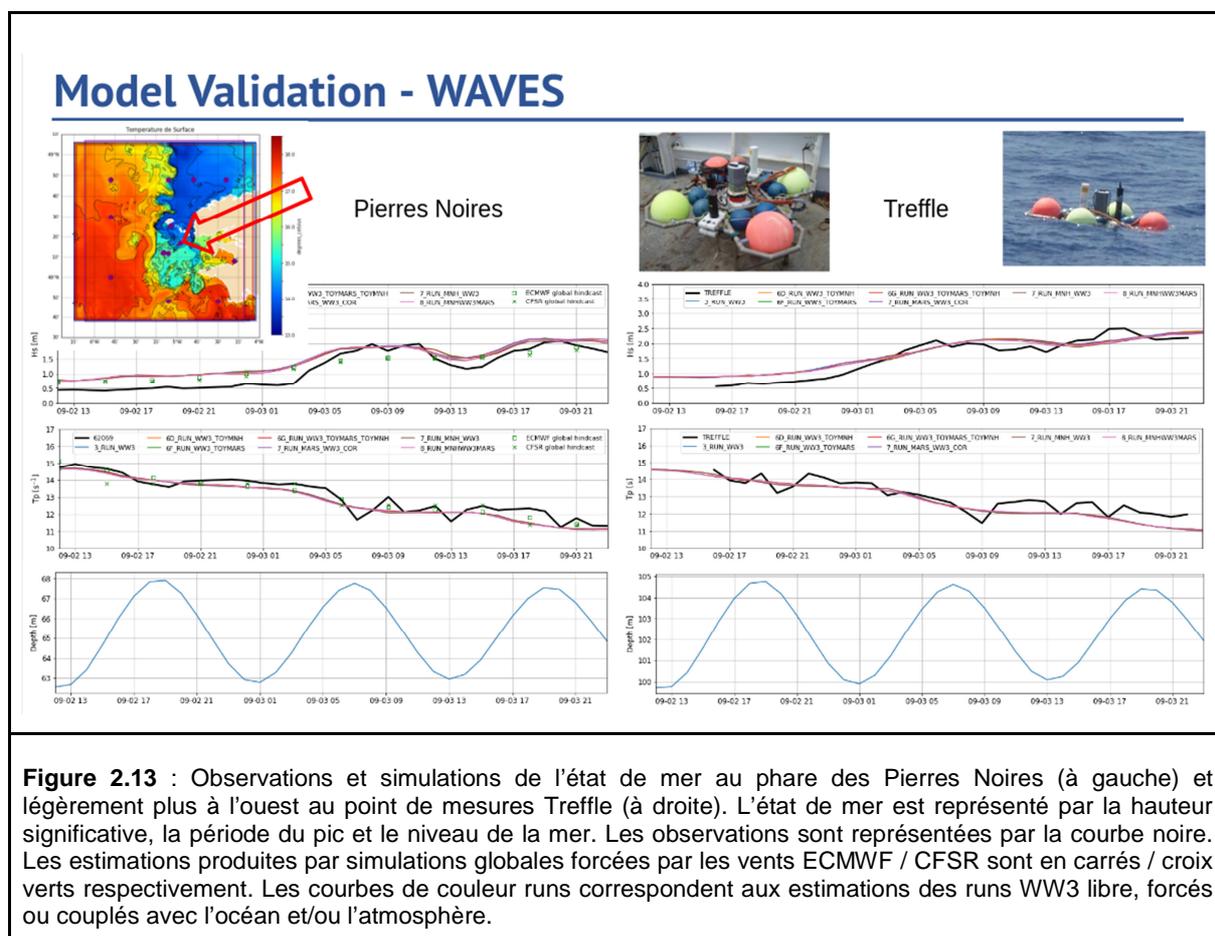


Figure 2.13 : Observations et simulations de l'état de mer au phare des Pierres Noires (à gauche) et légèrement plus à l'ouest au point de mesures Treffle (à droite). L'état de mer est représenté par la hauteur significative, la période du pic et le niveau de la mer. Les observations sont représentées par la courbe noire. Les estimations produites par simulations globales forcées par les vents ECMWF / CFSR sont en carrés / croix verts respectivement. Les courbes de couleur runs correspondent aux estimations des runs WW3 libre, forcé ou couplés avec l'océan et/ou l'atmosphère.

2.3.1.5 Analyses du système couplé

L'objectif des paragraphes suivants est de mettre en exergue les actions et rétroactions entre les compartiments océan, atmosphère et vagues, afin d'évaluer la pertinence d'un couplage dynamique dans une région côtière décrite par un front à marée. Les analyses ciblent l'extension nord du front autour d'un transect longitudinal à 48.8°N (**Fig 2.14**) ainsi que dans deux zones relativement homogènes spatialement, l'une située dans la partie stratifiée à l'ouest du front (Z1) et l'autre dans la partie mélangée à l'est du front (Z2).

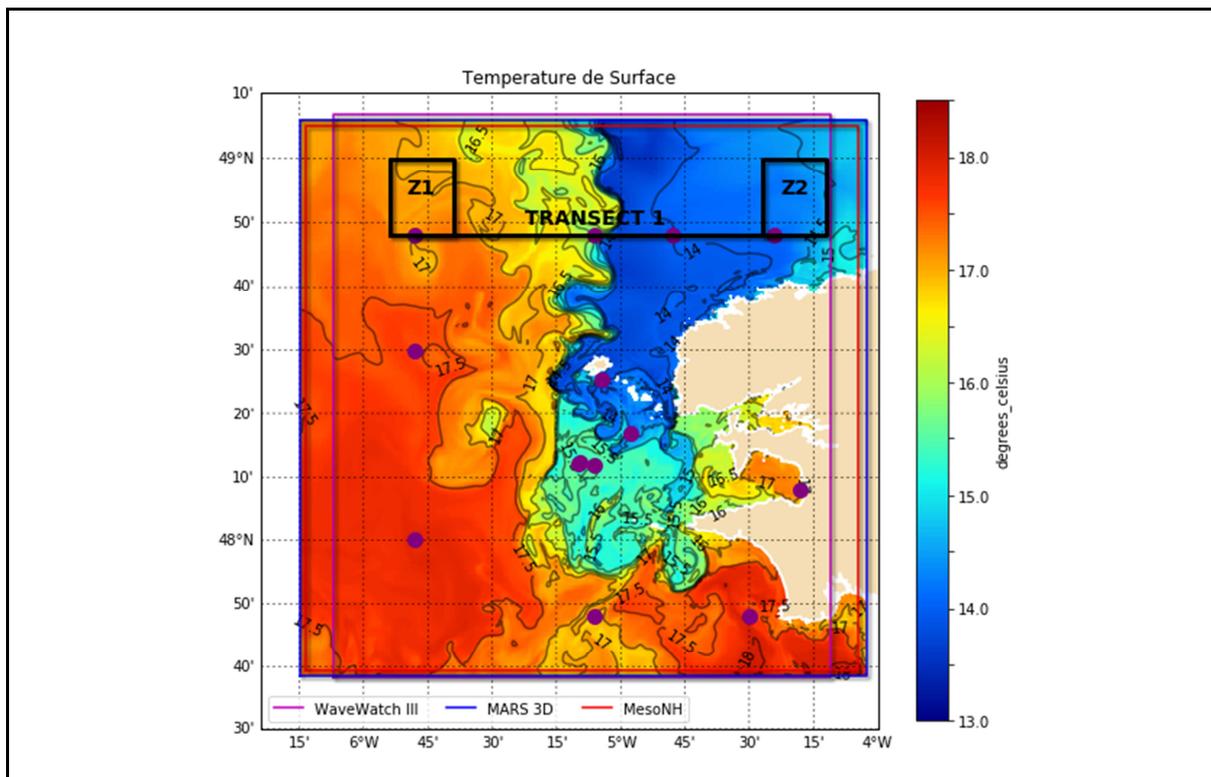


Figure 2.14 : Carte montrant les zones d'études, les domaines des modèles ainsi que la température de surface de l'océan du run libre MARS. Les sorties ponctuelles de spectres directionnels du modèle WW3 sont indiquées par des points mauves.

Interactions vagues et atmosphère

Impact de l'état de mer sur la simulation atmosphérique

Pour évaluer l'influence de l'état de mer sur les conditions atmosphériques, le run atmosphérique classique a tout d'abord été comparé à celui forcé par l'état de mer simulé par le modèle de vagues WW3. Le champ de vagues résulte de la houle imposée aux frontières du domaine et de la mer de vent forcée par les vents MesoNH de la simulation classique. Le champ de vagues a aussi des interactions avec les courants de marée. Dans le run atmosphérique classique, aucune paramétrisation des vagues n'est prise en compte.

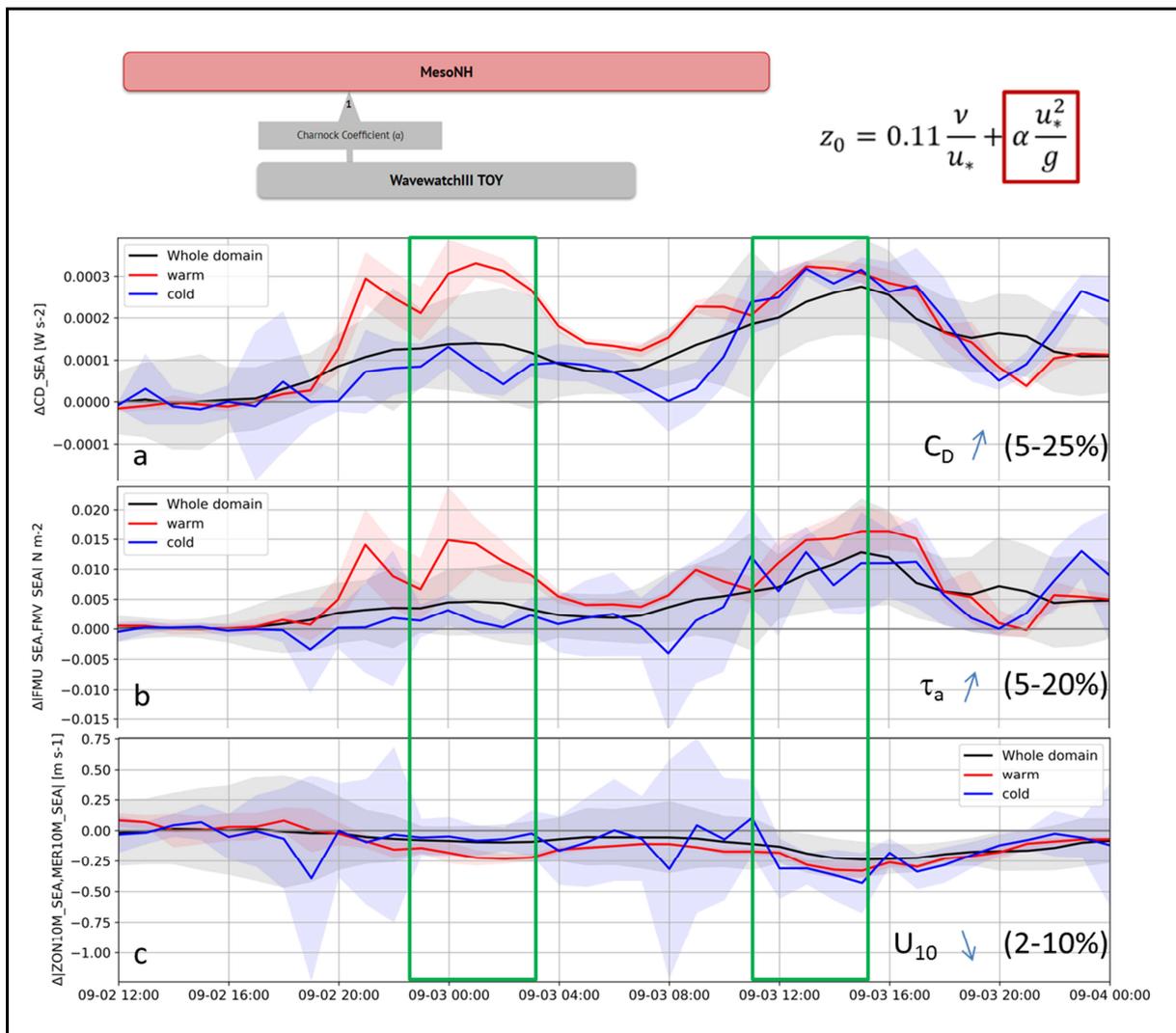


Figure 2.15 : Evolution temporelle des différences entre le run atmosphérique forcé par l'état de mer et le run atmosphérique classique (6C_RUN_MNH_TOYWW3 - 1_RUN_MNH). a) Coefficient de drag. b) tension du vent à la surface de la mer. c) vent à 10m. La période de jusant est repérée par les cadres verts

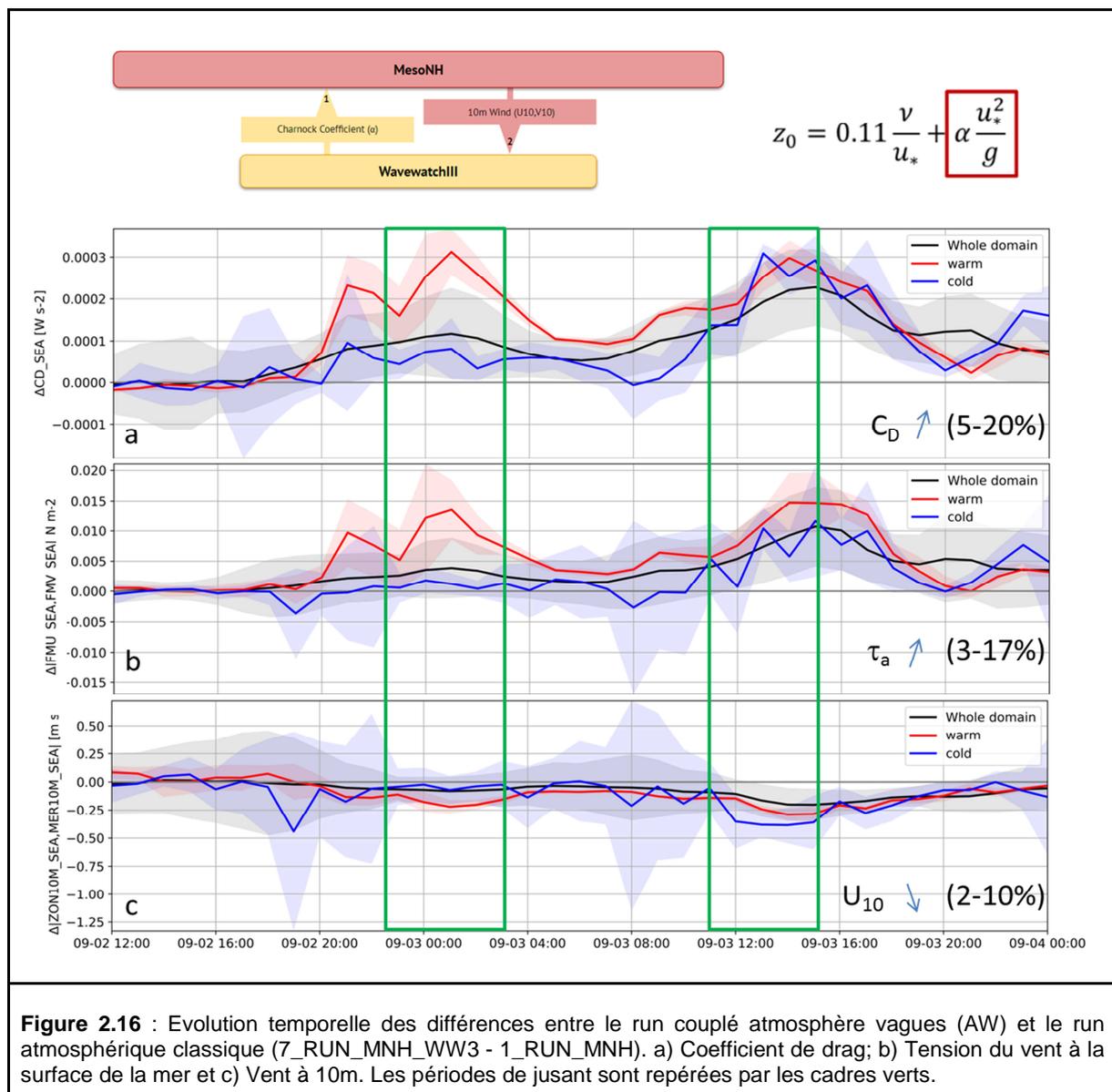
Plus les vagues sont fortes, plus la longueur de rugosité z_0 et le coefficient de drag C_d (frottement) augmentent. Avec l'arrivée du front atmosphérique, les vagues se développent et les courbes **Fig. 2.15** (a) confirment que la prise en compte de l'état mer par le modèle atmosphérique induit une augmentation du coefficient de drag C_d . La tension de vent, directement proportionnelle à ce coefficient et à l'intensité du vent (au carré), croît aussi (**Fig 2.15 b**). Pourtant les vents simulés par le run forcé par l'état de mer sont plus faibles (**Fig 2.15 c**). Ce comportement a été récemment discuté (Pineau-Guillou et al. 2018, Thévenot et al. 2016 et Bouin et al. 2017). Il suggère que pour des échelles spatiales réduites, la tension de vent agit comme un frottement pour le vent à la surface et que ce dernier s'adapte instantanément (sans ajustement thermique dans la couche limite atmosphérique). Pour de grandes étendues spatiales, le comportement pourrait être différent si la dynamique de la couche limite atmosphérique a le temps de s'adapter aux nouvelles conditions de mer rencontrées.

A noter sur la **Fig 2.15**, la longueur de rugosité z_0 (donc le coefficient de drag) est accentuée lorsque les vagues se propagent contre le courant (période de jusant). Ce point sera discuté dans les parties "Interactions océan atmosphère" et "Impact du courant sur les vagues".

Rétroactions entre les champs de vagues et la dynamique atmosphérique

Parce que les vents restent faibles à modérés dans cette situation (inférieurs à 14 m.s^{-1}), le couplage entre le code atmosphérique et les vagues présente une dynamique cohérente avec celle décrite en mode forcé. On observe seulement que puisque le vent est plus faible, la mer de vent se développe un peu moins en mode couplé. Dès lors, le coefficient de Charnock, la longueur de rugosité, le coefficient de drag et la tension de vent sont légèrement plus faibles. Toutefois, l'effet rétroactif est très faible sur la tension de vent et n'est pas significatif sur le champs de vent qui reste stable (**Fig. 2.16**).

La rugosité de surface de la mer induit une traînée (frottement) du vent. Quand ce processus est pris en compte, les vents simulés à 10m en mer d'Iroise sont 2 à 10% plus faibles que lorsque l'état de mer n'est pas pris en compte. Cette observation est valable en mode forcé et couplé pour une situation de vents faibles à modérés ($< 50 \text{ km/h}$) .



Impact du courant sur les vagues

Lorsque les vagues se propagent contre le courant, leur crête se raidit alors que lorsque les vagues et courant sont dirigés dans la même direction les vagues sont lissées (Ardhuin et al., 2012, 2017). Jusqu'à ce que les vagues atteignent leur point de déferlement, cet effet est directement observable sur la hauteur significative des vagues. Il est d'autant plus net que le courant est important. La **Figure 2.17** confirme le bon comportement des interactions courant-vagues du système multi-modèles: la baisse de la hauteur significative est directement précédée de la période de flot, et elle est plus importante côté froid du front où les fonds sont plus faibles et les courants plus forts.

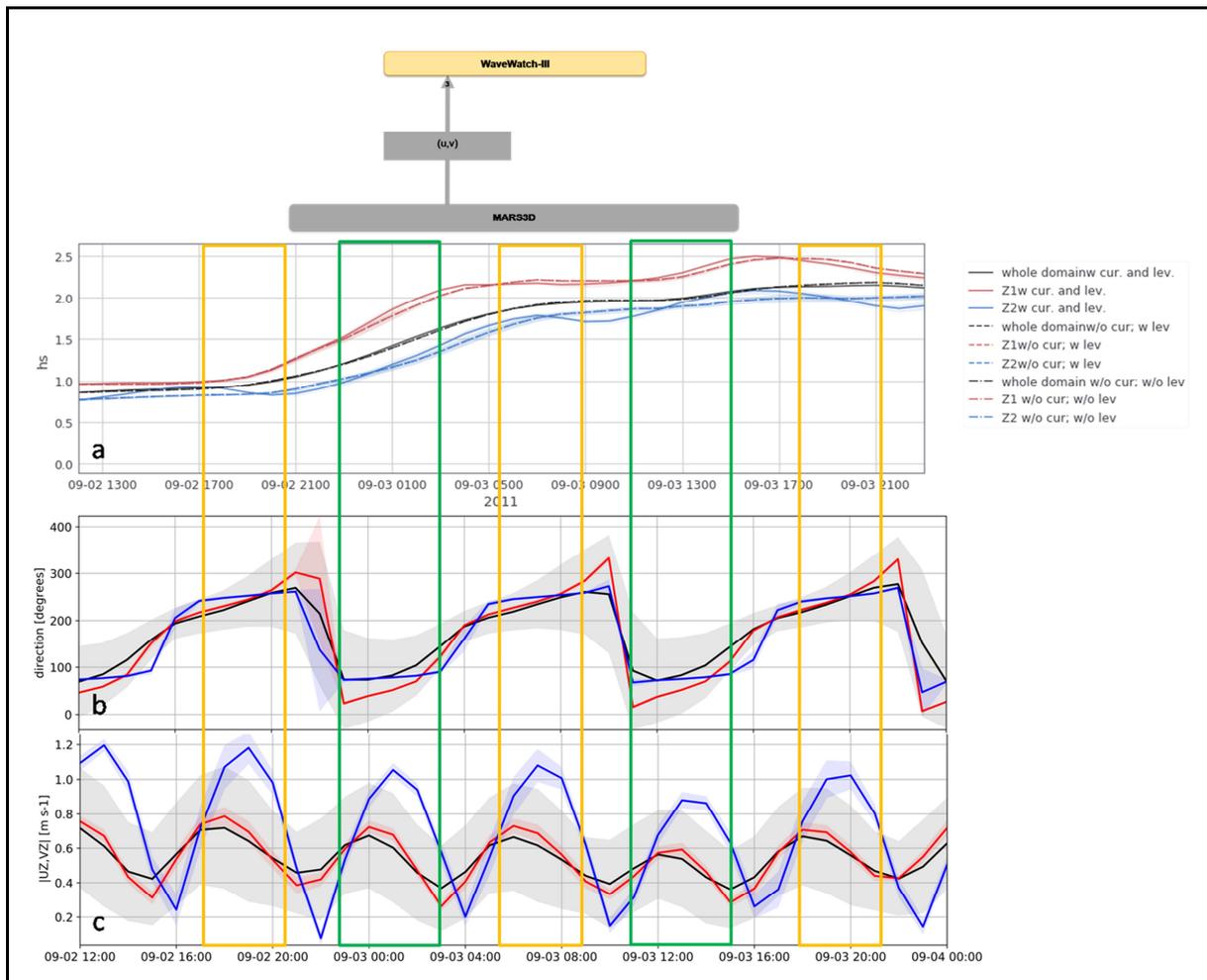


Figure 2.17 : Evolution temporelle de champs simulés par le modèle WW3 forcé par la hauteur de mer et les courants de surface du modèle MARS (océan) – sauf précision différente. a). Hauteur significative des vagues. Traits pleins : influence du courant et niveau. Tiretés : influence du seul niveau. Tiretés-points : pas de forçage du niveau ni courant. b) direction du courant de surface. Convention océanographique: depuis EONS. c) intensité du courant de surface. Les périodes de jusant sont repérées par les cadres verts et celles de flot par les cadres oranges.

L'effet du courant sur les vagues décrit ci-dessus est clairement mis en évidence par les comparaisons modèle – mesures de hauteur significative des vagues et par les observations de courant au phare des Pierre Noires (**Fig. 2.18**)

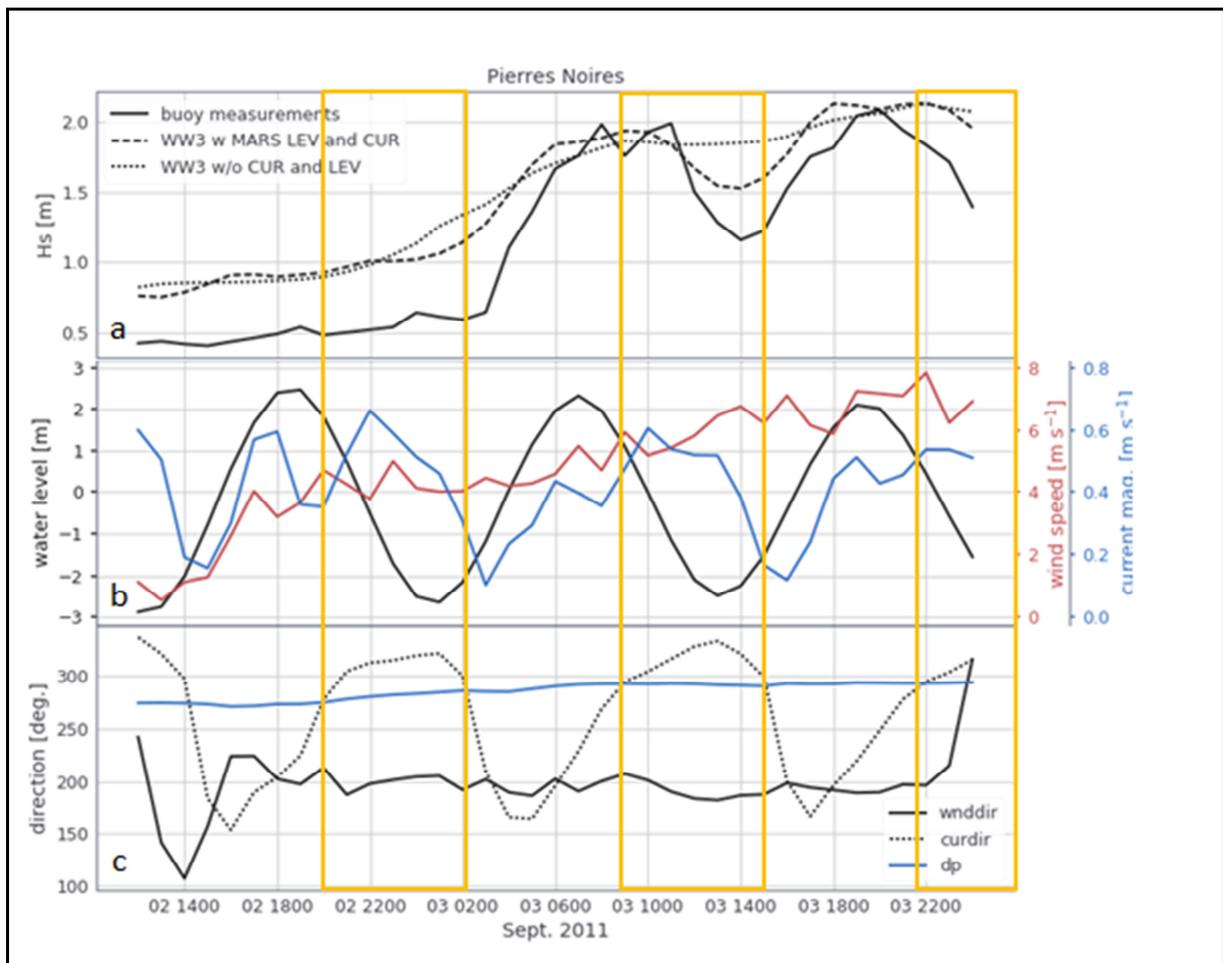


Figure 2.18 : Evolution temporelle des observations au phare des Pierres Noires. a) Hauteur significative des vagues (observée : trait plein noir, simulée en tenant compte du niveau de la mer et des courants de surface : tiretés noirs, simulée sans prise en compte du niveau et courant : pointillés noirs, simulée sans prise en compte du niveau seul. b) Niveau de la mer (courbe noire), courant (courbe bleue) et vent (courbe rouge). c) direction de la période du pic des vagues (courbe bleue), du courant (pointillés noirs) et vent (courbe noire) convention océanographique: depuis EONS).

Impact des vagues sur l'hydrodynamique

L'influence des vagues est inexistante sur le niveau de l'océan celui-ci étant principalement le reflet du phénomène de marée. Par contre, la prise en compte de la dynamique vagues-courant induit un courant de surface plus fort en période de jusant et plus faible en période de flot (**Fig. 2.19**), quand la hauteur significative des vagues atteint au minimum 1m. Sinon, les vagues sont trop faibles pour avoir un quelconque impact.

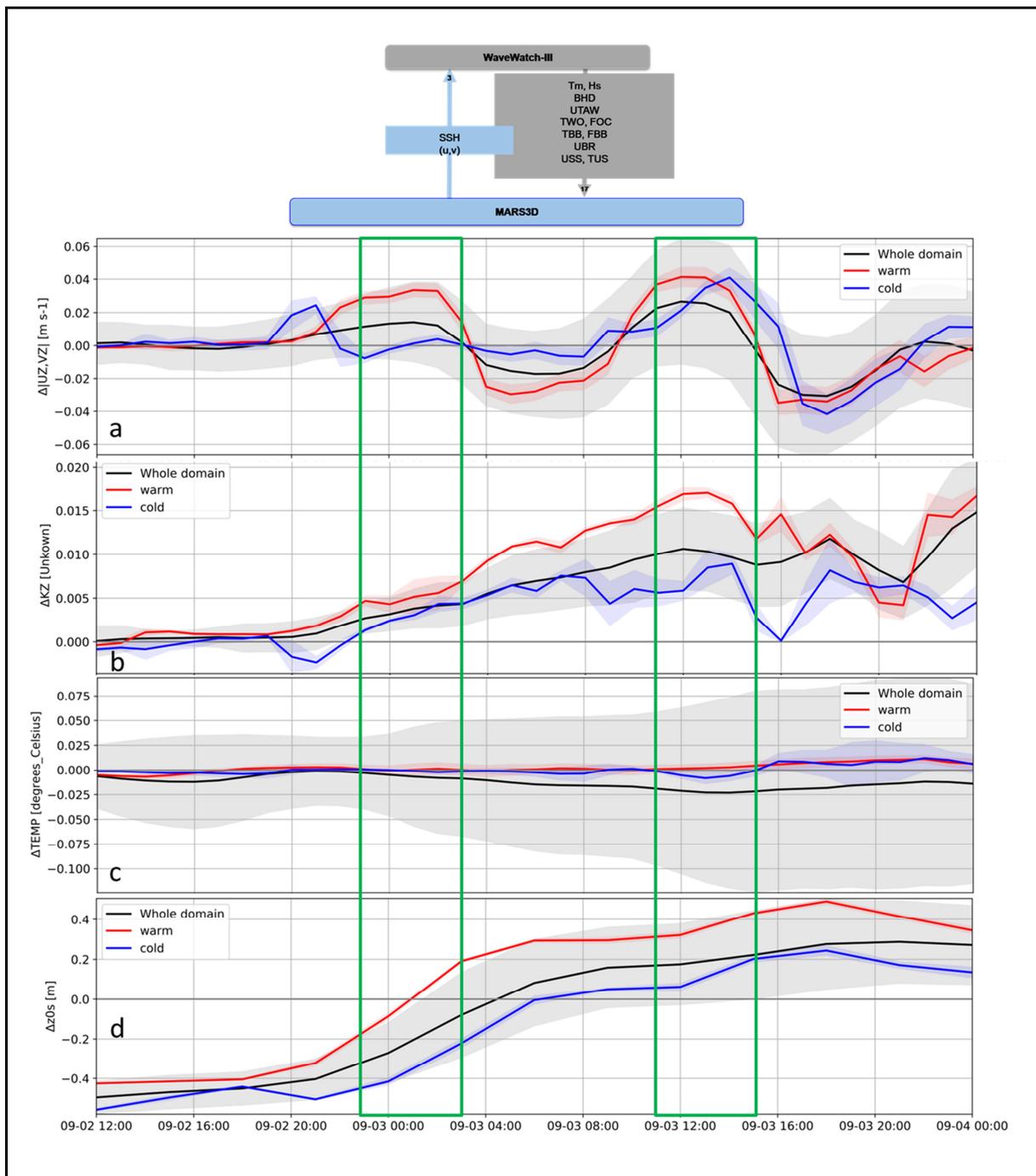


Figure 2.19 : Evolution temporelle des différences entre le run couplé océan forcé par les vagues et le run océan classique (6E_RUN_MARS_TOYWW3 - 2_RUN_MARS). a) Courant de surface. b) Mélange turbulent des traceurs en surface c) Température de la surface de l'océan. d) Longueur de rugosité de surface océanique. Les périodes de jusant sont repérées par les cadres verts.

La température de surface de l'océan est globalement plus froide, le mélange étant intensifié par la présence des vagues. Dans les zones chaude et froide de part et d'autre du front, la température augmente à partir du 3 septembre et dépasse son intensité initiale.

La longueur de rugosité à la surface de l'océan permet d'estimer le coefficient de traînée sous la surface. Il est proportionnel à la hauteur significative des vagues. Fixé à 1m dans le run libre, elle est réduite (de 0.4 m) dans le run couplé en début de période et au contraire augmentée (de 0.4 m) quand la hauteur significative des vagues atteint et dépasse 1.6 m.

Ces remarques ont été repérées en mode forcé mais restent valides en mode couplé.

Leur interprétation physique sera traitée dans le paragraphe "Ajustement du front de Ouessant" ci-dessous.

Impact de l'atmosphère sur l'hydrodynamique

La configuration océanique du golfe de Gascogne et zooms côtiers a été implémentée pour le projet opérationnel Prévimer et est maintenant opérée par le projet de soutien à la recherche MARC du laboratoire LOPS (Modélisation et Analyse pour la Recherche Côtière). Elle a été largement exploitée (et l'est encore) par les projets de recherche en modélisation de l'Ifremer et par tous les projets de opérationnels ou études des sociétés privés en réponse à des demandes publiques. C'est pour son caractère opérationnel que cette configuration a été choisie comme base pour les études AMICO.

Cependant, cette configuration est forcée par des flux atmosphériques (radiatifs et turbulents) qui sont recalculés par le modèle MARS à partir des variables des analyses AROME de Météo-France. Les variables sont la température de l'air, l'humidité relative, la couverture nuageuse et les vents. La convention de l'époque entre Météo-France et l'Ifremer ne permettait pas l'accessibilité des flux. De plus, de nombreux travaux avaient d'une part permis d'améliorer la restitution des flux et d'autre part de paramétrer le modèle afin d'obtenir un bon réalisme de la situation hydrodynamique et hydrologique. Les comparaisons modèles – observations de la **Figure 2.12** l'attestent.

Par contre, en mode couplé, les flux sont calculés par le modèle atmosphérique et on observe que les flux et vents sont différents de ceux calculés par MARS (**Fig. 2.20**).

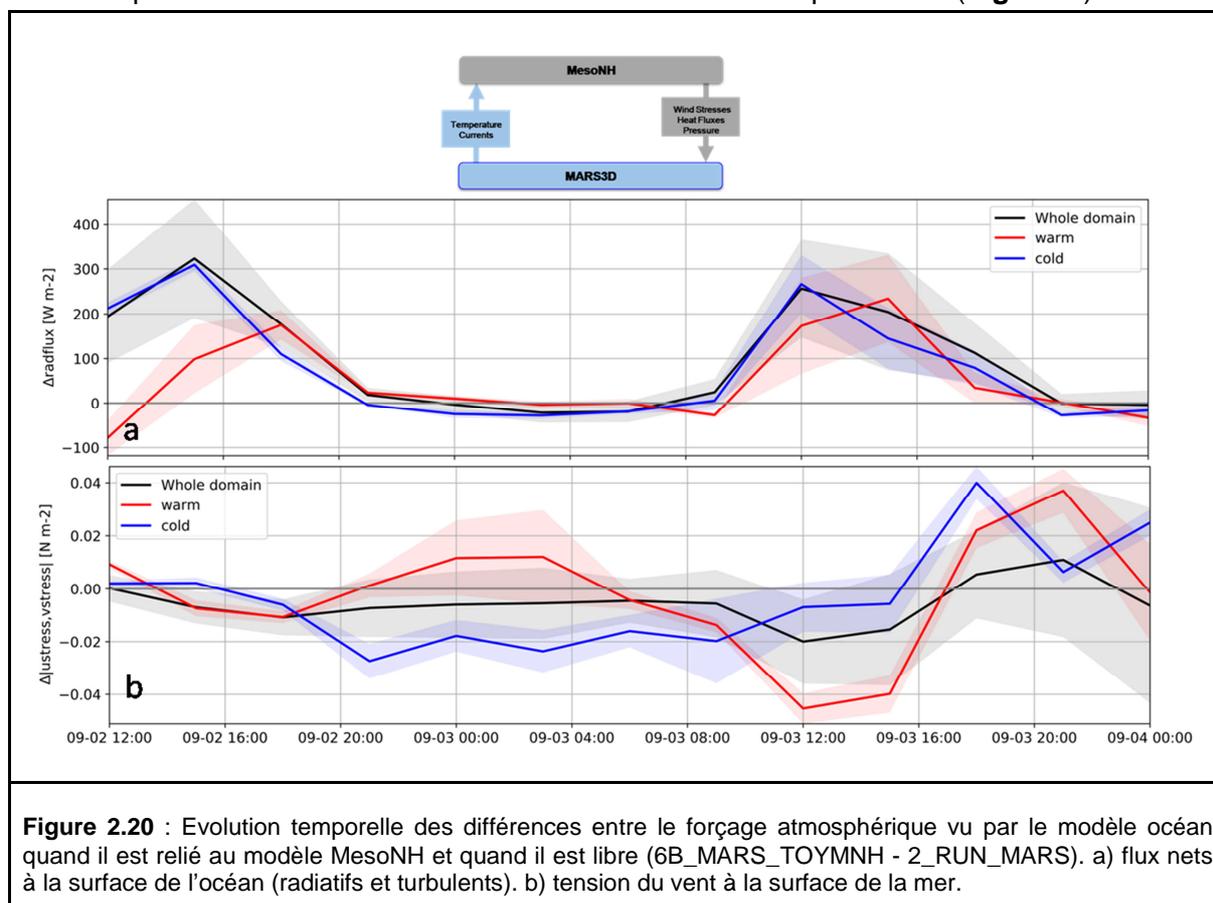
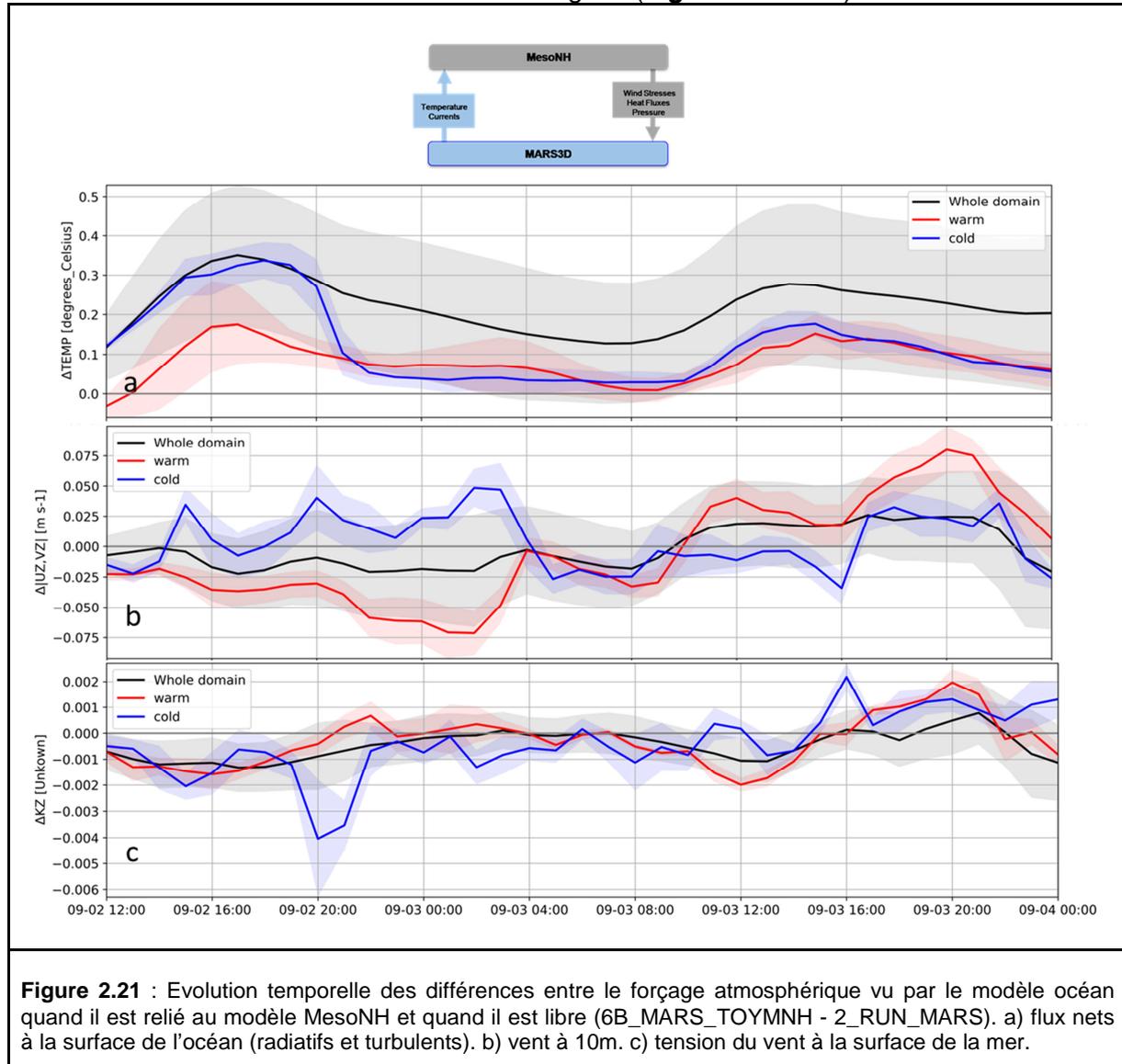


Figure 2.20 : Evolution temporelle des différences entre le forçage atmosphérique vu par le modèle océan quand il est relié au modèle MesoNH et quand il est libre (6B_MARS_TOYMNH - 2_RUN_MARS). a) flux nets à la surface de l'océan (radiatifs et turbulents). b) tension du vent à la surface de la mer.

L'apport de chaleur via les flux radiatifs fait augmenter la température de surface jusqu'à 0.3°C en moyenne sur une zone (**Fig. 2.21**). Les variations d'intensité de la tension de vent impliquent des variations dans le champ de courant mais elle restent très inférieures au signal prépondérant de marée.

Les variations de mélange vertical des traceurs liées à celles des tensions de vent ont une intensité 10 fois inférieure à celles liées aux vagues (**Fig. 2.21 et 2.19**).



Impact de l'océan sur l'atmosphère

Effet de la SST

Afin d'étudier de manière fine l'impact du front de SST sur la couche limite atmosphérique marine (CLAM), une simulation atmosphérique à très haute résolution (100 m) de type LES a été réalisée sur la zone du gradient maximum de SST, forcée par des champs de SST simulés par MARS 3D, et réactualisés toutes les heures (Redelsperger et al 2018). Cette simulation fait appel à Meso-NH sur 3 domaines emboîtés dont la résolution va de 2.5 km, pour correspondre au forçage AROME-France, à 100 m pour le domaine central de 45 x 50 km. Les forçages aux frontières et les temps et durées d'initialisation (spin-up) ont été soigneusement adaptés pour éviter tout effet parasite. Le cas simulé est la demi-journée du

2 septembre 2011, où on dispose d'observations de la campagne FROMVAR pour valider à la fois les forçages en SST (sorties de MARS) et les résultats atmosphériques à échelle intermédiaires (sorties de Meso-NH). Ce cas correspond à une période avec peu d'activité synoptique, mais un vent moyen de 3 m/s dans la CLAM, avec une traversée oblique du front du chaud vers le froid. Le front de SST de ce jour correspond à un gradient proche de 3°C sur 15 km.

Les impacts du front sur la CLAM sont en accord avec ce qui a été publié à partir d'observations ou de simulations réalistes sur des fronts à plus grande échelle, ou encore partir de simulations idéalisées sur des petits fronts - il n'existait pas d'étude réaliste sur des fronts aussi abrupts. La température potentielle et humidité dans la CLAM sont impactées par le front, avec une différence de 0.7°C entre les 2 compartiments et une couche de surface plus sèche dans le compartiment froid car l'évaporation y est moindre. Le vent est ralenti et défléchi vers la gauche du chaud vers le froid, encore une fois en accord avec la littérature. La grosse différence avec les études précédentes vient des mécanismes en jeu. Parce que le front est abrupt, l'advection est forte malgré les vitesses de vent faibles : la masse d'air traverse le front sans avoir le temps d'atteindre un nouvel équilibre. Elle ressent directement le très fort contraste de stratification dans la CLAM entre les 2 zones : côté chaud du front la CLAM est instable puisque la température de la mer est supérieure de 3°C à la température de l'air (**Fig. 2.22 a et d**) et impacte directement flux de chaleur et de quantité de mouvement. Côté froid, la stratification inhibe le transfert de quantité de mouvement depuis le haut de la CLAM (**Fig. 2.22 b**) et est responsable du ralentissement de l'écoulement en surface.

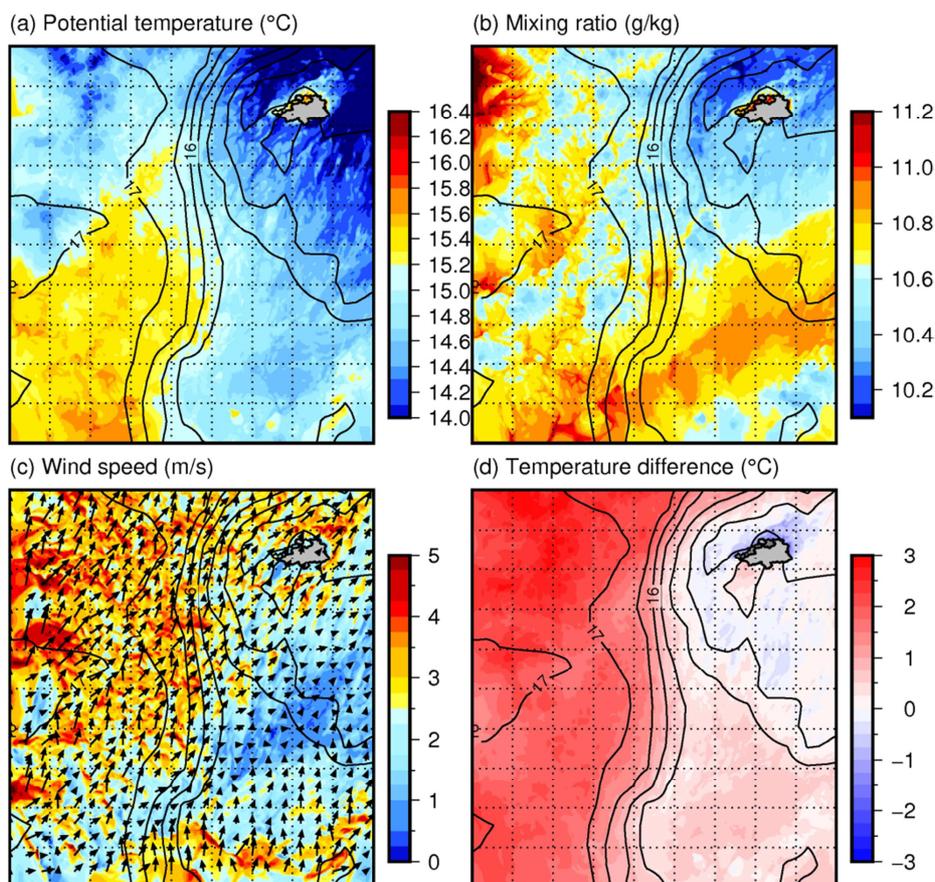


Figure 2.22 : Cartes de température potentielle en surface (a), rapport de mélange (b) vitesse de vent (c), et différence de température SST - température potentielle à 5m (d), le 2 septembre à 11h45. Les isolignes de SST sont en noir.

Ce mécanisme est connu et largement observé, mais n'est pas typique d'un écoulement faible, à moyenne latitude pour lequel on attendrait un effet dû au gradient de pression horizontal (baroclinité) et à la force de Coriolis. Le rôle très prépondérant du mélange turbulent résulte de l'étroitesse et intensité du front et de l'advection forte malgré le vent faible, qui empêche l'équilibre de s'établir dans le compartiment froid. Ce mécanisme thermique qui résulte de la conjonction de front étroit et vitesse de vent faible est atypique. Il s'agit donc de quelque chose de nouveau, qui est certainement beaucoup plus répandu que ce qui a été observé jusqu'à présent compte tenu du nombre de structures petites échelles que l'on a pu observer récemment.

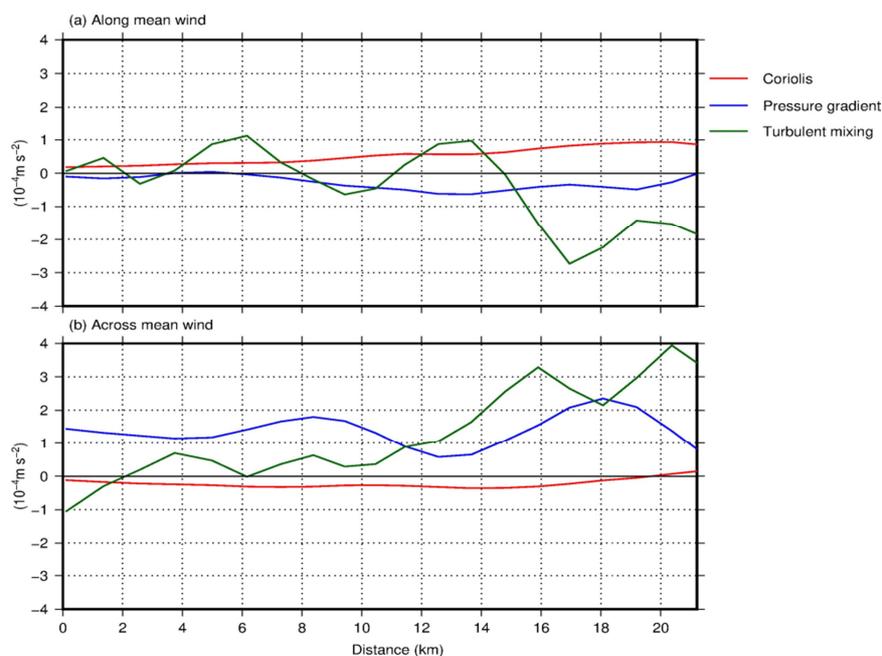


Figure 2.23 : profils en travers du front (du compartiment chaud vers le froid) de la force de Coriolis (rouge), du gradient de pression (bleu), et du mélange turbulent (vert), qui contribue majoritairement à l'accélération.

Effets conjoints de la SST et des courants

Pour évaluer l'influence du déplacement du front d'Ouessant avec le cycle de la marée, le run atmosphérique classique a tout d'abord été comparé à celui forcé par les courants et la température de surface simulés par le modèle océanique MARS. Outre la prise en compte des courants, la différence avec le run libre est que la température de surface varie dans le temps.

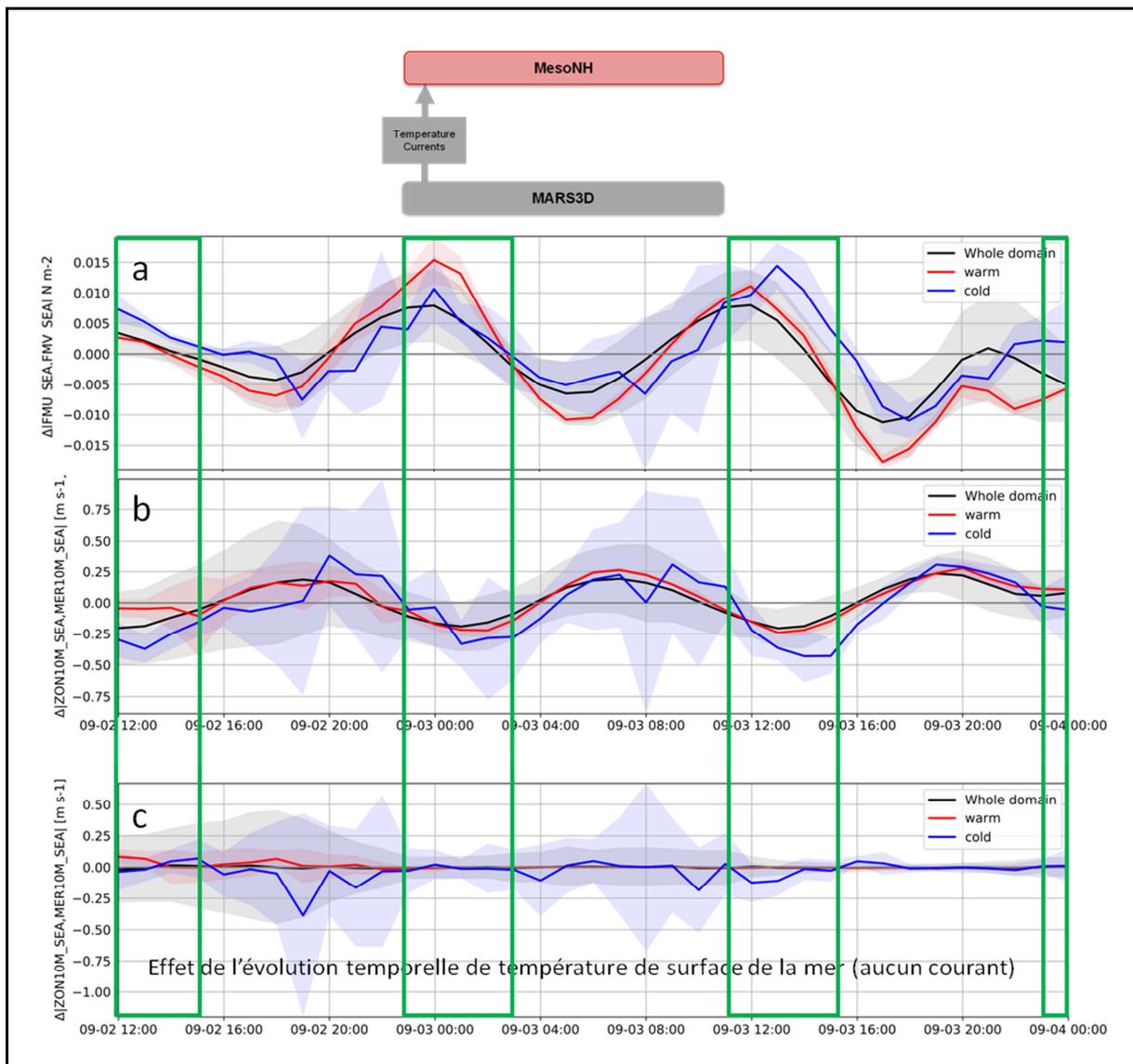


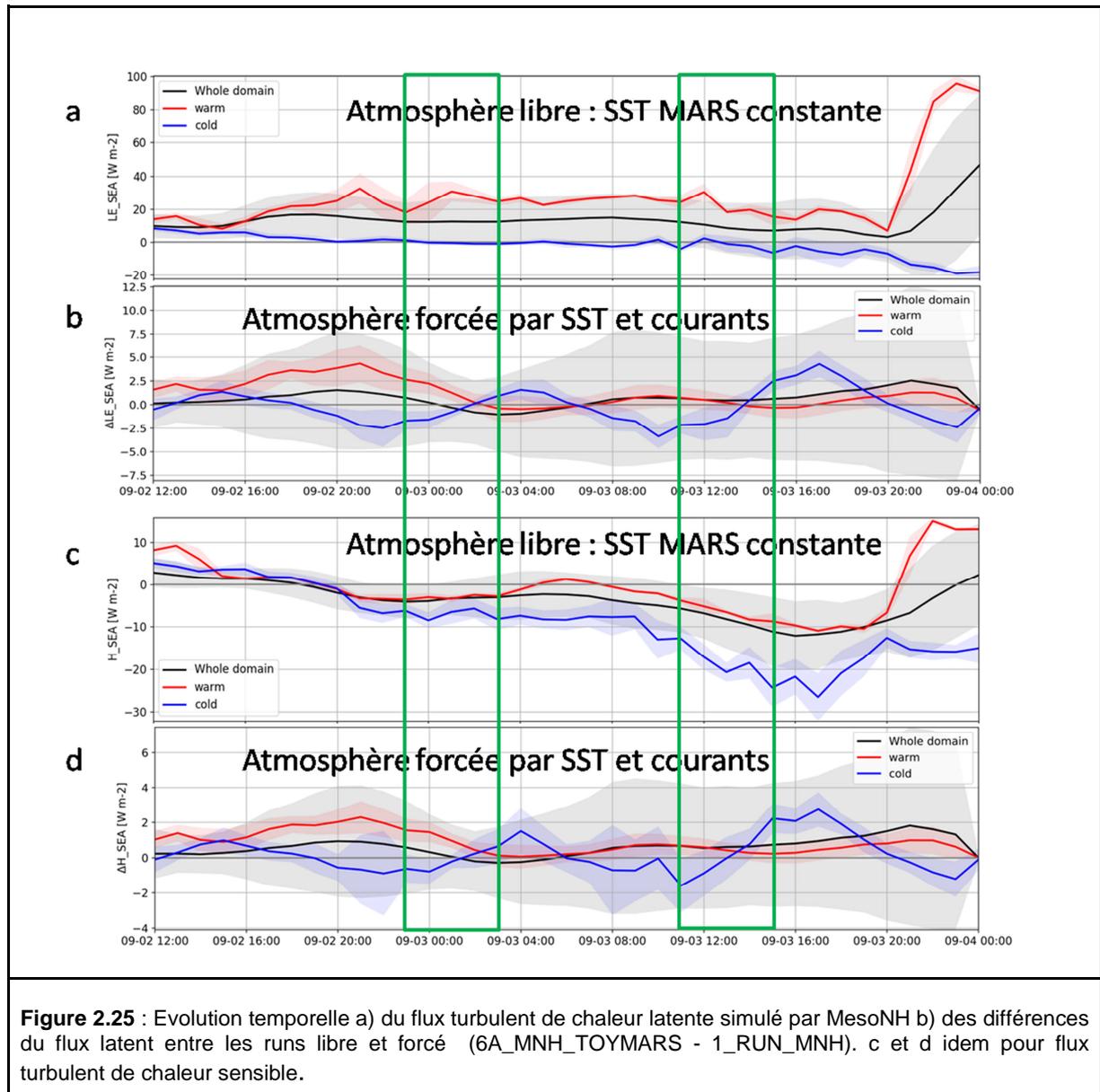
Figure 2.24 : Evolution temporelle des différences entre le run atmosphérique forcé par la température et courants de surface de la mer et le run atmosphérique forcé par le champs de température du 2 septembre à 0h (6A_MNH_TOYMARS - 1_RUN_MNH). a) Tension du vent. b) Vent à 10m. c) Vent à 10m avec le seul forçage de température. Les périodes de jussant sont repérées par les cadres verts.

Les courbes de la **Fig. 2.24** montrent que l'évolution temporelle varie selon le cycle de la marée. La tension de vent tient compte de la différence de vitesse entre l'air et la surface de la mer. Dès lors, lorsque la masse d'air advectée par des vents d'ouest-sud-ouest circule au-dessus d'un courant inverse (jussant), la trainée atmosphérique (tension de vent) est accentuée et le vent à 10m s'affaiblit. En période de flot, c'est l'inverse : la tension de vent est plus faible et le vent à 10m est renforcé.

Quand on enlève l'effet des courants (on ne force le modèle atmosphérique qu'avec les températures de surface qui toutefois suivent le cycle de la marée), on remarque que plus le vent s'intensifie moins l'effet de la température se fait sentir. Le cycle de marée n'étant plus visible, c'est bien l'action du courant qui est observée. Son effet est d'autant plus important que les courants de marée sont forts (zone froide car les fonds sont moins profonds) et que les vents sont faibles. Pour notre expérience, l'intensité du vent à 10m est modifiée de 5 à 15 %. Pourtant les deux régions de part et d'autre du front ne sont pas très côtières et les

courants de marée n'y atteignent que le $m.s^{-1}$. La direction des vents n'est pas significativement affectée par ce phénomène.

La figure suivante montre les variations des flux turbulents lorsque le déplacement du front de température de surface est pris en compte avec les courants de surface associés.



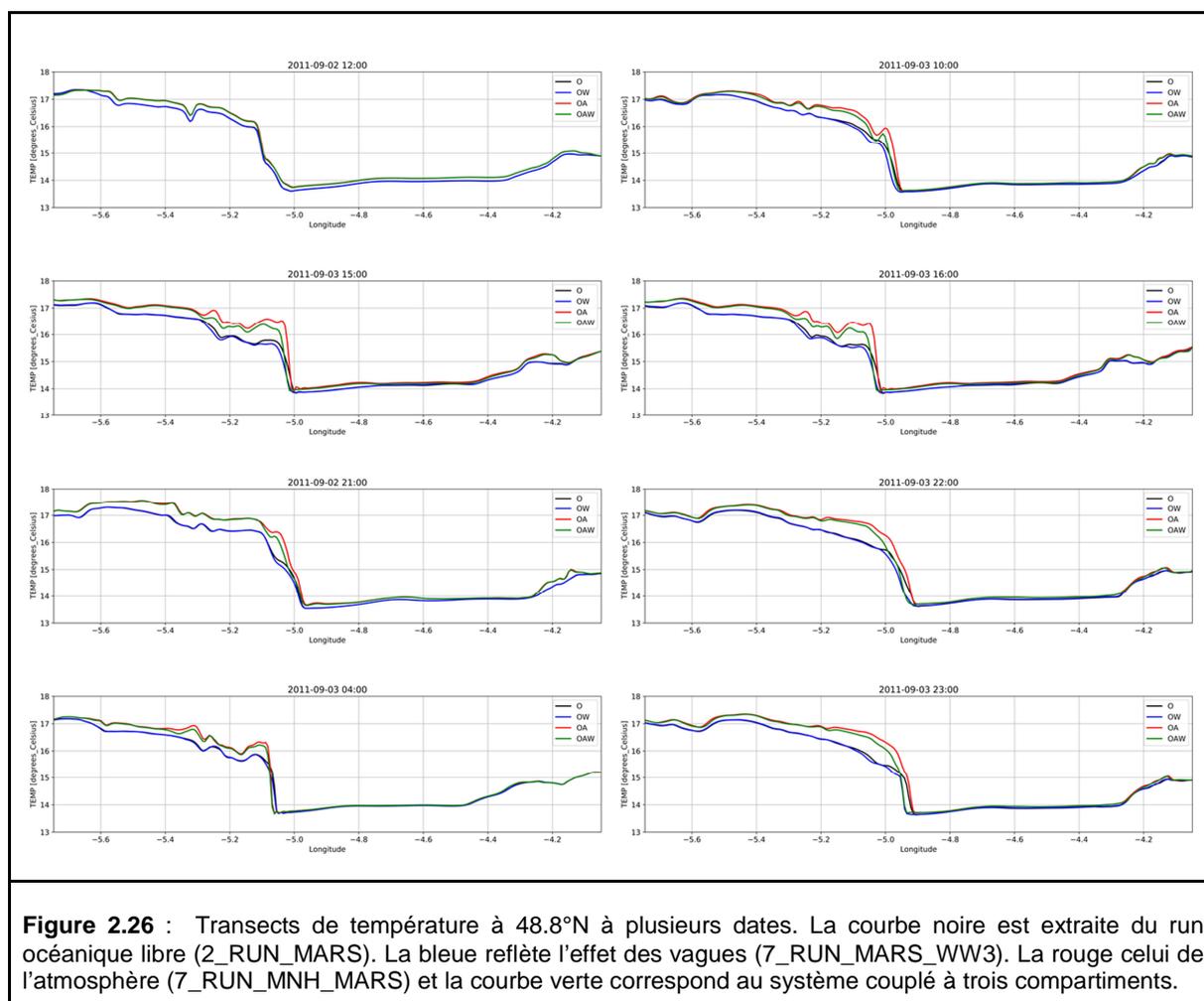
Rétroaction entre l'atmosphère et l'océan

Les flux et tensions de vent étant fortement différents dans le système forcé par MesoNH, les effets de rétroaction entre l'atmosphère et l'océan sont importants. Mais ils reflètent au premier ordre le déséquilibre à l'interface air-mer.

Ajustement du front d' Ouessant

La **Figure 2.26** visualise la température de surface de la mer à 48.8°N modélisée par le modèle MARS en run libre (courbe noire), couplé avec WW3 (courbe bleue), couplé avec MesoNH (courbe rouge). Le run couplé à 3 modèles est représenté par la courbe verte. Le front thermique, caractérisé par un fort gradient de température, est situé entre 4.9°W et 5.1°W.

Conformément aux observations statistiques, les flux MesoNH induisent une hausse de température de quelques dixièmes de degrés. La hausse est plus sensible du côté chaud du front à cause de la stratification. Côté froid, l'apport de chaleur est mélangé sur une plus grande profondeur. Pour la même raison, l'effet des vagues (augmentation du mélange de surface) est plus visible côté chaud. A chaque période de jusant le front se raidit (09/02 15h, 09/03 16h). On note qu'en présence de vagues, le front est localisé plus à l'ouest.



La position du front à 48.8°N peut être repérée à partir des valeurs maximales du gradient de température de surface (SST) ou de couche de mélange (CM) obtenus par un filtre de Sobel. Son évolution temporelle est représentée sur la **Figure 2.27**. Les deux types d'estimation sont cohérents en eux. Celui basé sur la CM donne une position du front plus régulière qui suit clairement le cycle de la marée. Quand les interactions vagues-courant (runs couplés) sont modélisées, la position déduite du gradient de SST est jusqu'à 3 km plus à l'ouest. Le décalage de la position déduite du gradient maximal de MLD n'est pas significatif car il ne

dépasse pas 1 km, i.e. 2 points de grille MARS, sauf pour les deux avant dernières heures de la simulation.

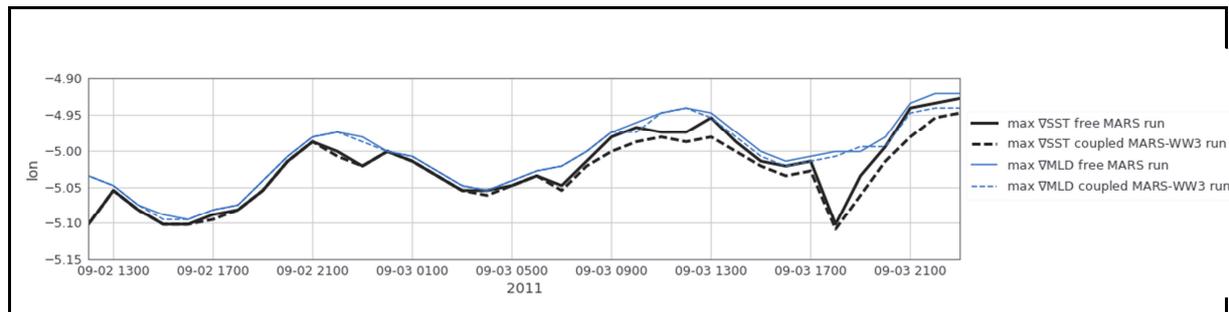


Figure 2.27 : Evolution temporelle de la position du front à 48.8N déterminée à partir du gradient maximal de la température de surface (traits pleins) et du gradient de la profondeur de la couche de mélange (traits pointillés) des sorties du run libre de MARS (trait noirs) et du run couplé MARS-WW3.

En présence de vagues, les traceurs sont advectés par le courant et la dérive de Stokes. Le mélange est nettement intensifié. Un de ces deux processus physiques peut-il expliquer le déplacement vers l'ouest du front ?

L'advection du front de SST a été estimée en utilisant la composante Est

- de la vitesse eulérienne issue du run libre MARS,
- de la vitesse quasi-eulérienne et de la dérive de Stokes issues du run couplé MARS-WW3.

L'intégration démarre depuis la position du front le 2 Septembre à 06h, heure de début des simulations couplées. La position du front due à l'advection varie selon le cycle de la marée en accord avec l'ondulation observée depuis la méthode du gradient, en particulier lorsque la position du front est déduite du gradient maximal de profondeur de couche de mélange. Toutefois, les variations de position sont plus importantes sous l'effet de l'advection. Quand l'advection tient compte de l'effet des vagues, la position estimée est toujours plus à l'ouest, jusqu'à 3 km en fin de simulation. De par la méthode employée, l'écart augmente graduellement car il est cumulé dans le temps. Cet écart graduel n'est pas observé depuis la méthode de gradient maximal.

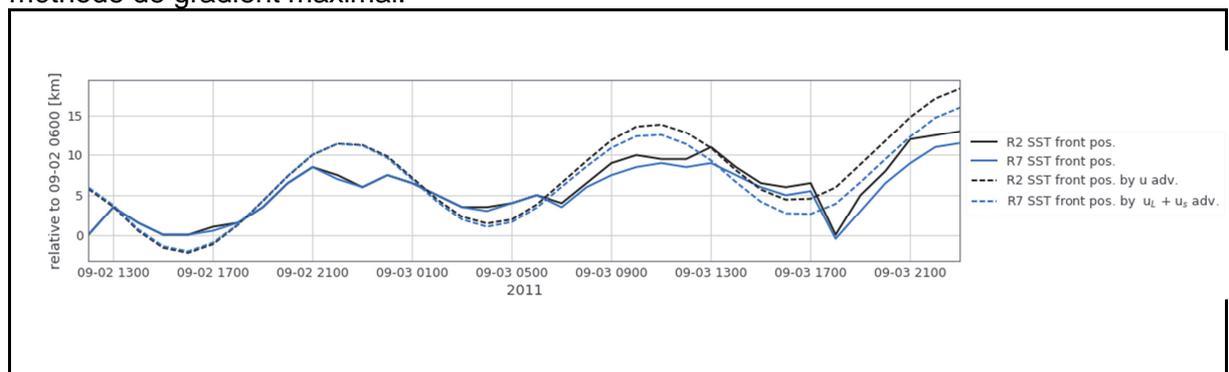


Figure 2.28: Evolution temporelle de la position du front de SST de surface relative à celle du 2 septembre à 6h déterminée du gradient de SST dans le run libre MARS (trait solide noir) et dans le run couplé MARS-WW3 (trait solide bleu), et calculée par advection en utilisant la composante EST de la vitesse eulérienne du run libre MARS (trait pointillé noir) et la composante EST de la vitesse quasi-eulérienne à laquelle s'ajoute la vitesse de Stokes dans le run couplé MARS-WW3 (trait pointillé bleu).

Pour évaluer l'effet du mélange, l'équation de diffusion verticale a été résolue de manière semi-implicite (comme dans MARS) en utilisant les champs 3D du coefficient de diffusion vertical K_z issus du run couplé MARS-WW3 et du run libre MARS (donc avec l'évolution

temporelle simulée). L'objectif est d'estimer de combien le front est "déplacé" suite à l'effet du mélange vertical de la température, mélange nettement plus intense sous l'effet des vagues. La condition initiale correspond aux profils verticaux de température issus de la simulation MARS le 2 Septembre 6h autour du point situé à 48.79°N et 5.13°W. La **Figure 2.29** montre la position du front déduite du gradient maximal de SST depuis les champs de température soumis au processus de diffusion ou mélange vertical pendant 42 heures. La diffusion peut par endroit déplacer le front jusqu'à 4.5 km vers l'ouest.

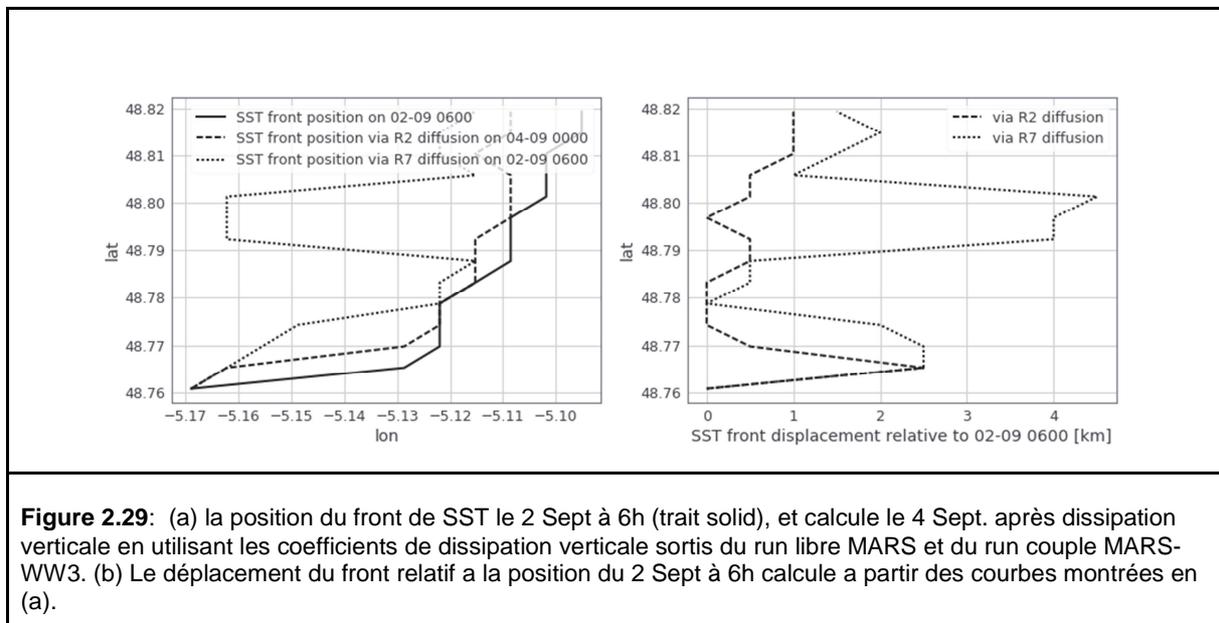


Figure 2.29: (a) la position du front de SST le 2 Sept à 6h (trait solid), et calculé le 4 Sept. après dissipation verticale en utilisant les coefficients de dissipation verticale sortis du run libre MARS et du run couple MARS-WW3. (b) Le déplacement du front relatif à la position du 2 Sept à 6h calculé à partir des courbes montrées en (a).

L'advection par les courants est un processus moteur pour reproduire le cycle de marée de la position du front. Toutefois, l'effet des vagues sur l'intensité du courant océanique n'est pas si clair car l'introduction des vagues implique un changement de formalisme : on passe de courant eulérien à quasi-eulérien (voir Eq.3). Pour mieux déterminer les processus en jeu sous l'effet des vagues, une analyse fine du comportement des termes des équations du mouvement (Eq. 1 et 2) a été menée.

Les encarts Z1a Z1b et Z2a Z2b de la **Figure 2.30** représentent l'évolution temporelle de chacun des termes moyenné sur la zone Z1 et Z2 (côté chaud / froid du front). Les couleurs, associées à chacun des termes, correspondent à celles utilisées dans les équations 1 et 2. Les tendances des vitesses sont équilibrées par les termes de Coriolis et de gradient externe de pression, ce qui confirme la dynamique de marée comme processus principal dans la région.

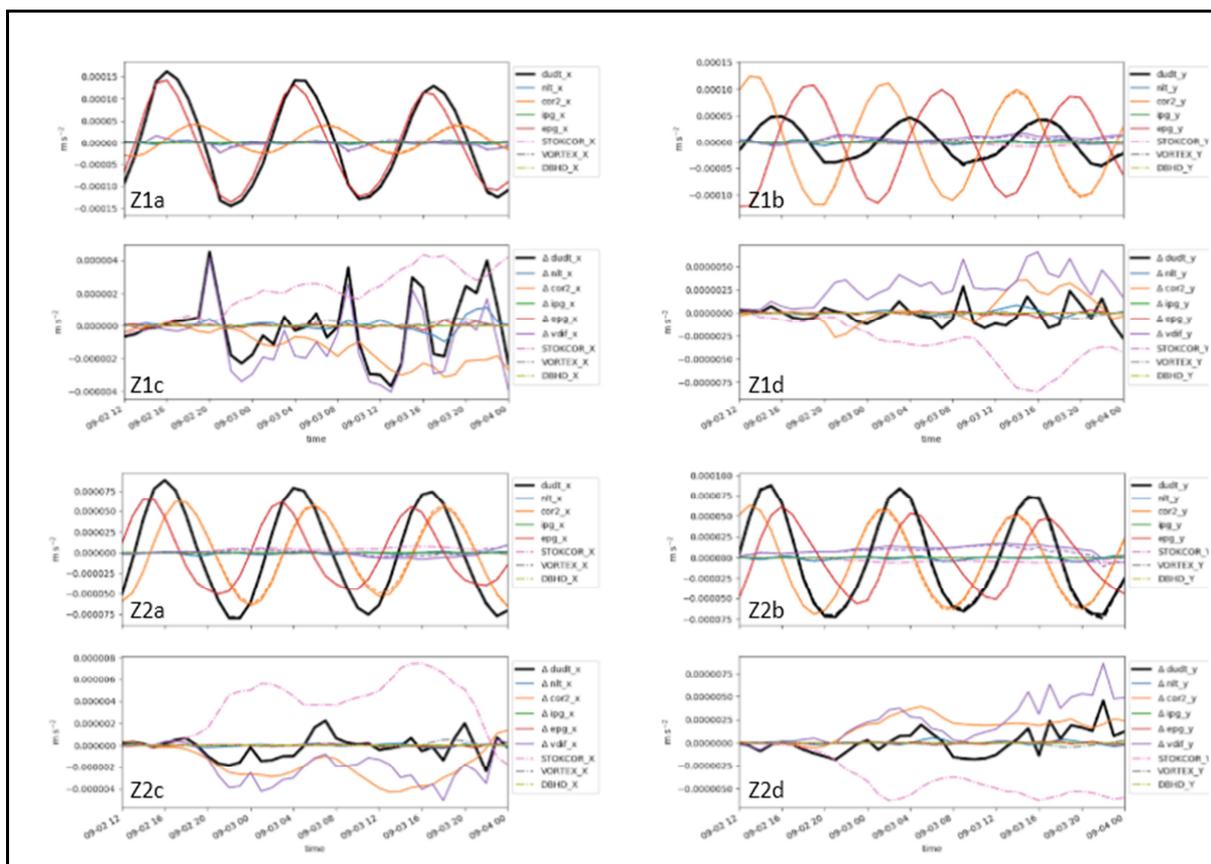


Figure 2.30: Evolutions temporelles des termes des équations du mouvement (Eq. 1 et 2). Les termes sont moyennés sur les zones Z1 (5.9°W-6.65°W, 48.8°N-49°N) et Z2 (4.45°W-4.2°W, 48.8°N-49°N), correspondant au côté chaud / froid du front). a : termes de l'équation du mouvement dans la direction zonale issus de la simulation couplée océan - vagues. b : idem pour la direction méridienne. c : différence entre le run couplé océan vagues et le run libre océan des termes de l'équation du mouvement dans la direction zonale. d : idem pour la direction méridienne.

Pour repérer l'effet des vagues, les différences entre le run couplé océan-vagues et le run libre MARS (7_RUN_MARS_WW3 - 2_RUN_MARS) sont produites sur les encarts Z1c Z1d et Z2c Z2d. On observe que les évolutions temporelles du terme de tendance sont expliquées par celles de la diffusion verticale corrigée de l'effet de Coriolis lié aux vitesses quasi-eulériennes et de Stokes. Ceci montre que le mélange vertical a une part très active dans la dynamique locale et incite à penser que le mélange induit par les vagues est un processus clé dans le "déplacement" vers l'ouest du front pour le run couplé océan - vagues.

Synthèse et impact pour la biogéochimie

Les principales manifestations des interactions observées entre les différents compartiments peuvent être résumées ainsi:

-La présence de vagues induit une augmentation de la rugosité de surface, une baisse des vents du compartiment atmosphère et une augmentation du mélange dans la couche de surface océanique. La rugosité de surface est accentuée lorsque les vagues se propagent contre le courant et amoindrie quand les vagues et courant de surface ont la même direction.

-Quand la structure frontale océanique est abrupte, elle a un effet sur la couche limite atmosphérique. De même, les courants de marée modifient les vents à 10m d'altitude.

-Les flux radiatifs et turbulents ont un effet immédiat sur la température de l'océan lorsque la colonne d'eau est stratifiée (côté chaud du front) et moins visible en zone homogénéisée par mélange vertical (côté froid du front).

-La présence de vagues conduit à une augmentation du mélange particulièrement efficace à l'arrêt du front thermique. Il en résulte une homogénéisation plus forte de la colonne d'eau ou des premières couches. Le refroidissement de la température de surface par mélange implique une localisation du front plus à l'ouest.

Des études sont en cours pour évaluer l'impact de la prise en compte de vagues et/ou de meilleurs flux atmosphériques sur le développement cellulaire. Des particules sont lâchées dans le modèle océanique, à gauche, à droite et au niveau du front de Ouessant. Le modèle lagrangien intégré dans le modèle MARS est activé pour suivre les trajectoires des particules pour quatre expériences : un libre océanique, un couplé avec l'atmosphère, un couplé avec les vagues et un couplé à trois compartiments. Les temps d'exposition et surtout le cycle temporel d'exposition est analysé pour chacune des expériences pour anticiper l'impact du couplage.

2.3.1.6 Conclusion sur les analyses des runs forcés et couplés

Un modèle numérique intègre dans le temps des équations dynamiques qui satisfont certaines hypothèses simplificatrices. La discrétisation numérique et la qualité des schémas numériques impliquent de nouvelles approximations. Les processus sous-mailles ne sont pas simulés mais paramétrés. Enfin, la qualité (résolution temporelle et spatiale) des données de forçages du modèle est déterminante. Ces raisons expliquent que le réalisme des simulations dépend de l'expertise de l'opérateur et que les modélisateurs et numériciens n'ont cessé d'améliorer la représentativité des processus. Le couplage entre compartiments du système Terre et la représentation des processus aux interfaces est une voie prometteuse parmi d'autres plus numériques.

Le couplage implique un changement de forçage aux frontières. Il peut alors nécessiter une nouvelle calibration du modèle. C'est le cas du compartiment océanique (ici MARS). Des modèles indépendants, que l'on fait interagir entre eux, ne donneront donc pas nécessairement des produits plus réalistes que ceux obtenus initialement. Toutefois, ce travers peut être réduit si les modèles sont calibrés à partir de forçages externes proches de ceux utilisés lors du couplage. C'est la raison pour laquelle les runs libres des compartiments vagues (WW3) et atmosphère (MesoNH), qui nécessitent une faible durée de spin-up contrairement à l'océan, ont été respectivement forcés par les vents MesoNH et par les SST du compartiment océanique MARS. Cette recommandation est particulièrement importante pour le domaine côtier et probablement moins pertinente pour les phénomènes extrêmes tels que ouragans. Puisque l'objectif d'un couplage dynamique est aussi d'améliorer les champs de chacun des compartiments, il pourrait rendre obsolète certaines pratiques qui visent par exemple à augmenter le vent pour obtenir un taux de croissance des vagues très proches des observations ou un taux de convection d'eau profonde comparables aux observations.

Avec le couplage, la dynamique de l'atmosphère bénéficierait de la prise en compte d'une température de surface de la mer haute résolution, particulièrement importante en côtier comme nous l'avons montré. Par exemple, les produits OSTIA actuels ne décrivent pas correctement le front de marée d' Ouessant. Par vent faible de secteur Ouest, l'écoulement est ralenti quand il passe le front abrupt et est dévié vers la gauche. De plus, les forts courants de marée agissent sur l'intensité du vent à 10m. Pour ce type de dynamique macro-tidale la rétroaction dynamique n'est pas indispensable. La conclusion peut être différente en condition d'upwelling côtier.

La prise en compte des vagues améliore le mélange dans la couche de surface de l'océan. Le couplage dynamique des compartiments n'est pas requis pour ce processus mais cet effet doit être pris en compte en tant que forçage à minima. Le courant impacte les vagues via plusieurs mécanismes : elles peuvent être réfractées lors de leur propagation en

présence de courant et en conséquence fortement varier en amplitude, elles sont advectées par le courant, leur longueur change par transfert entre les vagues et le courant, enfin le terme source de croissance des vents est relié au vent relatif au courant océanique. Dans un régime macro-tidal, la prise en compte des courants de marée comme forçage du modèle de vagues est une bonne approche. Toutefois, à très haute résolution, pour les autres régimes frontaux, et parce que les courants associés aux fronts océaniques sont plus dissipés quand les vagues se raidissent, un couplage dynamique peut être préconisé. Il est indispensable à l'échelle littorale.

Globalement, le régime macro-tidal inhibe certaines rétroactions. Donc finalement le système couplé à trois modèles océan-atmosphère-vagues confirme les observations repérées à partir des simulations à deux compartiments.

Si les interactions air-mer sont présentes dans les simulations couplées dynamiquement, la représentation des processus mis en jeu reste un défi. Par exemple, la représentation des vagues dans l'estimation de la longueur de rugosité, la forme de la dérive de Stokes (Garnier et al 2018), la sensibilité de l'estimation des tensions de vent (donc du vent) selon la représentation de l'état de mer (Voldoire et al, 2016).

Ces conclusions sont déduites d'une étude sur la dynamique d'un front de marée côtier en régime macro-tidal, dans une région de régime de vents d'ouest et dans lesquels la houle bénéficie d'un fetch important. La période d'étude est caractérisée par des vents et vagues faibles. Elles doivent être complétées par des études basées sur d'autres conditions atmosphériques et de vagues. L'impact de la résolution de grille doit aussi être évalué. Enfin, ces conclusions seront certainement modulées pour un régime d'upwelling intermittent côtier.

2.3.2 Méditerranée

2.3.2.1 Objectifs et enjeux

La région du Golfe du Lion est caractérisée par la présence de plusieurs zones d'upwellings côtiers intermittents (**Figure 2.31**) (Millot, 1990). Les upwellings les plus intenses se produisent dans la baie de Cassis, dans la région est du plateau, en relation avec le vent continental, canalisé entre les massifs montagneux du Massif Central et des Alpes, le Mistral, et la direction du trait de côte, et possiblement en lien avec la présence du canyon de Cassidaigne (Alberola and Millot, 2003). Les zones d'upwellings intermittents profonds (faisant face au talus ou à un canyon) en Méditerranée nord-occidentale sont situées à l'est de Cassidaigne en allant vers Toulon jusqu'à Giens.

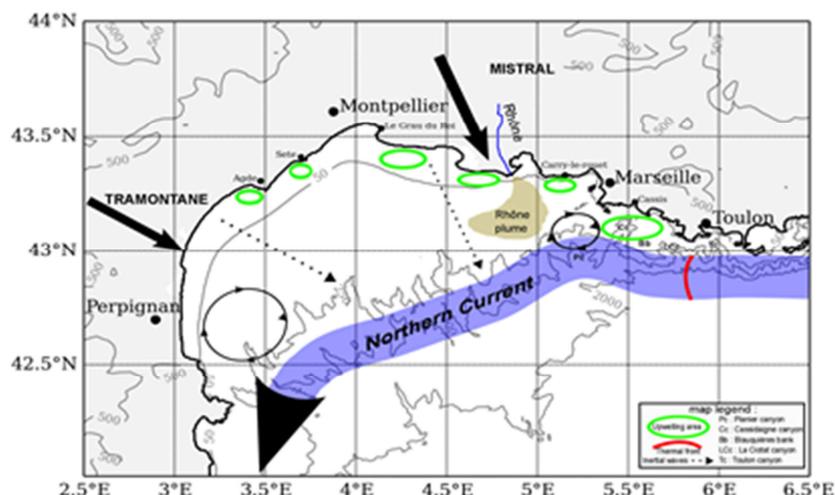


Figure 2.31: Zone d'étude en Méditerranée avec les principaux vents dominants dans la région, la circulation générale et les localisations d'upwellings côtiers.

Ces upwellings côtiers sont souvent mal représentés par les modèles régionaux. Notamment, des comparaisons de sorties de modèles avec des images satellites de chlorophylle suggèrent que les modèles biogéochimiques surestimeraient l'influence de la remontée d'eaux profondes, riches en nutriments, sur le développement phytoplanctonique.

Ils constituent donc un objet d'étude privilégié pour comprendre si cette représentation erronée peut être améliorée en travaillant sur le couplage O/A/V, la représentation de l'hydrodynamisme sans et avec assimilation, et/ou des processus biogéochimiques mis en jeu.

L'objectif de l'étude de ces upwellings est de déterminer des méthodes d'amélioration de la représentation hydrodynamique et biogéochimique des upwellings côtiers dans la région d'étude dans les modèles hydrodynamiques et biogéochimiques couplés. Cela a permis autour d'un objet d'étude commun, de tester le comportement et l'impact de la plupart des outils développés dans la première phase d'AMICO.

Les questions scientifiques sont celles exposées dans la partie 2.2 Enjeux scientifiques qui ont été déclinées sur ce chantier qui est caractérisé comme une zone micro-tidale avec un faible fetch, située en entrée d'un plateau continental adjacent dont les échelles fines constituent également un enjeu important, notamment pour l'assimilation.

2.3.2.2 Méthodologie et outils: modélisation

Couplage OAV :

Les modèles hydrodynamiques (régionaux et zooms côtiers) ont été et seront couplés à Méso-NH afin d'améliorer les champs atmosphériques et hydrodynamiques (test de l'impact du front en température lors d'un épisode d'upwelling, test de la résolution et des effets orographiques). Un premier objectif est de proposer une hydrodynamique plus réaliste pour forcer le compartiment biogéochimique.

Protocole de couplage MesoNH-Symphonie

Pour répondre à cet objectif des modélisations couplées océan-atmosphère et physique-biogéochimie ont été mises en place, de l'échelle du bassin méditerranéen jusqu'au plateau du Golfe du Lion. L'influence de la résolution horizontale des modèles atmosphérique et hydrodynamique sur la dynamique physique et biogéochimique a été analysée.

La stratégie de modélisation mise en place dans cette étude est une méthode de downscaling de l'échelle du bassin vers le côtier, illustrée par la **Figure 2.32**. Dans un premier temps, une configuration régionale du modèle SYMPHONIE (Marsaleix et al. 2008, 2009, 2012), à 2 km de résolution, est couplée avec une configuration régionale du modèle atmosphérique Méso-NH (Lac et al. 2017), à l'aide de l'interface de couplage SURFEX-OASIS (Voltaire et al. 2017). Cette configuration régionale couplée océan-atmosphère est initialisée et forcée aux frontières, par les analyses PYS2V4R4 délivrées par Mercator-Océan pour la partie océanique, et par les analyses atmosphériques opérationnelles délivrées par ECMWF pour la partie atmosphérique. Pour évaluer l'impact de la résolution du modèle atmosphérique sur la représentation de l'upwelling de Cassidaigne deux configurations du modèle Méso-NH sont utilisées, une configuration avec une résolution horizontale de 10 km (CPL MNH10km) et une configuration avec une résolution horizontale de 2.5 km (CPL MNH2.5km). Ces deux configurations sont similaires à celles utilisées respectivement par Seyfried et al. 2017 et 2018. Dans un second temps, pour évaluer l'impact de la résolution du modèle océanique sur la représentation des upwellings, une descente d'échelle est effectuée à l'aide du modèle SYMPHONIE. Une configuration du Golfe du Lion à 500 m de résolution horizontale (S500m) est emboîtée dans la configuration régionale CPL MNH2.5km. Cette configuration haute résolution est elle-même couplée avec le modèle Méso-NH à 2.5 km de résolution, initialisé et forcé aux frontières par les analyses de ECMWF. L'ensemble des simulations débute le 1er juillet 2012 et se termine le 30

septembre 2012. Les trois simulations (10, 2.5 et 0.5km) sont initialisées à partir d'une simulation de trois mois (1er avril - 1er juillet 2012) du modèle océanique SYMPHONIE forcé à la surface par des flux calculés à partir des paramètres bulk des prévisions opérationnelles délivrées ECMWF (configuration non couplée à Mésos-NH donc) et aux frontières par les analyses PSY2V4R4.

Dans les différentes configurations, nous avons pris en compte les apports d'eau douce fluviaux, en utilisant des données journalières (Banque Hydro, www.hydro.eaufrance.fr).

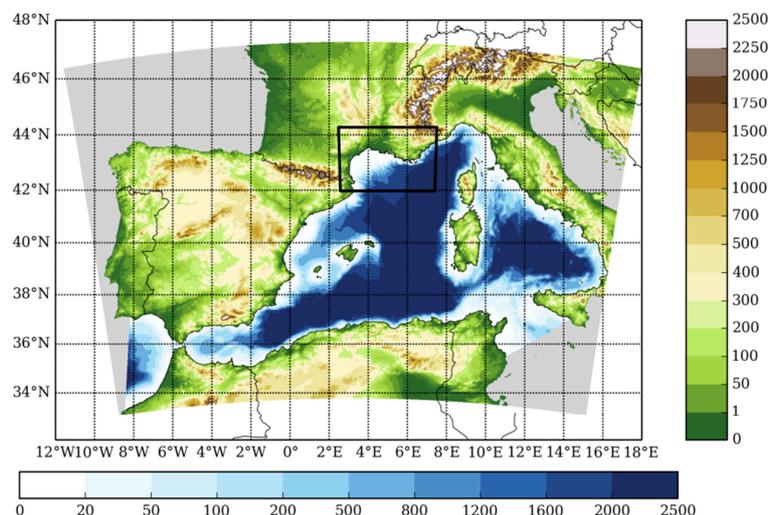


Figure 2.32 : Extension spatiale des configurations régionales du modèle Symphonie couplé océan-atmosphère, orographie (m) du modèle atmosphérique (barre de couleur verticale) et bathymétrie (m) du modèle océanique (barre de couleur horizontale). Le rectangle noir indique l'extension spatiale de la configuration haute résolution (500 m) centrée sur le Golfe du Lion.

Protocole de couplage MesoNH-MARS3D

Le protocole de simulations utilisé pour le chantier Iroise sera appliqué sur la région des upwellings intermittents pour des résolutions spatiales de 400 m et 100 m, la configuration 400 m étant partagée avec les études numériques de biogéochimie.

En Méditerranée, la dynamique océanique frontale côtière étant souvent le résultat de la présence d'upwellings côtiers intermittents, le réalisme des simulations hydrodynamiques dépend en grande partie du forçage atmosphérique. Des analyses complémentaires chercheront donc à établir le raffinement nécessaire pour mieux représenter la dynamique atmosphérique (effets orographiques, résolution horizontale, ...). La rétroaction océan-atmosphère, sans présence de courant de marée, sera diagnostiquée. Enfin, la représentation de l'effet des vagues (fetch court) sera étudiée bien qu'on s'attende à une influence moindre qu'en région Iroise.

Le protocole de couplage du chantier Iroise n'ayant pas encore été appliqué en Méditerranée, le modèle hydrodynamique MARS3D a été forcé par le modèle le modèle opérationnel de prévision du temps AROME de Météo France, et par le modèle atmosphérique MM5 (Acrid-ST) qui forçait le système opérationnel Previmer en Méditerranée.

Descente d'échelles :

Pour la partie atmosphérique, nous avons utilisé la méthodologie développée durant la phase 1 d'AMICO permettant de descendre à des échelles de l'ordre de la centaine de

mètres, en partant d'analyses opérationnelles AROME de Météo-France et utilisant le modèle Meso-NH.

Pour l'hydrodynamique et la biogéochimie:

- Deux modèles couplés 1-way physique biogéochimie ont été mis en œuvre aux échelles **régionale et côtière**:
 - Plateforme 1: Modèle hydrodynamique **MARS3D** couplé à **ECO3M-Massilia**
 - Plateforme 2: Modèle hydrodynamique **SYMPHONIE** couplé à **ECO3M-S**
- Un modèle couplé 1-way physique biogéochimie a été mis en œuvre à l'**échelle du bassin** pour donner les mêmes conditions aux limites aux deux plateformes précédentes:
 - Plateforme 3: Modèle hydrodynamique **NEMO-MERCATOR** couplé 1-way à **ECO3M-S**

Grâce à ces 3 plateformes, deux descentes d'échelles, de l'échelle du bassin vers le côtier, ont été mises en œuvre. L'hydrodynamique de NEMO-MERCATOR, plus précisément les analyses opérationnelles PYS2V4R4 délivrées chaque semaine, servent de conditions initiales et aux limites pour les plateformes régionales.

- Plateforme 1: Elle repose sur une descente d'échelles à deux niveaux. MARS3D est opéré à 1.2km puis un zoom AGRIF 2-way sera opéré à 400m (**Figure 2.33**).
- Plateforme 2: Elle repose sur une grille à résolution de 2km puis un zoom à 500m (**Figure 2.34**).

La résolution aux frontières de ces deux plateformes est celle de la plateforme 3 (NEMO-MERCATOR au 1/12°).

Pour la biogéochimie, la stratégie de descente d'échelles sera du même type. A l'échelle du bassin, le modèle biogéochimique ECO3M-S est opéré en offline dans les analyses de NEMO-MERCATOR (1/12°) à l'aide de l'outil de couplage BLOOM. Ces simulations ont fourni les conditions aux limites ouvertes (et conditions initiales) des deux plateformes régionales/côtières.

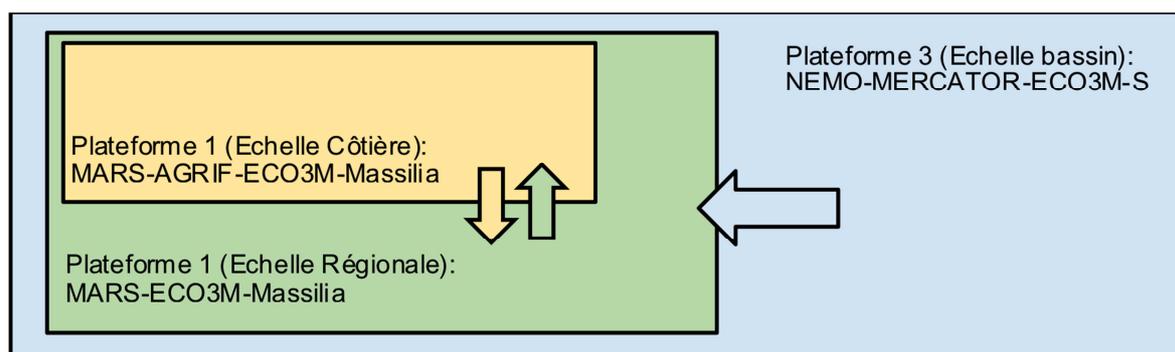


Figure 2.33: Les différentes plateformes de modélisation basées sur MARS3D utilisées sur la région Méditerranée

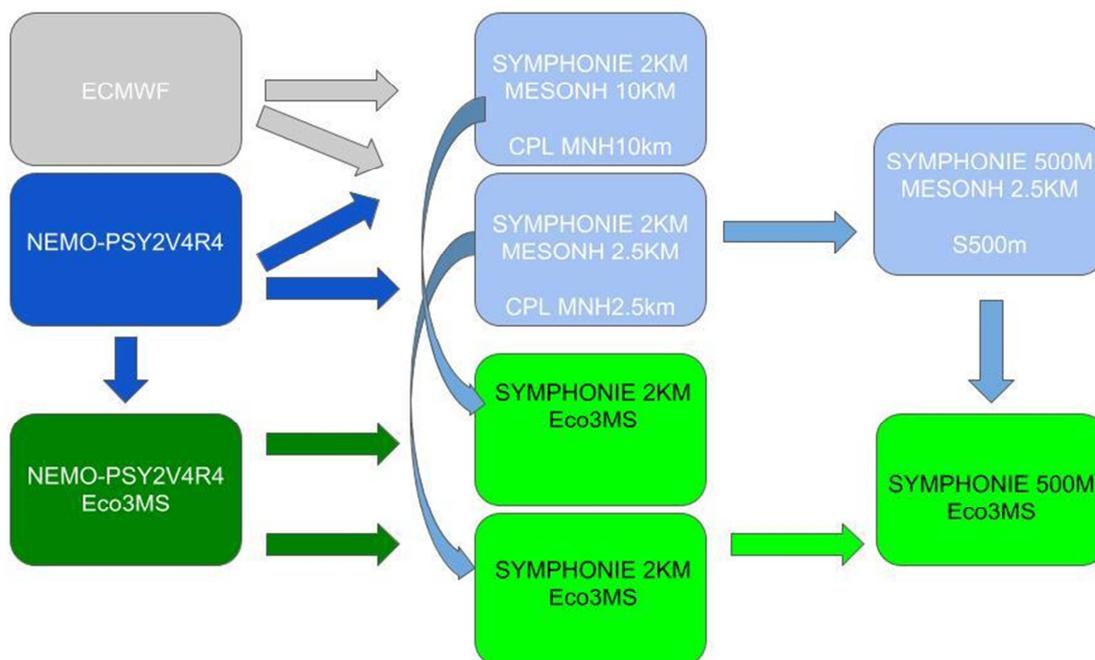


Figure 2.34: Les différentes plateformes de modélisation basées sur Symphonie utilisées sur la région Méditerranée

La Plateforme 1 (MARS3D-ECO3M-Massilia) utilisera, comme suggéré par les résultats d'AMICO de la première phase, le même modèle biogéochimique aux échelles régionale (1.2km) et côtière (400m). La plateforme 2 utilisera ECO3M-S, le même modèle biogéochimique à toutes les échelles.

2.3.2.3 Méthodologie et outils: assimilation

Objectifs et démarche:

Comme dans la Phase 1 d'AMICO, l'équipe du LEGOS s'est intéressée à la problématique de l'imbrication de modèles océaniques du domaine côtier-plateau dotés de grilles à haute résolution (de l'ordre de quelques centaines de mètres) dans des modèles régionaux de résolution plus grossière, de manière conjointe avec l'assimilation de données locales. L'objectif est toujours de proposer un outil et un ensemble de pratiques permettant de passer l'information de systèmes régionaux (simulations, observations) vers des systèmes côtiers, et ce de manière intégrée avec l'utilisation d'observations locales et avec la gestion des erreurs des différentes sources d'information.

Dans la Phase 2 d'AMICO (projet AMICO2), nous avons appliqué les approches de la Phase 1 à une région commune aux 3 composantes d'AMICO, à savoir la Méditerranée Nord-Ouest, et sur un processus commun à ces 3 composantes, les upwellings profonds au large de la région Toulon-Cassis. Les zones d'upwellings intermittents profonds (faisant face au talus ou à un canyon) en Méditerranée nord-occidentale sont en général mal reproduites par les modèles régionaux. Elles constituent un objet d'étude privilégié pour comprendre si cette représentation erronée peut être impactée par l'assimilation. En outre, les échelles fines et la présence de mesures de radars HF constituent également un enjeu important, notamment pour l'assimilation.

Notre démarche générale a été la suivante. Par la modélisation stochastique ensembliste dans une simulation côtière emboîtée dans une autre simulation AMICO2, nous avons généré un voisinage afin de représenter les incertitudes du modèle côtier. Nous avons analysé les moments d'ordre 1 et 2 des incertitudes ainsi générées, et analysé via les représentateurs (fonctions d'influence) l'impact potentiel de mesures de surface sur nos

variables d'intérêt, ici celles associées à un épisode d'upwelling en juillet 2012 au large de Cassis. Cette approche a permis d'indiquer l'impact potentiel de ces mesures via l'assimilation aux fins d'améliorer la représentation erronée évoquée plus haut, mais a aussi mis l'accent sur les erreurs résiduelles des modèles utilisés.

Un rapport détaillant le protocole expérimental et les résultats du downscaling ensembliste et de l'assimilation dans les Phases I et II du projet AMICO est disponible en document supplémentaire.

Configuration modèle pour l'assimilation:

Pour les études d'ensemble et d'impact des observations pour l'assimilation, compte tenu du coût élevé du zoom Symphonie 500 m décrit ci-dessus, nous avons mis en place un emboîtement supplémentaire à résolution identique (500 m) sur une partie du littoral s'étendant entre Fos-sur-mer et Cavalaire, incluant en particulier la totalité de la zone d'upwellings de Cassis/Cassidaigne, et s'étendant à 60 km de la côte au droit de la zone d'upwellings, soit plusieurs fois le rayon interne caractéristique de l'extension cross-shore du processus. Les conditions initiales et aux limites sont fournies par le zoom Symphonie 500 m décrit ci-dessus. Ces simulations, dénotées "parente" (le zoom) et "fille" (emboîtement dans le zoom) pour les expériences d'ensemble, sont forcées et non couplées; néanmoins, les incertitudes sur les forçages atmosphériques sont explicitement pris en compte dans la génération des ensembles.

Nous avons prévu d'adopter une configuration en physique seule pour des raisons de légèreté, mais avons envisagé la possibilité d'une expérience d'ensemble avec la biogéochimie (ECO3M-S) activée pour mettre en évidence l'impact de l'assimilation des variables physiques sur les variables et processus biogéochimiques. Compte tenu du temps très court et des difficultés rencontrées par ailleurs avec les champs AROME, cette expérience n'a pas encore pu être réalisée à la date de rédaction de ce rapport.

La Méditerranée est une mer microtidale. Par conséquent, les aspects liés à la descente d'échelles de la marée étudiés en Phase I dans le Golfe de Gascogne ne seront pas repris.

Codes de calcul mis en oeuvre:

Pour les expériences d'ensemble et d'assimilation, nous disposons de l'outil générique SDAP (<https://sourceforge.net/projects/sequoia-dap/>) adapté et complété en Phase I par la prise en compte du downscaling et considérablement amélioré dans cette Phase II (voir ci-dessous). Ce code tourne à présent sur plusieurs supercalculateurs, dont à l'ECMWF dans le cadre de deux projets Service Evolution du Copernicus Marine Service (CMEMS), et sera maintenu et amélioré dans les années à venir. Dans le cadre de ces projets CMEMS, une interface avec le code national labellisé NEMO a été développée.

Dans AMICO, nous utilisons Symphonie, qui est un modèle numérique du service labellisé SIROCCO. SDAP et Symphonie sont deux codes parallélisés qui utilisent notamment la bibliothèque MPI. Cependant, jusqu'à présent, les deux parallélisations ne pouvaient être utilisées ensemble, ce qui n'était pas un problème en Phase I mais le devient avec des simulations plus lourdes. Ainsi qu'il est indiqué dans le rapport détaillé, le LEGOS a travaillé en Phase II à cette amélioration qui renforce la généralité de l'outil et lui permet de s'interfacer plus efficacement avec d'autres codes parallélisés comme NEMO.

Comme en Phase I, le schéma d'assimilation de référence est le filtre de Kalman d'Ensemble (EnKF), une méthode coûteuse mais dotée d'une dynamique d'erreur bien adaptée à l'océan côtier. SDAP est comme en Phase I interfacé avec Symphonie, mais rappelons qu'il s'agit d'un code générique qui peut piloter d'autres modèles à la condition d'en développer l'interface. Le nombre de membres varie entre 20 et 100 comme en Phase I selon les ressources disponibles et le coût de l'intégration du code numérique.

2.3.2.4 Méthodologie et outils: métriques

Les métriques de comparaison modèle/modèle et modèles/observations définies pendant la première phase d'AMICO concernant des variables physiques et biogéochimiques ont été réutilisées et complétées pour évaluer l'impact de ces différents couplages. Elles pourront en outre être partagées par les communautés scientifiques et opérationnelles.

Métriques modèle/modèle :

Les métriques mises au point lors de la première phase d'AMICO seront utilisées pour qualifier les différents tests de simulation :

- Cartes spatiales des variables hydrodynamiques et biogéochimiques
- Cartes spatiales comparées modèle/modèle de RMS, énergie cinétique, température
- Sections verticales comparées modèle/modèle de RMS, énergie cinétique, température
- Évolution temporelle à des points fixes et sur des sections verticales des variables hydrodynamiques et biogéochimiques

Ces comparaisons seront enrichies pour les variables atmosphériques (roses des vents).

De nouvelles métriques ont également été mises en place :

- Diagrammes de Taylor.

Observations :

Nous avons utilisé les observations *in situ* hydrodynamiques (de température, de courant) et biogéochimiques (chlorophylle, nutriments), ainsi que les données de forçage (de vent) pour comparer les résultats de modélisation aux observations.

Étant donné que les observations *in situ* ne se trouvent pas en très grand nombre et de manière assez espacées, surtout si l'on s'intéresse plus particulièrement à notre zone d'étude (**Figure 2.35**), nous avons d'abord recensé les données disponibles en fonction des périodes. Nous avons accordé une importance particulière aux données biogéochimiques obtenues par filtration, qui sont plus fiables mais plus rares.

Nous avons utilisé les données de température *in situ* mesurées depuis 1999 dans notre zone (stations de Riou, Cassis et Port Cros) par des thermistances espacées de 5 m sur la verticale, jusqu'à 40 m par le réseau TMed-Net (<http://www.t-mednet.org/t-mednet-data>) (PI : N. Bensoussan).

Pour évaluer le modèle couplé océan-atmosphère, nous avons également utilisé les données de courant de l'ADCP Julio situé dans la région est du plateau (Barrier et al. 2016) (PI : A. Petrenko). Les données de courants sur la verticale mesurés à Julio ont été complétées par des observations de courantologie issues d'un radar HF (communication personnelle B. Zakardjian).

I. Taupier-Letage a extrait les données de ferrybox TRANSMED (www.ifremer.fr/transmed) et réalisé les figures pour les upwellings d'été de 2012 et 2013 (Taupier-Letage et al., 2014). Les données de Ferrybox Transmed sont sous forme de figures et de graphiques associés de la position du ferry en fonction du temps (en jours) avec la température et la salinité mesurées sur la trajectoire du ferry.

En plus de ces données, nous avons utilisé des données de plusieurs campagnes océanographiques qui ont été réalisées durant l'été 2012 : comparaisons avec les données des campagnes MOOSE-GE (24/07-08/08/2012, Testor et al. 2012) au large du Golfe du Lion. Les profils CTD réalisés pendant ces campagnes sont complétés par des données de

Gliders et de flotteurs ARGO (<http://www.coriolis.eu.org>) présents dans la région à cette période (**Figure 2.36**). Enfin les données biogéochimiques de MOOSE (PI : D. Lefèvre) sont sous forme de tableaux rassemblant à une date donnée, les mesures biogéochimiques de nutriments (en μM) : nitrates plus nitrites (NO_2+NO_3), phosphate (PO_4), silicates (SiOH_4) et ammonium (NH_4) en fonction de la profondeur à la station de mesure fixe appelée Antares (**Figure 2.35**).

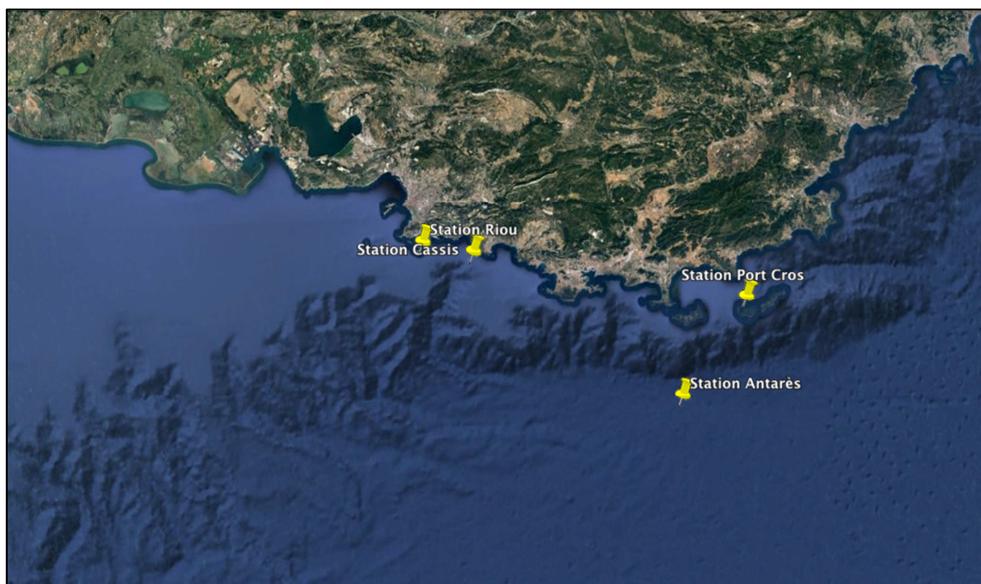


Figure 2.35 : zone d'étude des upwellings intermittents profonds (situées en face du talus et des canyons) et localisation des stations de suivi TMed-Net (Riou, Cassis et Port Cros) et de la station Moose Antares.

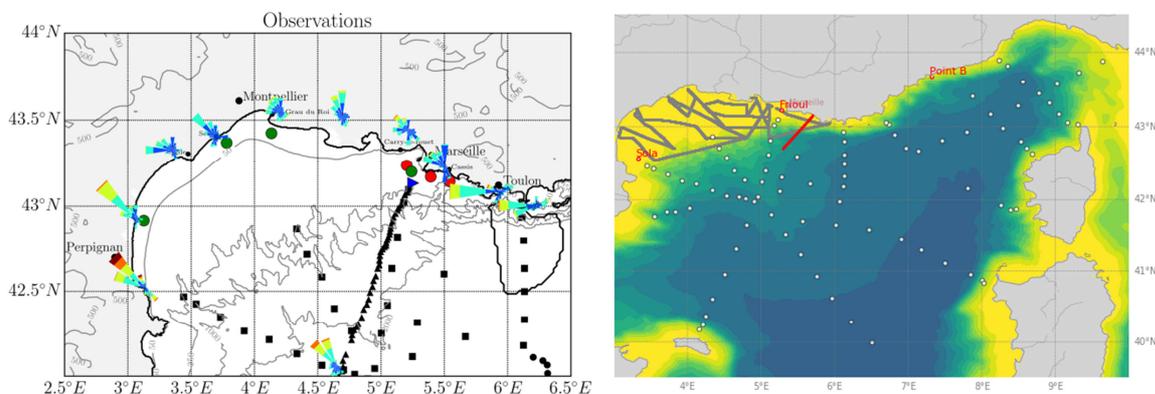


Figure 2.36 : a/ Position de différentes observations disponibles durant l'été 2012 : CTD (carré noir), Gliders (triangle noir), ARGO (rond noir), mouillages TMed-net (rond rouge) et IFREMER (rond vert), ADCP Julio (triangle bleu), stations météo (rose des vents pour l'été 2012), couverture radar courantologie (contour noir). b/ Trajectoire réalisée pendant la campagne CARBORHONE (en gris), positions des stations du réseau SOMLIT (de l'ouest vers l'est: Sola (Banyuls), Frioul (Marseille) et Point B (Villefranche), en rouge); stations réalisées pendant la campagne MOOSE-GE indiquées par les cercles blancs.

Nous avons également utilisé pour détecter les événements, les données satellites de température de surface AVHRR (non corrigées) (http://www.ifremer.fr/osis_2014/), Copernicus SST de niveau L3 SST_MED_SST_L3S_NRT_OBSERVATIONS_010_012 (<http://www.marine.copernicus.eu/services-portfolio/access-to-products/>) et des observations satellite de température de surface MODIS, produites par la NASA (2014).

Nous avons utilisé les images satellitaires de chlorophylle, téléchargées depuis le site CMEMS (<http://marine.copernicus.eu>) pour évaluer la distribution spatiale de la concentration

de chlorophylle en surface. Nous utilisons des images de moyennes journalières de surface en chlorophylle de niveau L3 et de résolution 1 km, basées sur l'algorithme OC5ci (OCEANCOLOUR_ATL_CHL_L3_REP_OBSERVATIONS_009_067) et les secondes de résolution 1 km basées sur les algorithmes Med-OC4 et AD4 (OCEANCOLOUR_MED_CHL_L3_REP_OBSERVATIONS_009_073).

La partie "downscaling ensembliste et assimilation" utilise de plus les données suivantes (voir rapport détaillé pour plus d'informations):

- Données SST Copernicus de niveau 4:
SST_MED_SST_L4_REP_OBSERVATIONS_010_021.
- Données de courants de surface de radars HF du MIO (projet MOOSE). Seules les données du site autour de Toulon ont été utilisées.

Métriques modèle/mesures :

Nous reprenons les métriques déjà définies et utilisées dans la première phase d'AMICO (cf. Rapport final AMICO I) :

- Évolution temporelle à des stations fixes (réseaux SOMLIT, MOOSE, TmedNet) des variables hydrodynamiques et biogéochimiques
- Comparaison avec les mesures gliders (T/S, Chl, O2, Nitrate, CDOM, Fluorescence, Turbidité suivant ce qui est disponible pour la période choisie)
- Comparaison avec les mesures radars HF
- Détection des structures d'upwelling sur les images IR AVHRR canal4
- Comparaison avec les images satellite de SST et de Chl délivrées par Copernicus

De nouvelles métriques identiques à celles utilisées pour les autres sites, ont été mises en place :

- Mesures superficielles de courant / vent et de turbulence en bas de la couche atmosphérique et dans la couche superficielle marine
- Vent aux stations météo côtières, à la bouée météo LION.

De plus, comme pour les comparaisons modèle/modèle, des diagrammes de Taylor ont été mis en place pour les comparaisons modèles/données.

Métriques d'assimilation :

Outre les métriques définies ci-dessus, des métriques spécifiques sont utilisées pour les runs d'assimilation, notamment les suivants:

- Écart-type d'ensemble (spread)
- Fonctions d'influence (représentateurs).

2.3.2.5 Résultats

Des rapports des laboratoires L.A., LEGOS et M.I.O. détaillant les résultats obtenus sont proposés en documents supplémentaires.

Caractérisation des processus d'upwelling étudiés

Les périodes étudiées sont la période juillet-septembre 2012 et la période août-octobre 2013 marquées par plusieurs événements d'upwelling dans la région de Cassis-Toulon, caractérisés par des durées et des intensités variables, et identifiés par une diminution de la

température en surface à différentes stations (Riou, Cassis, Port-Cros) du réseau T-MEDNet.

L'étude de plusieurs upwellings en 2012 et 2013 et leur comparaison, permet de mettre en évidence les ressemblances et les différences entre les phénomènes pour la même année puis voir la variabilité entre les deux années successives. En particulier, il s'agira de mettre en évidence les éléments concernant les gradients thermiques et les signatures biogéochimiques associés à ces épisodes.

Avant d'étudier en détail l'effet de ces processus, nous avons commencé par les caractériser grâce aux phénomènes mesurés en température à partir du réseau de mesures *in situ* TMed-Net.

Cette caractérisation ne peut se faire que grâce à des mesures *in situ* fines à la côte, or malheureusement l'imagerie satellite ne peut pas encore permettre cela pour deux raisons : le pixel le plus proche de la côte non flagué est situé à une distance non négligeable de celle-ci. De plus, les produits opérationnels comme ceux du CMEMS subissent un contrôle qualité basé sur l'anomalie de la valeur de température et les produits de SST satellite sont flagués dès qu'ils sont considérés comme des « anomalies » en température (donc trop froid en été en Méditerranée). Le résultat de ce contrôle qualité engendre des surestimations nettes de la température à la côte dans notre zone, et une perte considérable de la variabilité comme le montre la comparaison à la station Riou située dans la zone de Cassidaigne (**Figure 2.37**).

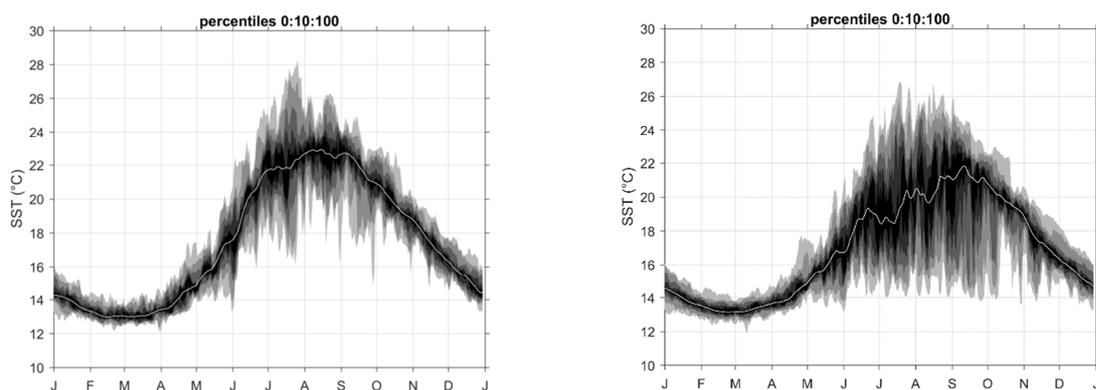


Figure 2.37 : Comparaison de l'évolution temporelle journalière des déciles de température (SST satellite L4-REP 2004-2017 au pixel le plus proche à gauche) température *in situ* (à droite) 2004 à 2017 à 5 m pour la station Riou. Médiane en blanc et déciles en grisé.

Nous avons donc poursuivi notre caractérisation à partir des données *in situ* du réseau TMed-Net plutôt qu'à partir des images satellites. Nous avons considéré les deux stations où les séries de données sont les plus longues et qui sont situées aux extrémités ouest et est de notre zone d'étude: Riou et Port-Cros (**Figure 2.35**).

Nous avons d'abord caractérisé les upwellings d'été (de juillet à septembre inclus) sur la période de mesures (2001 à 2017) pour savoir si les épisodes de 2012 et 2013 étaient représentatifs des upwellings observés ces dix-sept dernières années.

Nous avons d'abord regardé la température minimale horaire observée durant l'été (de juillet à septembre) en 2012 et 2013 par rapport aux autres années afin de constater que les refroidissements observés ces années-là sont assez représentatifs de la série (**Figure 2.38**). En effet, il semble que pour la station Riou, les températures minimales observées sont proches de la valeur moyenne de la période 2001-2017 (14.01 +/- 0.38 °C) avec un épisode plus froid en 2013. Par contre, la station Port-Cros moins souvent influencée par le Mistral (car située la plus à l'est de notre zone d'étude) semble présenter des valeurs nettement plus froides en 2013 que la moyenne sur la période (15.46 +/- 0.99 °C).

De la même manière, nous avons voulu évaluer la fréquence des upwellings chaque année en période estivale (de juillet à septembre) en comptant le nombre de jours cumulés où la température journalière est $< 18^{\circ}\text{C}$ aux stations TMed-Net (durée cumulative en jours à partir des observations horaires). Nous observons sur la **Figure 2.39** que les situations d'upwelling sont beaucoup plus nombreuses à la station Riou (34.69 +/- 8.45 jours) qu'à la station Port-Cros située plus à l'est (5.27 +/- 4.71 jours). D'autre part, les situations d'upwelling de 2012 et 2013 semblent être moins longues à Riou que les autres années sur la période 2001 à 2017 (environ 30 jours cumulés), alors que pour Port-Cros, ce sont des situations d'environ cinq jours cumulés, plus longues que la moyenne sur la période.

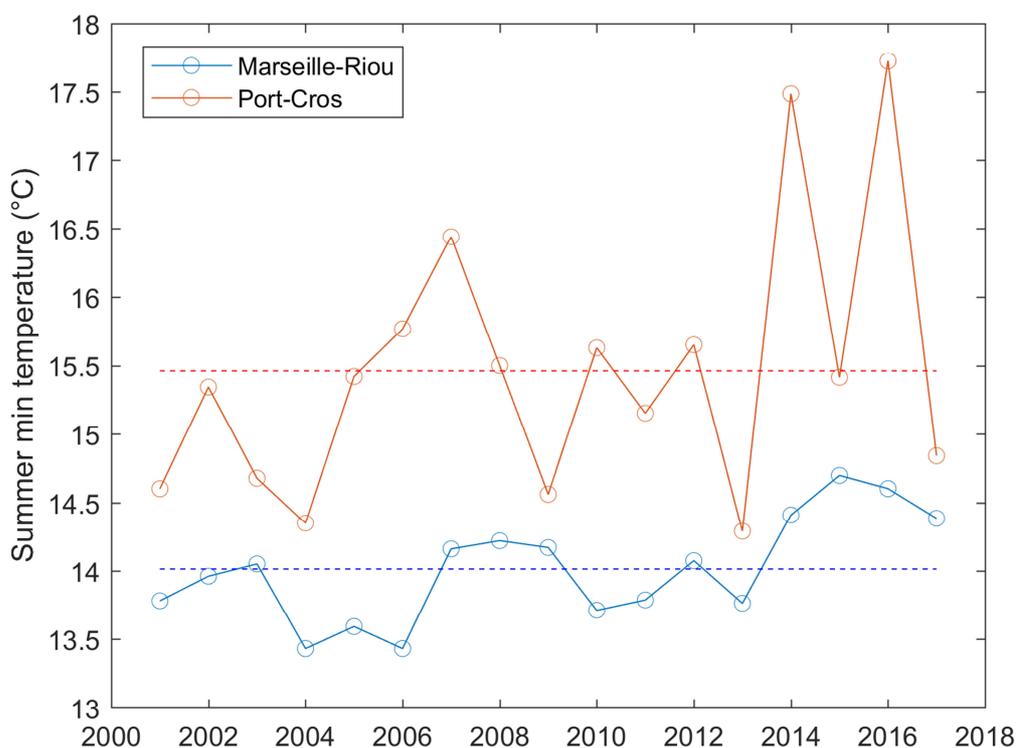


Figure 2.38 : température minimale horaire observée entre juillet et septembre chaque année aux stations TMed-Net de Riou (bleu) et Port-Cros (rouge), valeurs moyennes sur la période en tirets.

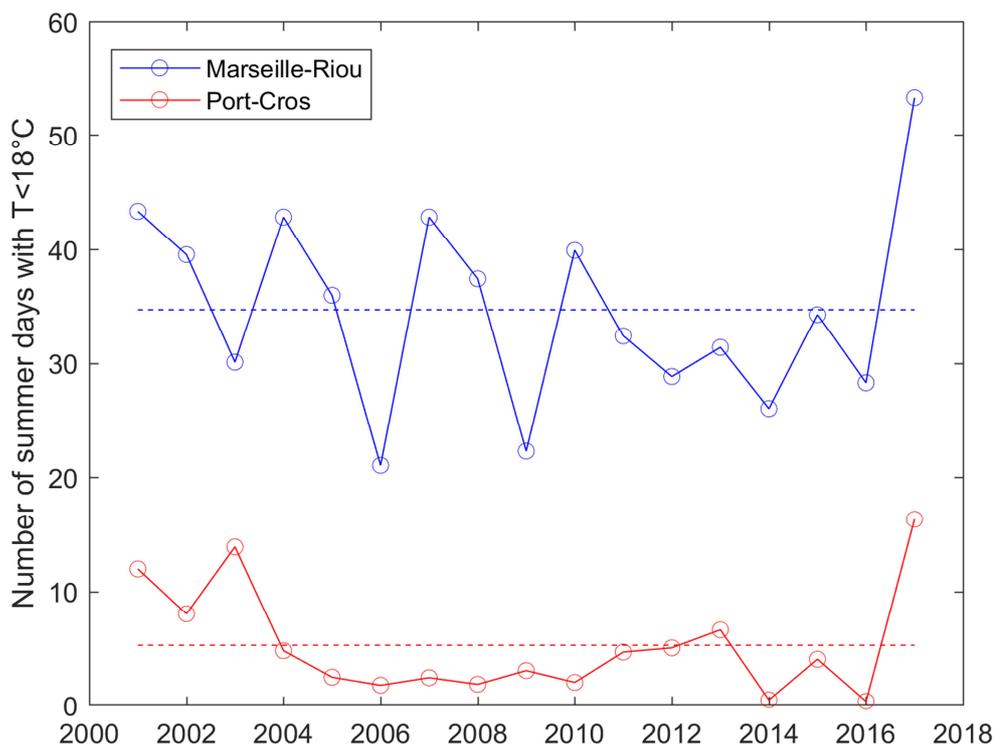


Figure 2.39 : durée cumulative en jours calculée à partir des enregistrements horaires observée entre juillet et septembre chaque année aux stations TMed-Net de Riou (bleu) et Port-Cros (rouge), valeurs moyennes sur la période en tirets.

Grâce aux anomalies de température calculées par rapport à la valeur moyenne de chaque jour enregistrée à 10 m sur la période, nous pouvons identifier les différents épisodes d'upwelling pour chaque année et pour chaque station (**Figure 2.40**).

En 2012, nous avons noté trois périodes d'upwellings avec d'intenses remontées d'eaux froides, qui ont eu lieu mi-juillet, fin août et mi-septembre. La durée du premier phénomène d'upwelling est d'environ deux semaines, du 12/07 au 25/07 alors que les deux épisodes suivants ont duré moins longtemps. L'anomalie de température de juillet 2012 indique une baisse significative synonyme d'un upwelling long et intense aussi bien à Riou qu'à Port-Cros. L'autre épisode de fin août 2012 a duré une dizaine de jours, du 27/08 au 06/09, est bien visible à Riou et séparé en deux phases successives de refroidissement autour du 1^{er} septembre, mais plus faible à Port-Cros avec une seule phase de refroidissement. Enfin, un dernier épisode remarquable à Riou mais moins à Port-Cros a lieu mi-septembre 2012.

En 2013, nous avons noté trois périodes d'upwellings d'août à octobre dont deux phénomènes majeurs intervenant fin août et mi-septembre. L'upwelling de fin août dure une semaine du 25/08 au 31/08 et se caractérise par une anomalie de la température notable. Le second épisode qui est majeur a lieu mi-septembre 2013 et a duré une douzaine de jours, du 10/09 au 22/09 avec un refroidissement intense que l'on observe sur les stations Riou et Port-Cros. L'upwelling d'octobre dure approximativement une vingtaine de jours du 11/10 au 30/10, avec un refroidissement moindre.

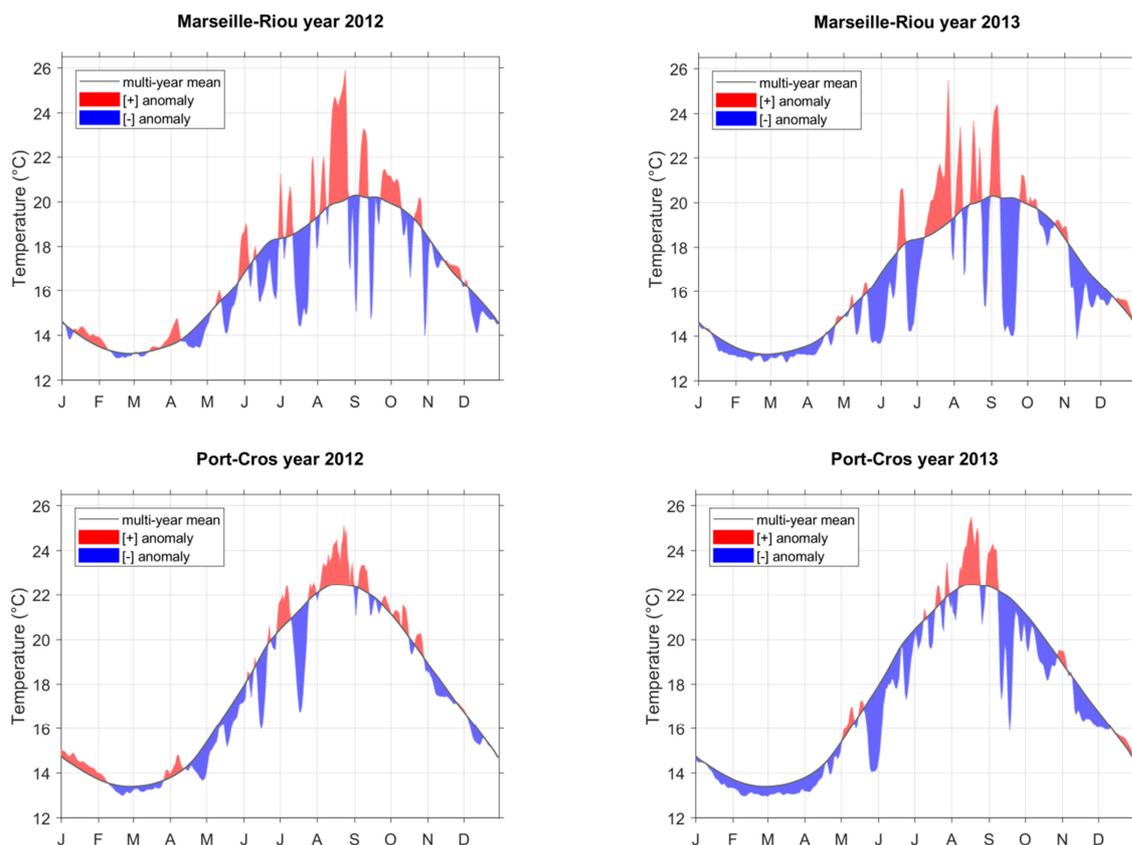


Figure 2.40 : Anomalies de température par rapport à la valeur moyenne de chaque jour enregistrée à 10 m sur la période à la station Riou (en haut) et à la station Port-Cros (en bas).

Couplage Océan-Atmosphère

Dans un premier temps, pour évaluer le modèle couplé océan-atmosphère dans notre région d'étude, nous avons comparé le vent simulé au vent observé. Les **Figures 2.41 a et b** illustrent les différents régimes de vents dans le Golfe du Lion pendant l'été 2012, simulés respectivement par CPL MNH10km et CPL MNH2.5km. Les deux simulations reproduisent des régimes de vents similaires, avec une intensité maximale des vents légèrement plus importante pour CPL MNH2.5km. La région ouest est dominée par des vents de nord-ouest correspondant à la Tramontane. La région centrale est dominée par des vents du nord, et la région est par des vents d'ouest, correspondant dans les deux derniers cas à des vents de Mistral. Dans la région est le Mistral effectue une rotation entre l'embouchure du Rhône et Toulon en s'appuyant sur la côte. Les comparaisons des roses de vents observés (**Figure 2.36 a**) et modélisés (**Figures 2.41 a et b**) montrent que les régimes de vents sont bien reproduits par les deux simulations. Cependant, l'intensité maximale des vents est sous-estimée dans les deux simulations par rapport aux observations. À la station météo de Cassis une succession d'événements de vents d'intensité supérieure à 10 m s^{-1} a été observée avec trois événements en juillet (2, 16 et 21 juillet), deux en août (25 et 31 août) et deux en septembre (14 et 20 septembre) (**Figure 2.41**). Ces événements sont représentés par les simulations avec une corrélation significative (0,75 pour MNH10km et 0,79 pour MNH2.5km, $p < 0,01$) et une intensité des maximums parfois plus faible, en particulier pour la simulation CPL MNH10km.

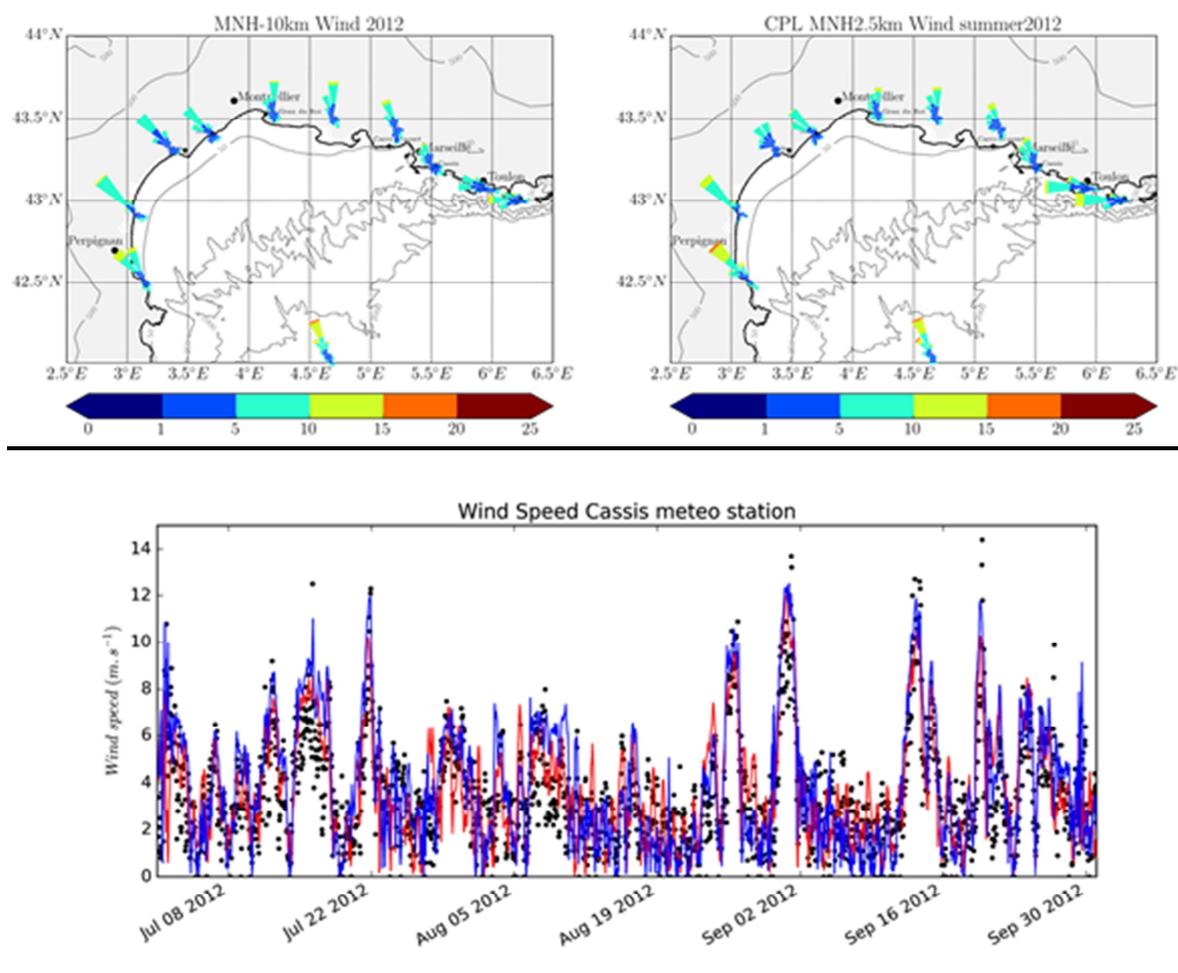
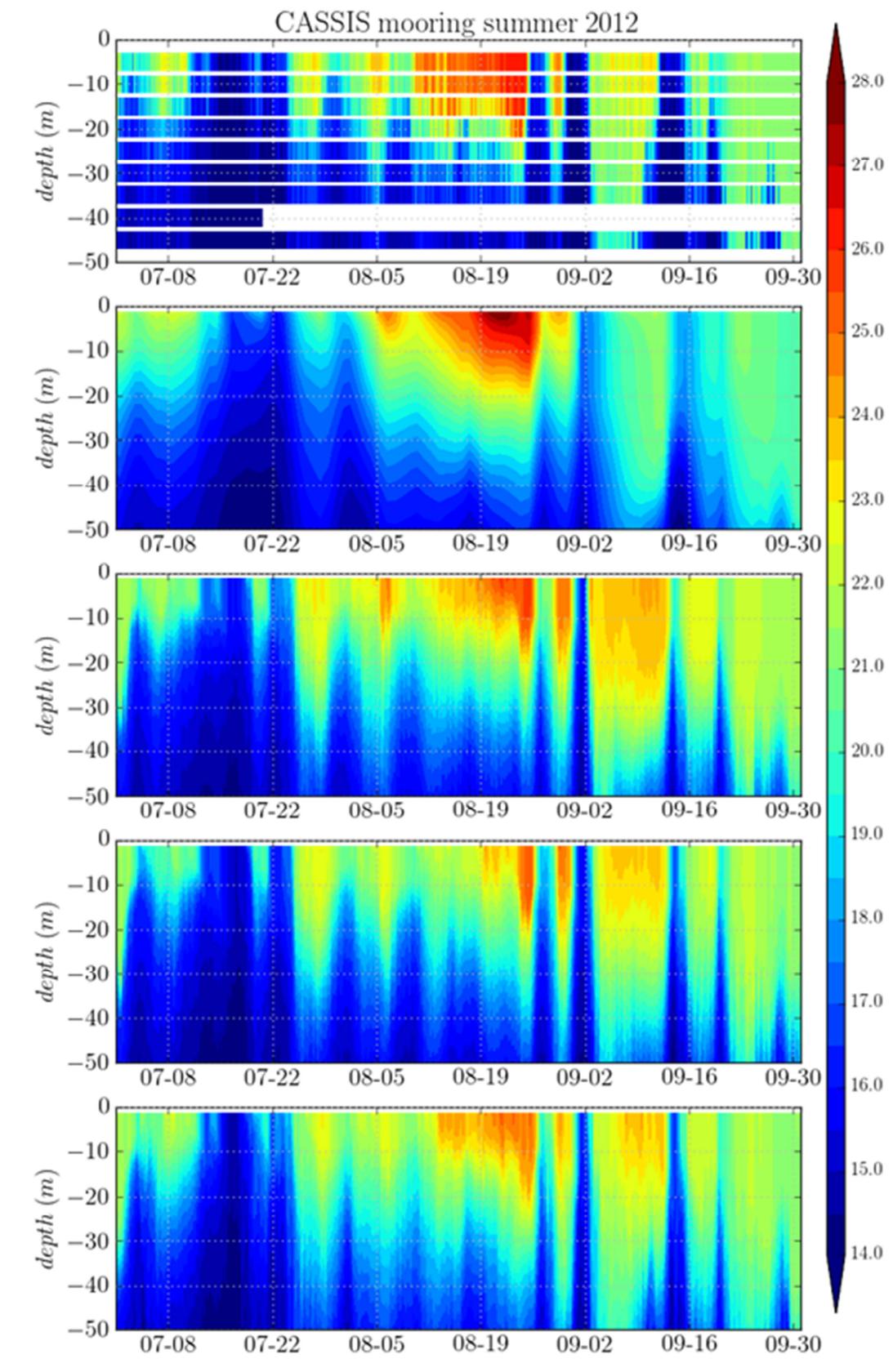


Figure 2.41 : En haut : carte de roses des vents (vitesse en m s^{-1}) pour l'été 2012 pour les simulations CPL MNH10km (à gauche) et CPL MNH2.5km (à droite). En bas : évolution temporelle de la vitesse du vent (m s^{-1}) à la station météo de Cassis pour les observations (en noir), les simulations CPL MNH10km (en rouge) et CPL MNH2.5km (en bleu).

Modélisation hydrodynamique des processus d'upwellings étudiés

Pour évaluer la capacité du modèle couplé à représenter les upwellings dans la baie de Cassis nous avons comparé les températures simulées dans les différentes configurations hydrodynamiques couplées et forcées aux observations du mouillage TMED-Net de Cassis (**Figure 2.42**, les comparaisons aux données des mouillages de Riou et Port Cros sont disponibles dans les documents supplémentaires). Une succession de chutes de température coïncidant aux périodes de vents forts identifiées sur les **Figures 2.40 et 2.41** est clairement visible. Ces chutes de température sont associées aux événements d'upwelling. Un premier événement d'upwelling intense d'une durée d'une quinzaine de jours a eu lieu mi-juillet, avec une homogénéisation de la température entre 45 m et 5 m de profondeur. En août, un réchauffement de la couche de surface jusqu'à un maximum de 26°C a été observé pendant les 3 premières semaines, puis un événement d'upwelling a eu lieu le 25 août, lors duquel un refroidissement est observé jusqu'à 5 m de profondeur où la température chute de 10°C en 24 heures atteignant ainsi 16°C à la fin de l'événement. Cet upwelling est suivi d'un réchauffement rapide et d'une seconde période d'upwelling fin août. En septembre, un réchauffement de la colonne d'eau sur toute la profondeur est suivi d'un événement d'upwelling autour du 14 septembre. Au total les 4 événements d'upwelling détectés sur la **Figure 2.40** et caractérisés par des diminutions importantes de température à 5 m de profondeur ont été observés (**Figure 2.42**). Des événements d'upwellings moins intenses ont également eu lieu pendant la période d'étude, comme par exemple le 1^{er} août,

le 8 août, le 20 septembre et le 28 septembre. La simulation PSY2V4R4 produit des événements d'upwelling beaucoup moins intenses et décalés dans le temps par rapport à ceux observés. Dans cette simulation, la chute de température observée le 25 août n'est pas reproduite, et un réchauffement trop important est modélisé en août. Les trois autres simulations couplées reproduisent bien la succession des événements d'upwelling (avec une corrélation à 10 m de profondeur de 0,77 pour MNH10km, 0,82 pour MNH2.5km et 0,83 pour S500m), mais l'intensité de ces événements est légèrement trop faible. Cependant, on peut remarquer que l'intensité des upwellings est plus importante et plus réaliste dans CPL MNH2.5km et S500m par rapport à CPL MNH10km. On note également que la température de la couche de surface en dehors des périodes d'upwelling est mieux représentée dans S500m. Les simulations MARS (1.2 km) forcées par AROME et MM5 reproduisent les successions d'événements d'upwelling associés à de fortes chutes de température de fin août à mi-septembre. L'intensité des upwellings et leur synchronisation est nettement plus fidèle aux données avec le forçage AROME.



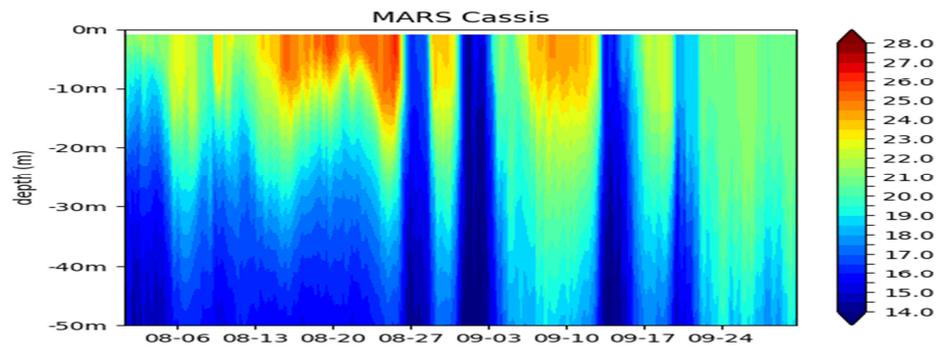


Figure 2.42: Diagramme de Hovmöller (temps, profondeur (m)) de la température (°C) au mouillage de Cassis (position indiquée sur les figures 2.35 et 2.36). Du haut vers le bas : observée, simulée dans PSY2V4R4, Symphonie CPL MNH10km, Symphonie CPL MNH2.5km et S500m (de juillet à septembre 2012), MARS3D forcé par le modèle opérationnel Arome.

Comme mentionné précédemment, les upwellings interviennent pendant les périodes de vents forts. Cependant la circulation locale peut moduler le déclenchement et l'intensité des upwellings (Millot, 1990). Il est donc important de bien représenter la circulation environnante et en particulier le Courant Nord (**Figure 2.31**). Nous avons comparé le courant modélisé dans les différentes simulations avec Symphonie, moyenné sur l'été 2012, à celui déduit des mesures de courantologie par radar HF réalisées à l'entrée du Golfe du Lion (**Figure 2.43**). Le courant moyen observé par le radar est parallèle à la côte et s'étend entre la côte et 42.75°N, avec une intensité moyenne comprise entre 0,3 et 0,4 m s⁻¹. Ce courant correspond au Courant Nord. La simulation PSY2V4R4 représente un courant plus faible que dans les observations avec une intensité comprise entre 0,15 et 0,3 m s⁻¹ dans la zone de couverture du radar. Les trois autres simulations représentent une extension plus réaliste du Courant Nord, mais l'intensité est plus forte que celle mesurée par le radar en particulier pour les simulations CPL MNH10km et CPL MNH2.5km. D'autre part, un ADCP installé au large de Marseille nous permet de valider l'évolution temporelle des courants simulés entre 20 m et 90 m de profondeur (**Figure 2.44**). L'ADCP mesure des courants de plusieurs centimètres par seconde sur toute la colonne d'eau à la fin et après les événements de chute de température décrits précédemment. Ces courants pourraient correspondre aux courants générés durant la relaxation de l'upwelling (Barrier et al. 2016). L'intensité des courants représentés par PSY2V4R4 augmente pendant les périodes de vents forts mais est beaucoup plus faible que celle observée. Les courants représentés dans les trois autres simulations sont plus réalistes en terme d'intensité. Cependant, les simulations CPL MNH10km et CPL MNH2.5km ne représentent pas bien le timing des courants observés. La simulation S500m représente mieux l'évolution temporelle mais l'intensité est légèrement supérieure à celle mesurée.

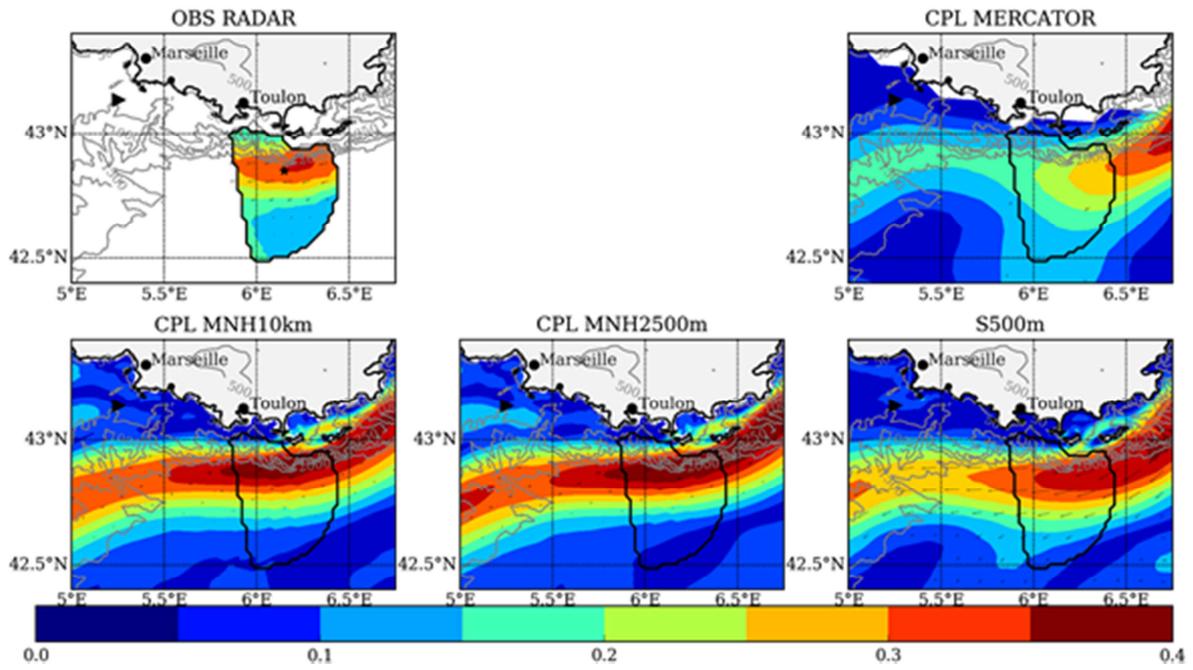


Figure 2.43: Carte du courant de surface moyen (m s^{-1}) pendant l'été 2012 observé par radar HF et simulé dans les 4 configurations de Symphonie..

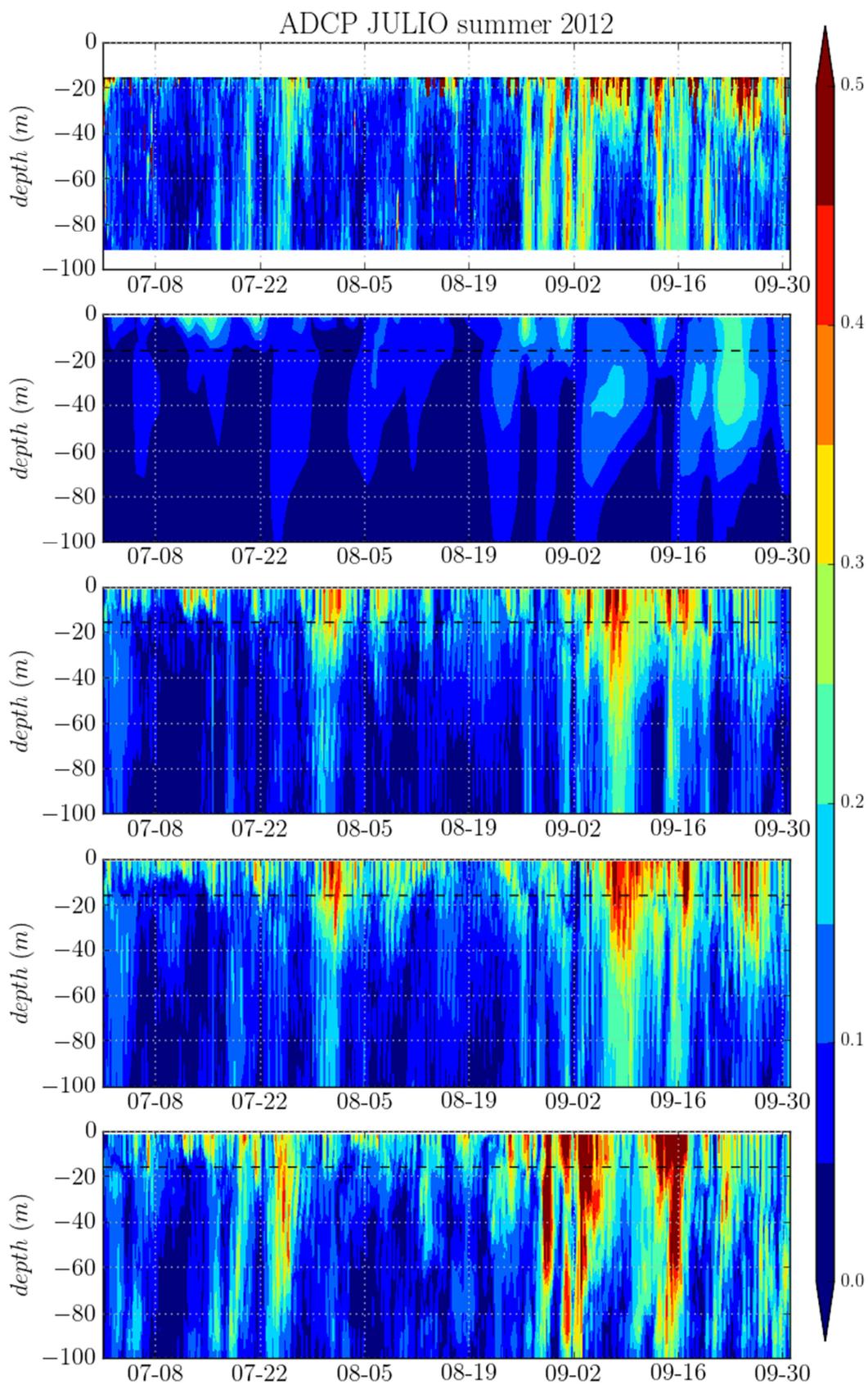


Figure 2.44: Diagramme de Hovmöller (temps, profondeur (m)) du courant (m s^{-1}) au niveau de l'ADCP Julio (position indiquée sur la figure 3a). Du haut vers le bas : observé, simulé dans PSY2V4R4, CPL MNH10km, CPL MNH2.5km et S500m.

Le mouillage de Cassis nous donne uniquement une vision unidimensionnelle des upwellings. Pour valider l'extension spatiale des upwellings nous avons comparé la

température de surface modélisée dans les différentes simulations avec celle observée par satellite. La **Figure 2.45** présente cette comparaison pour la journée du 16 juillet 2012 correspondant à une période de développement d'upwellings le long de toute la côte nord et est du Golfe du Lion, et pour laquelle la couverture des données satellite est convenable. La simulation PSY2V4R4 reproduit une diminution de température près des côtes mais avec une extension spatiale et une intensité peu réalistes. La zone de faible température s'étend entre Marseille et Toulon dans la direction sud-ouest sur l'image satellite alors qu'elle se développe vers le sud dans la simulation PSY2V4R4. D'autre part, la simulation PSY2V4R4 montre des upwellings qui se développent tout le long de la côte entre Perpignan et Marseille, alors que sur l'image satellite des diminutions de température sont visibles uniquement entre Agde et Marseille. Les trois autres simulations à plus haute-résolution reproduisent mieux l'extension spatiale et l'intensité de l'upwelling. Dans ces simulations, les 6 zones d'upwelling définies par Millot (1990) (**Figure 2.31**) sont identifiables. Cependant, les températures simulées au niveau des upwellings de Sète et Agde sont moins faibles que celles observées. Les différences dans les trois simulations sur la température de surface dans la zone d'upwelling de Cassis-Toulon et sur l'extension spatiale des upwellings modélisés apparaissent faibles. Cependant, les valeurs de température au niveau des upwellings qui ont eu lieu entre Montpellier et Marseille sont plus faibles, et donc plus proches des observations, dans CPL MNH2.5km et S500m que dans CPL MNH10km.

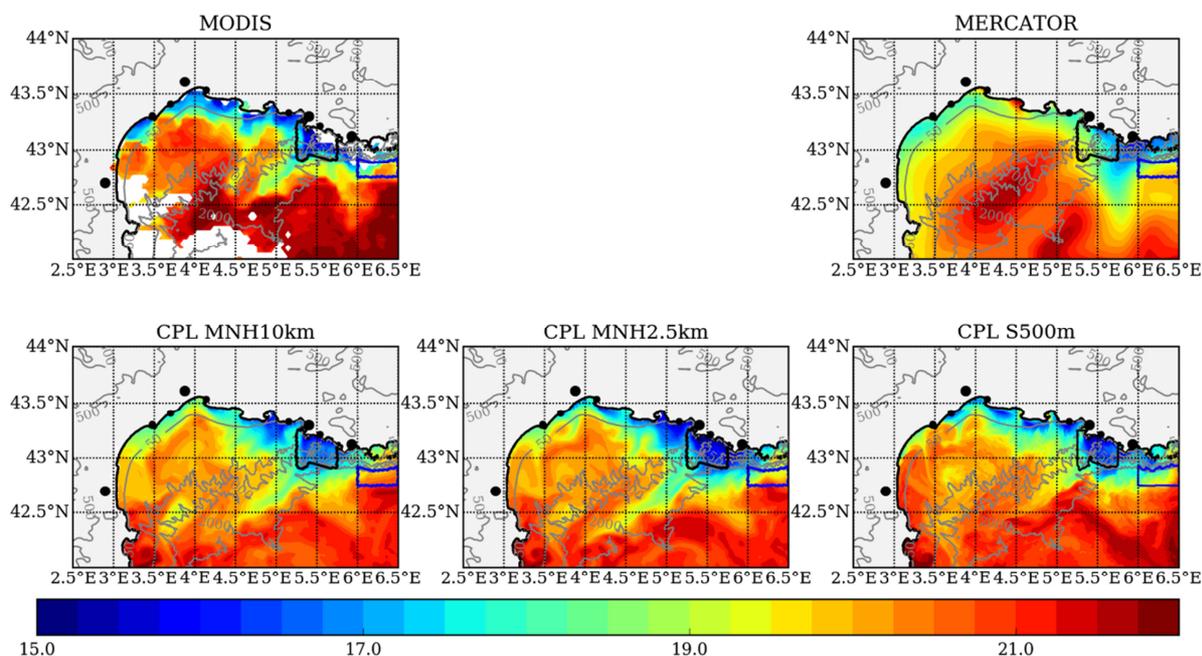


Figure 2.45: Carte de température (°C) de surface mesurée par le satellite MODIS et représentée dans les différentes simulations décrites dans la section 2.1.1 pour le 16 juillet 2012 à 00h.

Les deux modélisations de l'upwelling de fin août 2012 par MARS3D forcé par MM5 et AROME (**Figure 2.46**) ont permis de reproduire le processus en température. Il est à noter tout de même que le forçage atmosphérique opérationnel AROME de Météo France est globalement bien meilleur que l'ancien forçage MM5 utilisé par Prévimer. L'upwelling est intense le 27 août 2012. Son extension, que l'on devine à partir de la zone flaguée par Copernicus, à la fois dans la zone de Riou mais également dans la zone de Port-Cros où cet événement apparaît bien dans les anomalies de température (**Figure 2.40**), est correctement reproduite. Toutefois, la température de surface sur le plateau aux alentours de l'upwelling est 0.5°C à 1°C trop froide. L'intrusion du courant Nord, représentée par une langue d'eau chaude le long de la côte à l'entrée est du golfe du Lion est réaliste et synchrone.

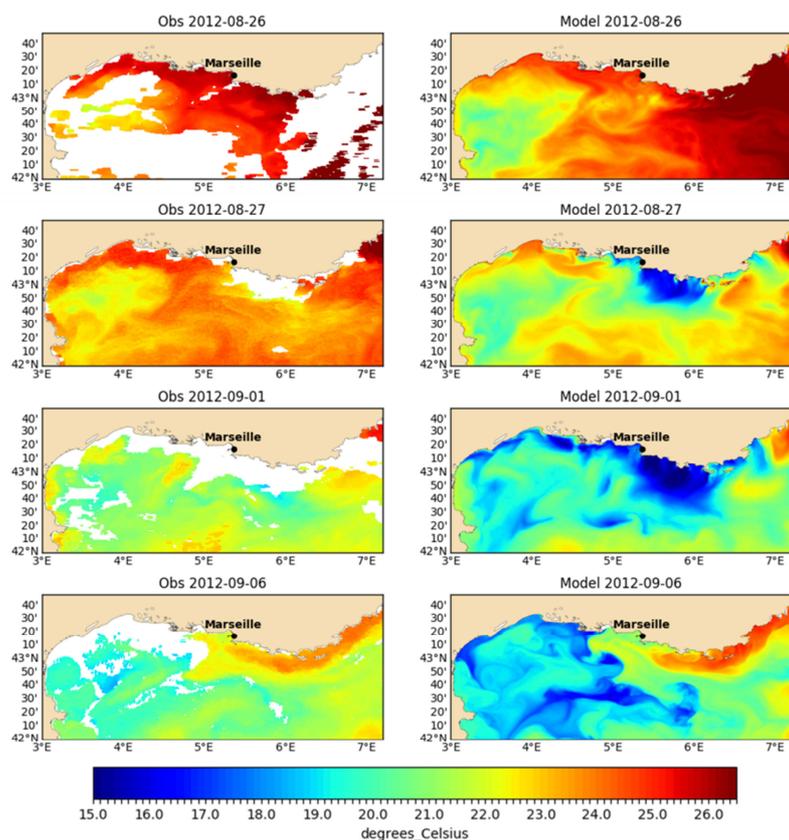


Figure 2.46: Température de surface observée par satellite (produit CMEMS L3) (à gauche) et simulée par MARS3D avec le forçage atmosphérique AROME (à droite). A noter le flag au niveau des températures froides de l'upwelling.

Pour vérifier les températures froides soupçonnées sous le flag de l'image satellite, en plus des enregistrements effectués à Cassis à cette période qui attestent de températures $< 18^{\circ}\text{C}$ (**Figure 2.42**), nous avons comparé aux enregistrements du ferrybox Transmed, présent dans la zone de Marseille fin août (**Figure 2.47**). Les températures enregistrées le 31 août sont comprises entre 18 et 20°C , et montrent sans doute le début de la seconde phase de cet upwelling, nettement visible sur les anomalies (**Figure 2.40**) et sur les enregistrements de Riou (**Figure 2.42**). Les modélisations de MARS3D des 30 et 31 août avec les deux forçages atmosphériques montrent bien la reprise de l'upwelling le 31 août. Ce nouvel épisode est caractérisé par des températures froides à Cassis $\sim 14^{\circ}\text{C}$ mesurées *in situ* (**Figure 2.42**) mais des températures moins froides au large mesurées par le ferrybox (**Figure 2.47**). Il n'y a malheureusement pas d'image satellite de SST ces jours-là qui aurait pu permettre de valider l'extension de l'upwelling des simulations.

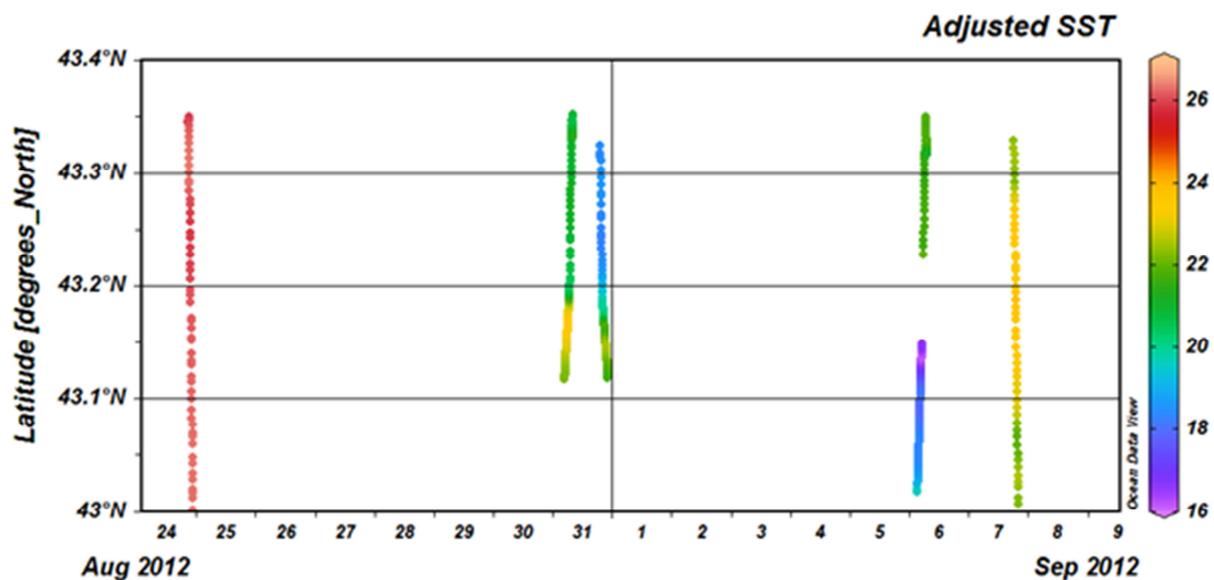


Figure 2.47: Enregistrement de la température de surface par le ferrybox Transmed le long de son trajet repéré en latitude au sud de Marseille du 24 août au 9 septembre 2012.

Modélisation biogéochimique des processus d'upwelling étudiés

La **Figure 2.48** montre l'évolution temporelle des concentrations de chlorophylle et de nitrate modélisée et simulée en surface à la station SOMLIT de Marseille. Les concentrations de chlorophylle simulées en surface sont du même ordre de grandeur que celles observées. Cependant celles simulées par les configurations SYMPHONIE/Eco3MS sont toujours plus faibles que les observations. Les très faibles concentrations de nitrate observées sont correctement reproduites dans les configurations où le modèle SYMPHONIE est utilisé, elles sont en revanche surestimées dans la configuration basse-résolution PSY2V4R4-Eco3MS. On note que, pour le cas étudié, la fréquence des observations SOMLIT ne permet pas de valider l'impact des upwellings côtiers simulés dans la baie de Marseille, qui se traduit par une augmentation des concentrations de chlorophylle et de nitrate en surface.

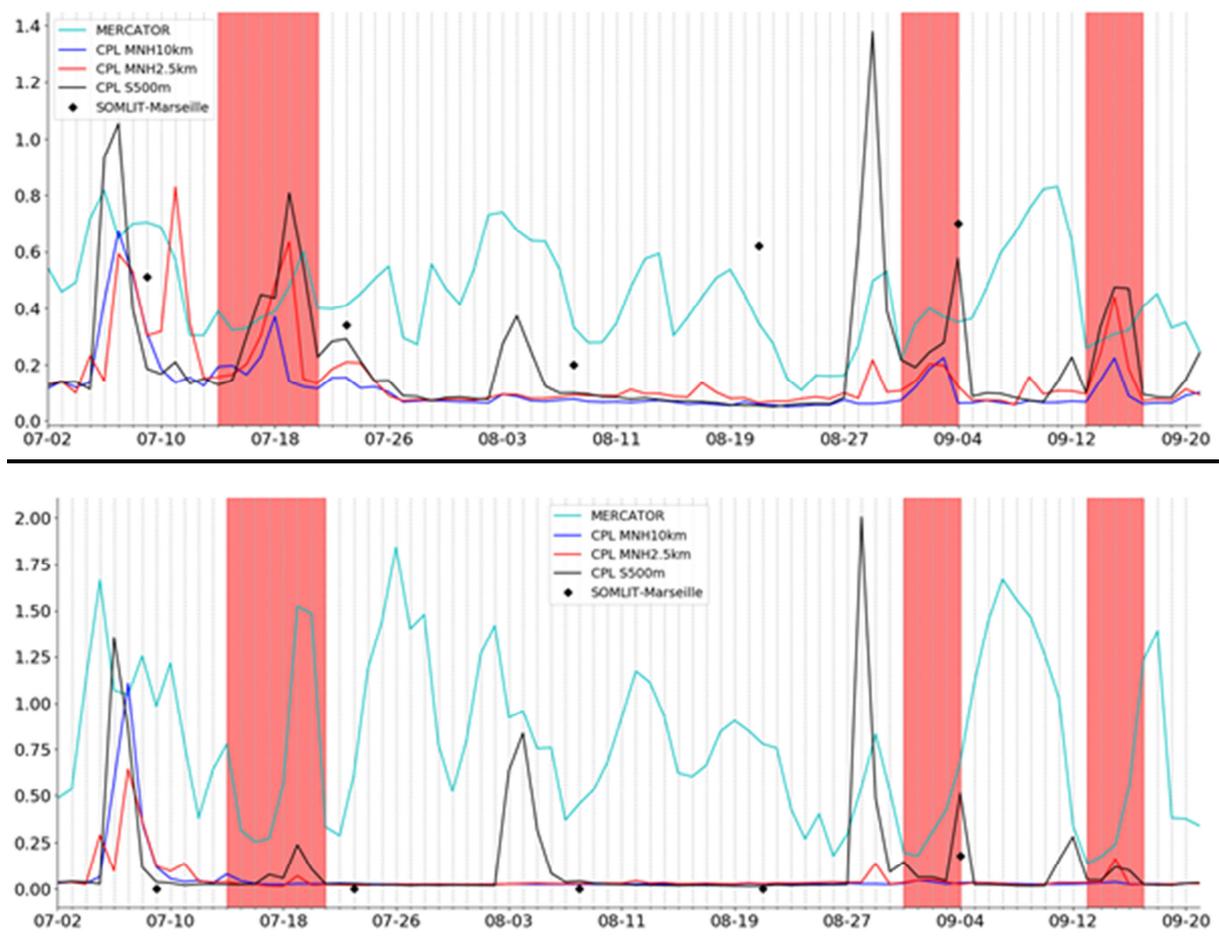


Figure 2.48 : Evolution temporelle (du 02/07 au 21/09/2012) de a/ la concentration de chlorophylle (mg m^{-3}) et de b/ nitrate (mmol m^{-3}) simulée dans les 4 modélisations (PSY2V4R4-MERCATOR, CPL MNH10km, CPL MNH2.5km, CPL S500m) et observée à la station SOMLIT Marseille. Les zones ombrées en rouge indiquent les périodes des principaux événements d'upwelling.

Afin de valider l'extension spatiale de l'impact des upwellings sur la croissance phytoplanctonique, nous avons comparé les concentrations de chlorophylle en surface simulées par Symphonie pour les 4 configurations couplées à celles observées par satellite. La **Figure 2.49** présente cette comparaison pour l'événement d'upwelling qui a eu lieu le 16 juillet. On peut tout d'abord noter que les structures spatiales sont similaires dans les 2 produits satellites (algorithmes OC5ci, et Med-OC4/AD4) mais qu'il existe généralement un facteur 2 dans les valeurs de concentration de chlorophylle entre ces deux produits. Les comparaisons des données satellites avec les observations *in situ* suggèrent que l'algorithme Med-OC4/AD4 sous-estimerait la concentration de chlorophylle sur le plateau du Golfe du Lion, en particulier pour des valeurs supérieures à $0,4 \text{ mg m}^{-3}$ (**Figure 2.50**). Les observations satellites montrent des concentrations de chlorophylle relativement fortes en surface ($> 0,25 \text{ mg m}^{-3}$) dans les zones d'influence du Rhône et dans les zones d'upwelling, en particulier dans la région de Cassis-Toulon. Les modèles couplés représentent les fortes concentrations dans le panache du Rhône et à l'est de Marseille. Les concentrations fortes le long de la côte entre Perpignan et l'embouchure du Rhône sont en revanche sous-estimées dans les simulations PSY2V4R4 et MNH10km. On note que la grande extension du panache du Rhône vers le sud-ouest dans la région hauturière le 16 juillet 2012. La simulation CPL S500m semble surestimer la concentration de phytoplancton au niveau de la région de Cassis par rapport aux autres régions du plateau pour les deux événements. La comparaison des vitesses de courant simulées avec celles observées, présentée **Figure 2.44**, suggère que cette surestimation de chlorophylle en surface pourrait s'expliquer, en partie, par une surestimation des processus hydrodynamiques (advection et mélange verticaux).

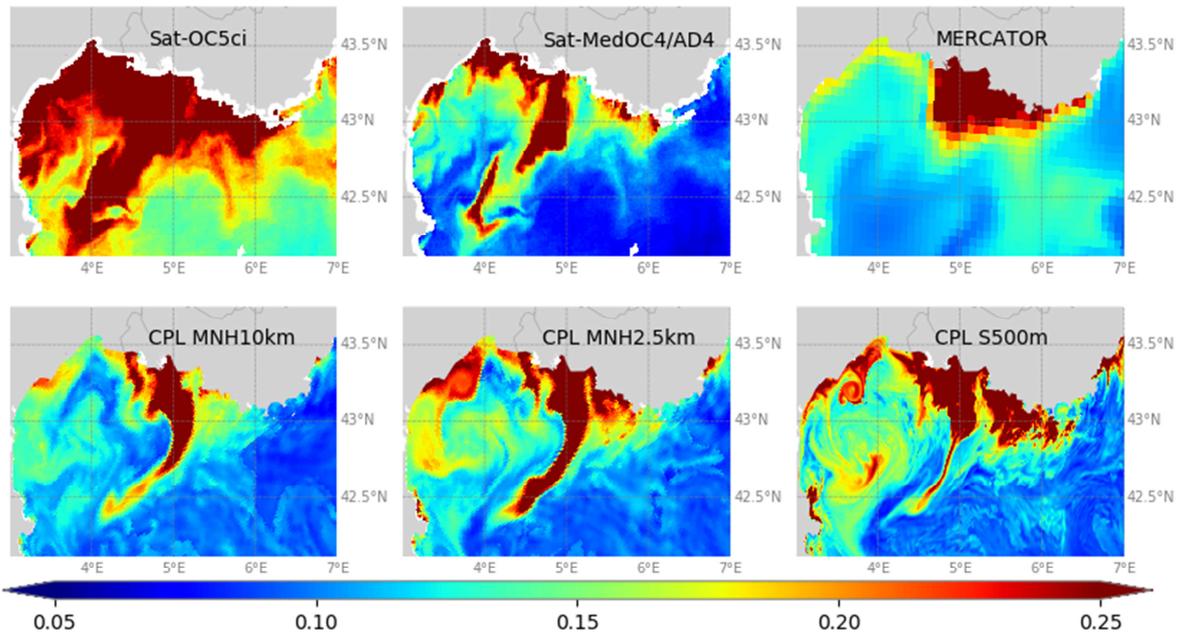


Figure 2.49: Cartes de la concentration de chlorophylle en surface (mg m^{-3}) observée par satellite et estimée avec les algorithmes OC5ci et OC4/AD4, et simulée dans les 4 configurations décrites en 2.1.2, pour le 16 juillet 2012 à 00h.

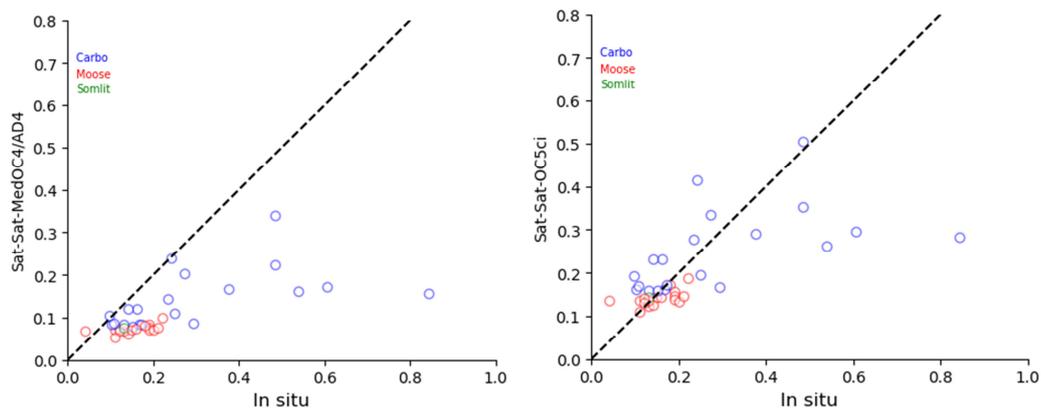


Figure 2.50: Comparaison entre les concentrations de chlorophylle (mg m^{-3}) mesurées in situ aux stations SOMLIT et pendant les campagnes MOOSE et CARBORHONE, et celles déduites des données satellites et basées sur les algorithmes OCMed4/AD4 (à gauche) et OC5ci (à droite).

L'upwelling de fin août 2012 présente une efflorescence de phytoplancton, traduite par une concentration de chlorophylle visible dans le modèle MARS3D et sur les images satellites de 0.3 à $0.5 \mu\text{g.L}^{-1}$ le 27 août 2012 (**Figure 2.51**). Le modèle montre également le même jour une concentration de nitrates et de phosphates très faible au niveau de l'efflorescence de l'upwelling qui traduit une production nouvelle à partir de la remontée de nutriments provenant du fond qui sont complètement consommés, ainsi qu'une production régénérée induite par l'efflorescence qui se traduit par une augmentation des concentrations d'ammonium (**Figure 2.51**).

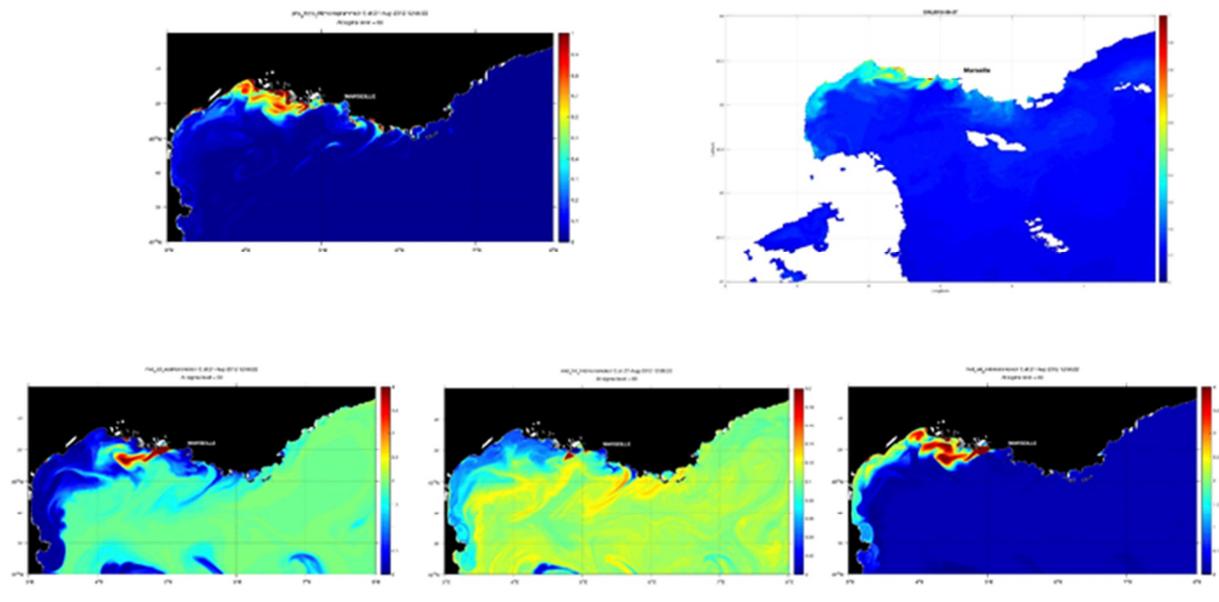


Figure 2.51: Concentration de chlorophylle (haut) de surface modélisée (gauche), et satellite L3 déduite de l’algorithme OC5ci (droite), et de nutriments (bas) de surface modélisés : nitrates (gauche), ammonium (centre), phosphates (droite) le 27 août 2012.

Downscaling hydrodynamique ensembliste et impact sur l’assimilation

Un rapport détaillant l’ensemble des résultats des 2 Phases AMICO sur cette thématique est proposé séparément.

On trouvera ci-dessous une illustration rapide de quelques résultats sur l’upwelling intense et prolongé de mi-juillet 2012 évoqué ci-dessus.

Dans un premier temps, nous avons mis en place avec nos collègues du LA notre configuration fille (**Fig. 2.52**) emboîtée dans la configuration dite “Plateforme P2 zoomée à 500m”. Comme il a été dit plus haut, cet emboîtement était nécessaire du fait du coût élevé de “P2 Zoom 500m” pour les simulations d’ensemble. Nous en avons ensuite analysé les résultats dans la période de juin-juillet 2012, qui comprend notamment un upwelling important à la mi-juillet (celui du 12 au 25 juillet évoqué plus haut). Comme illustré sur la **Fig. 2.53**, l’upwelling se développe par étapes, son maximum étant atteint vers le 16 juillet. Le rapport détaillé (figure non reproduite ici) montre de plus la structure thermique verticale du modèle enfant pendant et après cet upwelling.

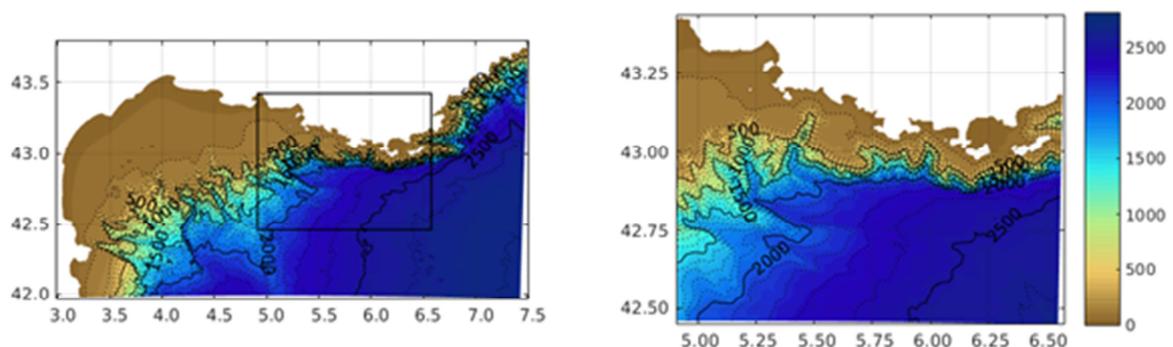


Fig. 2.52: (Gauche) Domaine du modèle parent (dans AMICO, domaine “ zoom de la Plateforme 2”), avec bathymétrie; le rectangle noir entoure le domaine du modèle enfant. (Droite) Domaine du modèle enfant. L’unité est le mètre.

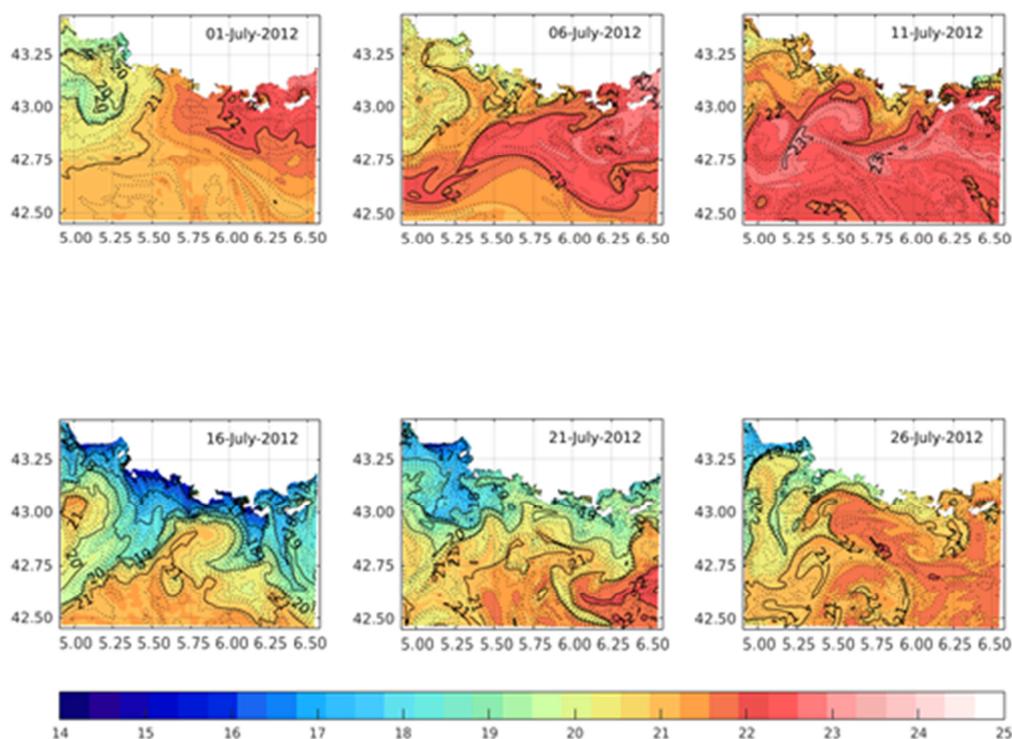


Fig. 2.53: Moyenne journalière de SST dans la configuration fille à différentes dates de juillet 2012. Unité: degrés C.

Des données de SST et de radars HF ont été comparées aux simulations parente et fille. Le rapport détaillé effectue cette comparaison sous forme de séries temporelles à différents points fixes, sous forme de diagrammes de Taylor, ainsi que sous forme de cartes. La comparaison au produit de SST satellite Copernicus est satisfaisante, avec néanmoins un retard pour le produit satellite, probablement dû à l'utilisation d'un produit L4. Des tests sont en cours avec le produit L3.

Un autre type de validation est montré sur la **Fig. 2.54** car il est moins classique: une comparaison aux mesures des radars HF autour de Toulon en termes de vitesses de surface. Malheureusement la zone d'emprise des radars (intersection entre les lobes des deux sites) est seulement de quelques dizaines de kilomètres. Sur l'ensemble du mois de juillet, l'accord des composantes zonales et méridiennes entre radars et modèle parent est finalement assez raisonnable. Le modèle enfant montre une variabilité supérieure de la vitesse zonale dans l'axe du LPC, que le rapport détaillé attribue à la façon dont les conditions aux limites entrantes sont spécifiées à la frontière Est (flux de vorticité); on trouve en conséquence une variabilité supérieure de la vitesse méridienne à la frontière Ouest (recirculation). Néanmoins la zone de radars est trop réduite pour vraiment trancher.

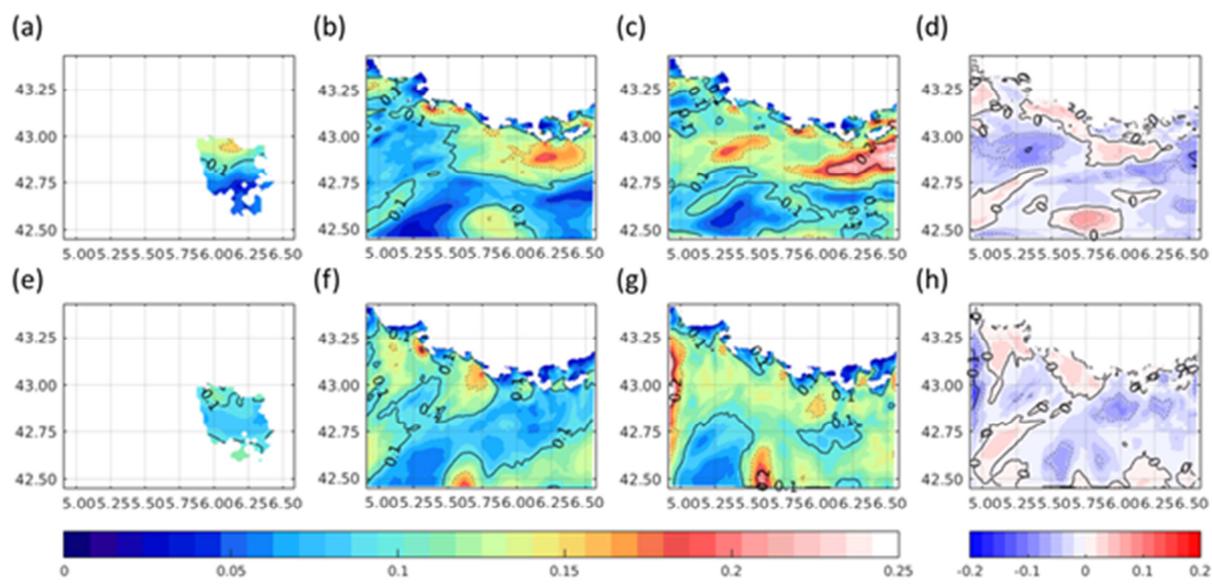


Fig. 2.54: Ecart-type sur toute la période de vitesses de surface sur le domaine enfant: u (haut) et v (bas), pour: (a,e) radars HF; (b,f) modèle parent; (c,g) modèle enfant; (d,h) différence parent-enfant. Toutes les valeurs sont en m^2/s^2 .

Nous avons ensuite généré un ensemble local à partir de la réponse du modèle océanique à un ensemble de vent, afin de prendre en compte explicitement les incertitudes sur le processus déclencheur des upwellings: le vent. L'ensemble de vent a été réalisé avec la même méthodologie qu'en Phase I, à savoir une combinaison linéaire pseudo-aléatoire d'EOFs bivariés de vent de surface à partir de vents ECMWF. Le protocole précis et les résultats sont contenus dans le rapport détaillé.

Compte tenu du fait que les produits ECMWF sont très lisses et ne prennent pas bien en compte l'orographie (importante dans notre zone assez accidentée), nous avons aussi tenté d'utiliser des vents AROME, mais nous ne pouvons inclure ces résultats dans ce rapport pour deux raisons:

- (1) Anomalies répétées dans les champs et les séries temporelles AROME en 2012 sur notre zone, impactant le calcul d'EOFs (par exemple des ondulations à fine échelle faisant penser à des instabilités du modèle, voir exemples dans le rapport détaillé), et ce malgré un dialogue constructif avec les ingénieurs de Météo-France. D'autres investigateurs AMICO ont néanmoins utilisé les champs AROME malgré ces difficultés, mais nous avons préféré privilégier la marche du projet et avons utilisé les champs ECMWF. Nous avons remis le travail sur AROME au dernier mois du projet, mais une autre difficulté est hélas survenue:
- (2) Vol de matériel, dont le disque dur contenant les données et une bonne part des résultats sur AROME, le 13 août 2018 au LEGOS.

Dans la Phase I dans le GdG, en plus du forçage stochastique par le vent, nous avons utilisé un Ensemble NEMO parent, calculé dans le projet européen MyOcean, pour forcer Symphonie aux frontières, dans le but de prendre en compte les incertitudes en provenance du modèle parent. En Méditerranée nous ne disposons malheureusement pas de cette option: il n'existe pas de simulations d'ensemble à l'échelle du bassin. Il est clair cependant, compte tenu des différences assez importantes observées entre modèle parent et enfant à résolution identique (**Fig. 2.54**), qu'il serait important d'ouvrir comme en Phase I ces degrés de liberté de forçage stochastique via les frontières ouvertes. Nous recommandons comme précédemment que les modèles de bassin réalisent des expériences d'ensemble.

L'ensemble océanique en réponse à l'ensemble de vent a ensuite été analysé tout le long du mois de juillet lors des phases de déclenchement, de maximum, et de mutation/disparition de l'épisode d'upwelling. Nous avons d'abord vérifié que l'écart-type d'ensemble était compatible avec les différences données-modèles ($O(1^{\circ}\text{C})$ au maximum de l'upwelling). La **Fig. 2.55** montre l'écart-type d'ensemble en température pendant et après l'épisode d'upwelling de juillet 2012, sous forme de SST et de sections le long de la côte et perpendiculairement à celle-ci. Cet écart-type (dénommé "spread") est une approximation des incertitudes du modèle enfant dues aux incertitudes sur le vent. Comme nous nous y attendions, on observe des incertitudes sur la position du front d'upwelling et sur le mélange dans la couche de surface dû au vent, ainsi qu'hors upwelling sur la profondeur de cette couche de surface. Ces incertitudes sont à leur tout advectées comme des traceurs par les courants vers le large et vers l'ensemble du domaine.

On notera (même si ce n'est pas très discernable avec l'échelle de couleur) qu'il y a peu d'incertitudes dues à l'upwelling au-delà de 100m de profondeur. Nous nous attendions à une remontée du gradient vertical de température (advection verticale) de manière différentielle entre les membres, ce qui se produit mais les gradients verticaux sont très faibles en profondeur dans les configurations utilisées (P2, P2 Zoom, notre configuration fille). L'ouverture d'autres degrés de liberté stochastiques via la perturbation des frontières ouvertes, comme recommandé plus haut, serait un plus, mais n'est bien posé que si l'on dispose d'ensembles du modèle parent, comme en Phase I.

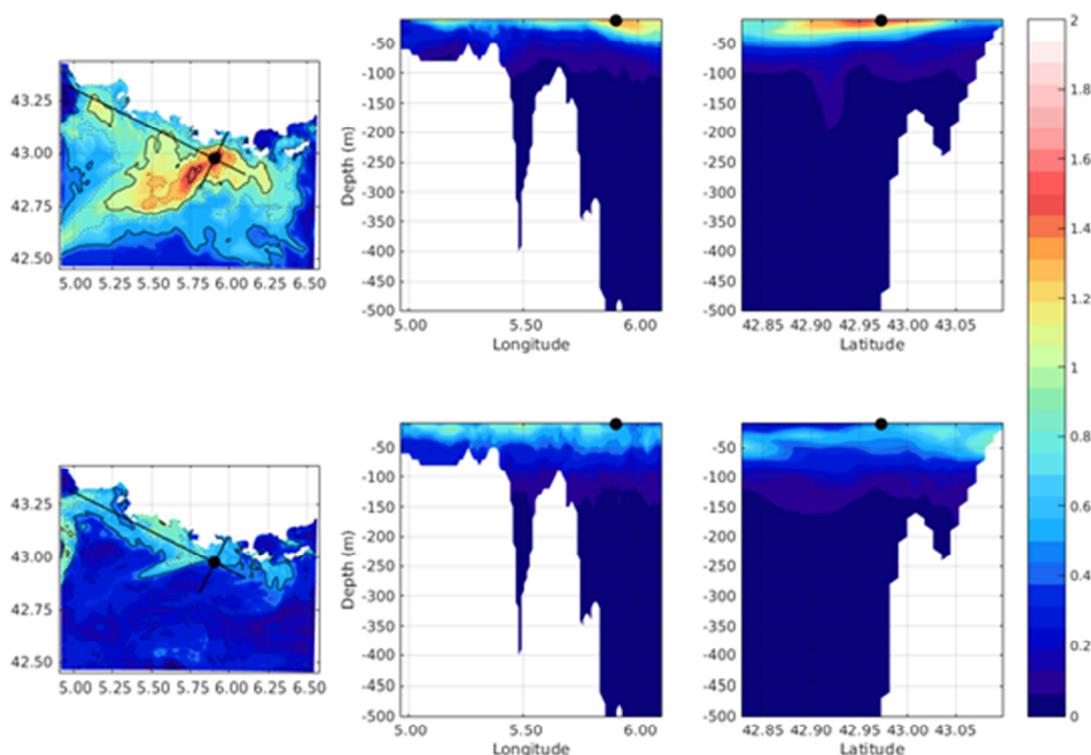


Fig. 2.55: Spread d'ensemble (unité: degrés C) en température les 16 (haut) et 31 (bas) juillet 2012 sur le domaine enfant. Gauche: SST et sections. Centre: longue section le long de la côte. Droite: courte section perpendiculaire à la côte.

Afin d'évaluer l'impact d'observations de surface (SST, courants) sur les variables profondes via l'assimilation, nous avons calculé des représentants (fonctions d'influence) à partir de l'ensemble océanique. Rappelons que la correction du modèle dans un schéma d'assimilation de type Kalman (p.ex. EnKF comme SDAP) est une combinaison linéaire de

représentateurs; certains schémas utilisent directement cette formulation (formulation duale), d'autres de manière implicite. Un exemple est montré pour la SST en **Fig. 2.56**. Une observation de SST se montre capable de corriger la structure thermique supérieure (jusqu'à O(100m) de profondeur), à la fois dans la direction longitudinale et perpendiculaire à la côte, notamment lors de l'épisode d'upwelling, et à la fois en ce qui concerne les déplacements 3D du front et le mélange plus au large. L'influence est faible à des profondeurs supérieures, essentiellement du fait que l'approche stochastique utilisée (perturbations de vent) ne remet pas en question les faibles gradients verticaux modélisés en profondeur.

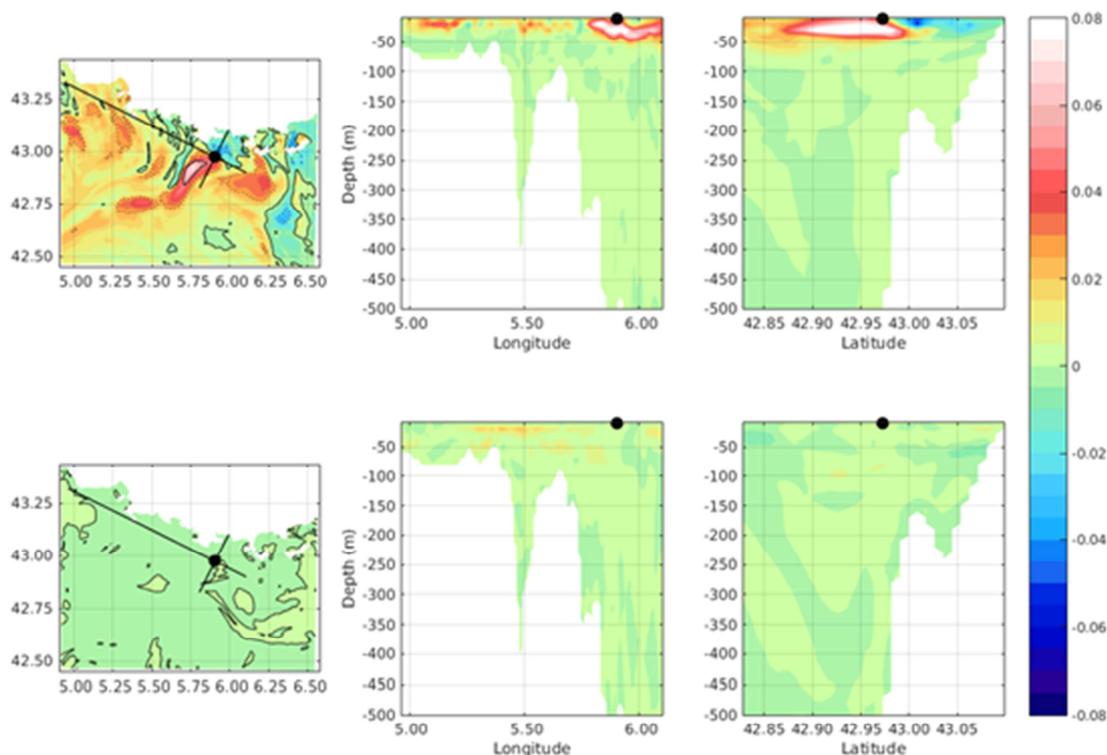


Fig. 2.56: Impact de mesures de surface sur l'assimilation pendant et après l'upwelling sur le domaine enfant: représentateurs en température pour une observation de SST de référence à 5.90°N, 42.97°E (indiquée par un cercle noir) les 16 (haut) et 31 (bas) juillet 2012. Gauche: SST et sections. Centre: longue section le long de la côte. Droite: courte section perpendiculaire à la côte.

Principales conclusions

Principales conclusions de la modélisation hydrodynamique :

Une stratégie de downscaling, de l'échelle du bassin Méditerranéen vers l'échelle du plateau du Golfe du Lion, a été mise en œuvre, en utilisant des modèles forcés et couplés océan-atmosphère et des modèles couplés physique-biogéochimie, afin d'étudier les processus hydrodynamiques et biogéochimiques dans la région d'upwelling de Cassis-Toulon, au cours des étés 2012 et 2013.

Les comparaisons des modélisations couplées océan-atmosphère aux données météorologiques et hydrodynamiques ont montré que les modélisations reproduisent correctement l'intensification des vents et des courants, ainsi que les diminutions de température et l'extension spatiale de ces diminutions, observées pendant les événements d'upwelling dans la région d'étude.

Les comparaisons des modélisations forcées océan-atmosphère avec le même modèle hydrodynamique MARS3D forcé par deux modèles atmosphériques utilisés en océanographie opérationnelle mais de conception et de résolution spatiale différentes (9 km interpolé sur une grille à 3 km pour MM5 et 2.5 km pour AROME) montrent que les refroidissements et l'extension des upwellings des étés 2012 et 2013 sont mieux reproduits avec le forçage AROME, en comparant aux données de température mesurées *in situ* par le réseau TMed-Net et le ferrybox Transmed.

Les résultats de cette étude montrent également que l'augmentation de la résolution horizontale du modèle atmosphérique Méso-NH, de 10 à 2,5 km, entraîne des modifications de la modélisation des upwellings dans la zone d'étude sur la période de l'été 2012. Notamment les chutes de température en surface sont mieux représentées et les indices caractérisant l'intensité et l'extension spatiale augmentés (c.f. document supplémentaire) dans la simulation où le modèle atmosphérique haute-résolution est utilisé. La vitesse de courant est également augmentée dans la zone d'upwelling dans cette simulation. Nos résultats montrent ensuite que l'augmentation de la résolution horizontale du modèle océanique Symphonie, de 2 km à 500 m, a un impact limité sur la température de surface et les indices d'upwelling (montré dans le document supplémentaire). En revanche, la vitesse de courant dans la zone d'upwelling est de nouveau augmentée et son évolution temporelle en meilleur accord avec les observations.

Principales conclusions de la modélisation biogéochimique:

Les simulations biogéochimiques couplées reproduisent l'effet d'efflorescence des upwellings suite à la remontée des nutriments depuis la profondeur dans la couche euphotique. Cette production nouvelle fait ensuite place à une production régénérée, puis disparaît totalement à la fin de l'épisode d'upwelling.

L'analyse de nos modélisations couplées physique-biogéochimie montre un apport en surface plus important des cellules phytoplanctoniques et des nutriments inorganiques profonds près de la côte, lorsque les résolutions horizontales des modèles atmosphériques et hydrodynamiques sont augmentées. L'intensification de ces remontées entraîne ensuite une intensification des processus biogéochimiques en surface.

Les résultats sont pour le moment trop succincts et ne peuvent être comparées aux données biogéochimiques de Moose au site Antares car elles ne sont pas disponibles pour les upwellings de 2012. Les comparaisons en chlorophylle avec les données satellites donnent des résultats relativement satisfaisants par rapport aux surestimations qui avaient été remarquées dans les études précédentes sur les processus d'upwelling, malgré les disparités des valeurs des différents produits. Des observations biogéochimiques *in situ* dans la zone d'étude (par exemple aux différents mouillages TMED-Net) permettraient une représentation plus précise de l'impact des événements d'upwelling sur les processus biogéochimiques et les stocks de plancton dans les modèles biogéochimiques, à travers des évaluations, calibrations et paramétrisations plus fines.

Principales conclusions du downscaling hydrodynamique ensembliste et assimilation:

- Sur la zone d'upwellings en Méditerranée Nord-Ouest, la comparaison aux produits de SST satellite Copernicus est satisfaisante, avec néanmoins un retard sur le déclenchement de l'upwelling observé lors de l'utilisation d'un produit L4. Nous recommandons l'utilisation du produit L3.
- Sur l'ensemble du mois de juillet, l'accord des composantes zonales et méridiennes du courant entre radars et modèle est assez raisonnable, mais la zone de mesure très localisée empêche toute généralisation.

- Lors d'un downscaling à résolution constante, le modèle enfant s'écarte progressivement du modèle parent; cette déviation semble plus rapide en présence d'un important flux de vorticité entrant (comme le LPC).
- Un ensemble de vent a été réalisé avec la même méthodologie qu'en Phase I, à savoir une combinaison linéaire pseudo-aléatoire d'EOFs bivariés de vent de surface à partir de vents ECMWF. L'écart-type d'ensemble est compatible avec les différences données-modèles ($O(1^\circ\text{C})$ au maximum de l'upwelling). Comme nous nous y attendions, la réponse océanique montre des incertitudes sur la position du front d'upwelling et sur le mélange dans la couche de surface dû au vent, ainsi qu'hors upwelling sur la profondeur de cette couche de surface. Ces incertitudes sont à leur tour advectées comme des traceurs par les courants vers le large et vers l'ensemble du domaine.
- Les observations de SST se montrent capables de corriger la structure thermique supérieure (jusqu'à $O(100\text{m})$ de profondeur), à la fois dans la direction longitudinale et perpendiculaire à la côte, notamment lors de l'épisode d'upwelling, et à la fois en ce qui concerne les déplacements 3D du front et le mélange plus au large. L'influence est faible à des profondeurs supérieures, essentiellement du fait que l'approche stochastique utilisée (perturbations de vent) ne remet pas en question les faibles gradients verticaux modélisés en profondeur.
- Compte tenu (1) des différences assez importantes observées entre modèle parent et enfant à résolution identique, et (2) des incertitudes sur les gradients profonds de propriétés, il semble important de représenter ces incertitudes. L'ouverture d'autres degrés de liberté stochastiques via la perturbation des frontières ouvertes est un plus, mais n'est bien posé que si l'on dispose d'ensembles du modèle parent, comme en Phase I.

2.4 Généricité des outils et techniques

Comme durant la phase I d'AMICO, nous nous sommes attachés à privilégier des développements "génériques" permettant la descente d'échelles, le couplage avec l'atmosphère, les vagues et la biogéochimie. Ces outils "génériques" sont prévus pour fonctionner sur diverses zones et s'interfacer avec divers outils et codes numériques développés par ailleurs, y compris pour le nouveau projet de modèle CROCO (les 3 PIs de la présente proposition étant membres du CS de ce projet).

La stratégie que nous proposons est la suivante:

- Privilégier les développements génériques intégrateurs de descente d'échelles, de couplage avec l'atmosphère, les vagues et la biogéochimie. Par "outil générique", on entend un outil prévu pour fonctionner sur diverses zones et s'interfacer avec divers outils et codes numériques, par exemple au travers de bibliothèques d'interface (p.e. SDAP, couplage OASIS-MCT/SURFEX).
- Utiliser les outils lorsqu'ils existent et qu'ils sont adaptés à notre problématique, qu'ils soient:
 - opérationnels comme les produits issus des systèmes de prévision AROME, Mercator Océan et MARS3D, le coupleur OASIS-MCT
 - labellisés comme le modèle atmosphérique Meso-NH développé à Météo-France et CNRS, les modèles de circulation océanique et d'assimilation de données SYMPHONIE et SDAP développés au LA et au LEGOS par le service labellisé SIROCCO.

La généricité suivie lors de la Phase I d'AMICO a été poursuivie durant la Phase II:

- Le code d'assimilation océanique SDAP développé par P. De Mey et mis à jour en Phase I et en Phase II dispose d'une couche d'abstraction lui permettant de s'interfacer avec n'importe quel modèle numérique, dont (par exemple) NEMO ou CROCO. Le code SDAP est également utilisé dans deux autres projets Copernicus: le projet SCRUM (Stochastic Coastal/Regional Uncertainty Modelling, Vervatis/De

Mey) et SCRUM2 dans le cadre du Call CMEMS Service Evolution. SDAP y est interfacé avec le code communautaire NEMO et tourne sur les supercalculateurs du CEPMMT.

- Pour la modélisation biogéochimique, l'approche multimodèle développée depuis le début a montré tout son intérêt en permettant de tirer des conclusions ne dépendant pas du modèle biogéochimique utilisé, ce qui a été étendu dans la Phase II.
- L'interface du couplage OAV développée grâce au soutien d'AMICO est générique et a déjà été utilisée dans MARS3D et SYMPHONIE. Ce couplage est inclus dans les versions du modèle de surface SURFEX utilisé par tous les modèles atmosphériques français opérationnels ou de recherche (ARPEGE, AROME, Meso-NH).

Par ailleurs, le SHOM et Météo-France en tant que partenaires du projet ont montré leur intérêt pour le couplage circulation-vagues. La configuration NORGASUG déjà partagée entre le LOPS, SHOM et Météo-France dans le cadre de Prévimer et du projet HOMONYM sera mise à jour, avec un nouveau domaine Iroise. Les diagnostics écrits en langage python basé sur la librairie VACUMM développée pendant le projet Prévimer sont génériques, donc utilisables en sortie de tous les modèles hydrodynamiques (MARS3D, NEMO, SYMPHONIE, CROCO) de vagues (WW3) et maintenant (MesoNH V5.4).

2.5 Articulation vis-à-vis du programme européen Copernicus

Voyons d'abord l'intérêt d'AMICO pour Copernicus. Plusieurs services opérationnels Copernicus sont d'ores et déjà en place. Le Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS) et dans une moindre mesure le Copernicus Atmosphere Monitoring Service (CAMS) sont les plus directement concernés par AMICO. Les ambitions du CMEMS concernant l'OCO sont limitées: le CMEMS fournit des produits régionaux destinés à faciliter l'interfaçage avec des systèmes et applications dans l'océan côtier, mais ne fournit pas lui-même de produits côtiers. Le futur de l'opérationnel côtier communautaire n'est pas encore écrit -- il se décline actuellement (entre autres) sous la forme de trois types d'initiatives:

- Les appels d'offres "Service Evolution" (SE) du CMEMS sont comme leur nom l'indique destinés à améliorer les services actuels, voire à les étendre.
- Les appels d'offres "User Uptake" du CMEMS sont destinés principalement à faciliter l'utilisation des services par les utilisateurs externes et applications, et notamment à en faciliter l'accès aux nouveaux utilisateurs. Certaines applications côtières pourraient être concernées dans la mesure où elles apportent de la valeur ajoutée communautaire aux produits CMEMS dans l'océan côtier.
- Le Forum des Utilisateurs Copernicus est une action communautaire qui regroupe les utilisateurs des services Copernicus (réunions, helpdesk Web). Cette action est déclinée en France sous l'égide du MEEM. Le Forum s'adresse aux services et organismes nationaux, aux collectivités, entreprises et scientifiques, et est notamment susceptible à ce titre de faire mûrir le besoin d'évolutions des services, par exemple de leur périmètre en côtier.

La nature des travaux proposés dans les Phases I et II d'AMICO est clairement susceptible d'alimenter de futures évolutions des services en direction de l'opérationnel côtier et des applications côtières, ainsi que de fournir dès à présent des éléments intéressants leur fonctionnement actuel. En particulier, les travaux effectués dans la Phase II pourraient être poursuivis dans le cadre de réponse aux calls SE, notamment si le périmètre de CMEMS s'étend en direction du côtier (Notons que les proposant d'AMICO participent déjà directement ou indirectement à des projets SE en cours).

En retour, Copernicus (notamment CMEMS et CAMS) sera indispensable aux futurs systèmes opérationnels et applications côtiers, auxquels AMICO a l'ambition de contribuer, dans la mesure où ses produits seront utilisés pour les conditions initiales, aux limites et de surface des systèmes côtiers. Dès à présent, l'utilisation de produits CMEMS dans AMICO permet de montrer qu'il est possible d'utiliser et de valoriser ces produits aussi bien pour des applications de Recherche ou pour la mise en place de systèmes de prévision régionale ou

côtière. L'autre intérêt est de pouvoir faire un retour sur les produits distribués par le CMEMS de manière à susciter une évolution pour mieux s'adapter au futur développement des OCO nationales.

2.6 Articulation vis-à-vis du développement de l'océanographie côtière opérationnelle nationale

Un des défis importants d'AMICO est d'être utile à l'interfaçage des systèmes du CMEMS et de Météo France avec les futurs systèmes d'Océanographie Côtière Opérationnelle (OCO) nationaux. Le choix de chantiers expérimentaux pour la Phase II du projet AMICO est susceptible, au-delà d'AMICO, d'offrir des options intéressantes en matière de sites-pilote pour le démarrage de l'OCO. Les sites qui ont été choisis pour la phase II d'AMICO sont en effet contrastés en termes de fonctionnement physique et biogéochimique et de couplages, disposent d'observations, et utilisent dans la mesure du possible les produits CMEMS (même si certains défauts ont été soulignés dans ce rapport). Des outils adaptés sont disponibles à l'issue de cette Phase II. Cette phase II confirme qu'il est judicieux de travailler sur des sites sur les deux façades.

Nous n'avons pu dans AMICO adopter le modèle numérique retenu pour l'OCO nationale dans la mesure où ce choix n'a pas encore été fait. Les études pré-opérationnelles existantes dans les organismes français font intervenir MARS3D (PREVIMER), HYCOM (SHOM), et NEMO (MERCATOR Océan), ce dernier étant en outre labellisé. Citons également deux autres codes importants: SYMPHONIE, développé par l'équipe SIROCCO et CROCO, qui fait l'objet d'un GDR qui a démarré en 2018 pour une durée de 5 ans.

Les trois proposant principaux d'AMICO (PDM, CP, JLR) sont ou ont été membres du Conseil Scientifique CROCO et sont donc attentifs aux travaux de développement de ce modèle, de même que nous sommes déjà attentifs à ce que font nos collègues européens avec NEMO en côtier, et ce que font d'autres collègues (en France et dans le monde) avec les modèles à grilles non structurées.

2.7 Personnel

2.7.1 Attributions en CDD

On trouvera ci-dessous une récapitulation des attributions en CDD:

- **LA:** 18 mois de CDD AMICO en Phase II => Modélisations O/A et Phy/Bio avec emboîtement de grilles
- **LEGOS:** 18 mois de CDD AMICO en Phase II => Downscaling hydrodynamique ensembliste et impact sur l'assimilation
- **LOPS:** 18 mois de CDD AMICO en Phase II => Modélisation O/A/V en Iroise : Sophia Brumer (13 mois effectifs)
- **MIO:** 18 mois de CDD AMICO en Phase II => Modélisation Phy/Bio avec emboîtement de grilles

Les post-docs employés en tout ou partie sur crédits AMICO II sont portés en gras dans le tableau ci-dessous

2.7.2 Personnel impliqué

Laboratoire	Nom	Prénom	Statut	Rôle dans le projet	% ETP
Laboratoire Ecologie Pélagique (IFREMER)	SOURISSEAU	Marc	Cadre de Recherche	Modélisation biodiversité	30%
LA	ESTOURNEL	Claude	DR CNRS	Modélisation couplée hydrodynamique et biogéochimique	15%
LA	MARSALEIX	Patrick	CR CNRS	Modélisation hydrodynamique	15%
LA	ULSES	Caroline	MC CNAP	Modélisation couplée hydrodynamique et biogéochimique	30%
LA	SEYFRIED	Léo	Thèse et Postdoc LA	Modélisation couplée océan atmosphère	70%
LA	DURAN-MORO	Marina	Postdoc LA	Modélisation couplée hydrodynamique et biogéochimique	35%
LA	MANY	Gaël	Postdoc LA	Modélisation couplée hydrodynamique et biogéochimique	10%
LA	RICHARD	Evelyne	DR CNRS	Expertise modélisation atmosphérique	Expert
LEGOS	AYOUB	Nadia	CR CNRS	Descente d'échelles hydrodynamique, métriques	15%
LEGOS	DE MEY	Pierre	DR CNRS	Assimilation de données, code SDAP, descente d'échelles hydrodynamique	25%
LEGOS	GHANTOUS	Malek	Post-Doc AMICO	Continuité avec la Phase I	30%
LEGOS	HAN	Sooyeon	Post-Doc AMICO	Downscaling ensembliste en Med, impact sur l'assimilation	100%

LOCEAN	TESTOR	Pierre	CR	Mesures Glider	Expert
LOPS	ACCENSI	Mickael	Ingénieur d'études	Modélisation vagues	10%
LOPS	ARDHUIN	Fabrice	DR CNRS	Modélisation couplée et mesures vagues	Expert
LOPS	BRUMER	Sophia	Post-Doc AMICO	Modélisation couplée atmosphérique, vague, hydrodynamique	100%
LOPS	GARREAU	Pierre	Cadre de Recherche	Modélisation hydrodynamique	10%
LOPS	GARNIER	Valérie	Cadre de Recherche	Modélisation atmosphérique et hydrodynamique	50%
LOPS	MOUCHE	Alexis	Cadre de recherche	analyse images SAR	Expert
LOPS	PUILLAT	Ingrid	Cadre de Recherche	Mesures Jerico-Next	Expert
LOPS	REDELSPERGER	Jean-Luc	DR CNRS	Modélisation couplée atmosphérique, vague, hydrodynamique Coordination du chantier Iroise dans AMICO	25%
LOV	D'ORTENZIO	Fabrizio	CR CNRS	Mesures ProvBio	Expert
MERCATOR	REFFRAY	Guillaume	Ingénieur Recherche	Modélisation couplée hydrodynamique et biogéochimique	Expert
MERCATOR	GUTKNECHT	Elodie	Ingénieur Recherche	Modélisation couplée hydrodynamique et biogéochimique	Expert
METEO FRANCE	BOUIN	Marie-Noelle	IPEF	Mesures et Paramétrisation des flux à l'interface, Vagues	Expert
METEO FRANCE	AOUF	Lofti		Modèle de vagues opérationnel de Météo-France	Expert

M.I.O	BENSOUSSAN	Nathaniel	PostDoc	Mesures hydrodynamiques	15%
M.I.O.	BOURRAS	Denis	CR CNRS	Mesures flux O/A	Expert
M.I.O.	DIAZ	Frédéric	MC	Modélisation couplée hydrodynamique et biogéochimique	20%
M.I.O.	DOGLIOLI	Andrea	MC	Modélisation et mesures hydrodynamiques	Expert
M.I.O.	KHOJASTEH	Armand	PostDoc AMICO	Modélisation couplée hydrodynamique et biogéochimique	100%
M.I.O.	LEFEVRE	Dominique	CR	Mesures biogéochimiques MOOSE	15%
M.I.O.	PETRENKO	Anne	MC HDR	Mesures hydrodynamiques	Expert
M.I.O.	PINAZO	Christel	MC HDR	Modélisation couplée hydrodynamique et biogéochimique Coordination du chantier Méditerranée dans AMICO	30%
M.I.O.	QUENTIN	Céline	IR	Mesures Radar HF	Expert
M.I.O.	REY	Vincent	PR	Mesures hydrodynamiques	10%
M.I.O.	RAIMBAULT	Patrick	DR	Mesures MOOSE	Expert
M.I.O.	ROSS	Oliver	Marie Curie Fellow	Mesures et Modélisation couplée hydrodynamique et biogéochimique	Expert
M.I.O.	TAUPIER-LETAGE	Isabelle	CR	Mesures satellites et in situ	Expert
M.I.O.	ZAKARDJIAN	Bruno	PR	Mesures radar HF	Expert
SHOM	LECKLER	Fabien	Chercheur	Mesure et modélisation des vagues	10%

Références

Publications des équipes AMICO concernant les projets AMICO-1 et AMICO-2

Articles

Ardhuin, F. S. T. Gille, D. Menemenlis, C. Rocha, N. Rasclé, B. Chapron, J. Gula, M. J. Molemaker, 2017, Small-scale currents have large effects on ocean wave heights, *J. Geophys. Res. - Oceans*, 122, 4500-4517.

Ayet, A. and JL Redelsperger, 2018, Atmospheric boundary layer structure and convergence as a response to a sea surface temperature front: an analytical solution, *Q.J.R Met Soc.*, Submitted.

Bouin M.-N., JL Redelsperger and C. Lebeaupin-Brossier, 2017, Processes leading to deep convection and sensitivity to sea-state representation during HyMeX IOP8 heavy precipitation event, *Q.J.R.Meteorol.Soc.* 143, 2600 – 2615, DOI:10.1002/qj.3111.

Brumer S., Garnier V., J.-L. Redelsperger, M.-B. Bouin, 2018, Impacts of surface gravity waves on a tidal front: a coupled model perspective, à soumettre en décembre 2018.

Garnier V., Brumer S., J. Pianezze, M. Accensi, A. Thevenin, T. Odaka, J.L. Redelsperger, M.-N. Bouin, F. Ardhuin, 2019, Evaluation of the air-sea interactions from a numerical ocean-atmosphere-wave coupled system dedicated to coastal processes : application to the Ushant front, à soumettre à GMD.

Garnier V., F. Ardhuin, M. Accensi, 2019, Stokes Drift Approximation for deep and shallow waters, *Journal of Physical research*, en préparation.

Garnier V., Pairaud I. Nicolle A., Alekseenko E., Baklouti M., Thouvenin B., Lecornu F., Garreau P. , 2014, MENOR: a high-resolution (1.2 km) modeling of the North-Western Mediterranean Sea routinely run by the PREVIMER operational forecast system, *Mercator Ocean - Quarterly Newsletter*, 49, 69-75.

Ghantous, M., N. Ayoub, P. De Mey, V. Vervatis et P. Marsaleix, 2018, Ensemble downscaling of a regional ocean model, soumis.

Ghantous, M., P. De Mey et N. Ayoub, 2018, Ensemble downscaling and data assimilation in a shelf model of the Bay of Biscay, en préparation.

Marsaleix, P., Auclair, F., Floor, J. W., Herrmann, M. J., Estournel, C., Pairaud, I., & Ulses, C. , 2008, Energy conservation issues in sigma-coordinate free-surface ocean models, *Ocean Modelling*, 20, 61-89.

Marsaleix, P., Auclair, F., & Estournel, C. , 2009, Low-order pressure gradient schemes in sigma coordinate models: The seamount test revisited, *Ocean Modelling*, 30, 169-177.

Marsaleix, P., Auclair, F., Duhaut, T., Estournel, C., Nguyen, C., & Ulses, C. , 2012, Alternatives to the Robert–Asselin filter, *Ocean Modelling*, 41, 53-66.

Redelsperger J.-L., M.-N., Bouin, J. Pianezze, V. Garnier, L. Marié, 2018, Impact of a sharp, small-scale SST front on the marine atmospheric boundary layer from a realistic very-high simulation on the Iroise Sea, soumis au *Q.J.R. Met Soc.*

Seyfried, L., Estournel, C., Marsaleix, P., and Richard, E., 2018, Dynamics of North Balearic Front during an autumn Tramontane and Mistral storm: air–sea coupling processes and stratification budget diagnostic, *Ocean Sci. Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/os-2018-14>, in review, 2018.

Seyfried, L., Marsaleix, P., Richard, E., and Estournel, C., 2017, Modelling deep-water formation in the north-west Mediterranean Sea with a new air–sea coupled model: sensitivity to turbulent flux parameterizations, *Ocean Sci.*, 13, 1093-1112, <https://doi.org/10.5194/os-13-1093-2017>.

Taupier-Letage I., Bachelier C., Rougier G., 2014. Thermosalinometer TRANSMED, Marfret Niolon, definitive data set, *SEDOO OMP*, <http://dx.doi.org/10.6096/MISTRALS-HyMeX.1127>.

Toublanc F., N. Ayoub, F. Lyard, P. Marsaleix, D. Allain, 2018, Tidal downscaling from the open ocean to the coast: a new approach applied to the Bay of Biscay, *Ocean Modelling*, 124,16-32, doi : 10.1016/j.ocemod.2018.02.001.

Voldoire A., B. Decharme, J. Pianezze, C. Brossier-Lebeaupin, F. Sevault, L. Seyfried, V. Garnier , S. Bielli, S. Valcke, A. Alias, M. Accensi, F. Arduin, M.-N. Bouin, V. Ducrocq, S. Faroux, H. Giordani, F. Leger, P. Marsaleix, R. Rainaud, J.-L. Redelsperger, E. Richard, S. Riette, 2017, SURFEX v8.0 interface with OASIS3-MCT to couple atmosphere with hydrology, ocean, waves and sea-ice models, from coastal to global scales, *Geoscientific Model Development* , 10, 4207-4227.

Communications orales ou posters

Ayoub N., P. De Mey, F.oublanc, M. Ghantous, F. Lyard, P. Marsaleix, T. Duhaut, Downscaling from regional to coastal ocean and stochastic modelling in the Bay of Biscay, *The Global Ocean week*, 10-14 Oct. 2016, Toulouse.

Brumer, S.E., V. Garnier, J.-L. Redelsperger, M.-N. Bouin, F. Arduin, and M. Accensi , Coupled Modeling of Air-Sea Processes in the Iroise Sea at High Horizontal Resolution, *21st Conference on Air-Sea Interaction*, Oklahoma City, USA. (oral), 2018.

De Mey, P., et N. Ayoub, Intégration données-modèles dans l'océan côtier, *Journées nationales SWOT*, Toulouse, 25-27 novembre 2014.

De Mey, P., Probabilistic Approaches (and Risk Assessment) in the Coastal Ocean, *Gordon Research Conference on Coastal Ocean Modelling: Modeling Coastal Marine Circulation and Physics and the Environmental Processes that They Influence*, Biddeford, Maine, Etats-Unis, 7-12 juin 2015.

De Mey, P., Estimation ensembliste des incertitudes et assimilation de données dans l'océan côtier, *Réunion COMODO*, Le Barcarès, 21-22 septembre 2015.

De Mey, P., V. Vervatis, M. Kailas, N. Ayoub, et S. Sofianos, Stochastic Coastal/Regional Uncertainty Modelling: insights from ensemble sensitivity and consistency experiments, Le Cap, mai 2017.

Garnier V., J. Pianezze, M. Accensi, T. Reynaud, M.-N. Bouin, L. Marié, F. Orain, M. Asseray, F. Arduin, J.-L. Redelsperger, Interactions océan-atmosphère-vagues en mer d'Iroise, *Journées GMMC/LEFE*, Toulon, juin 2016.

Garnier V., F. Arduin, M. Accensi, C. Peureux, Approximation de la dérive de Stokes pour toutes profondeurs, *Liege Colloquium - Submesoscale Processes: Mechanisms, Implications and New Frontiers*, 2016.

Ghantous, M., N. Ayoub, et P. De Mey, AMICO 1a: Assimilation de données par méthode ensembliste et descente d'échelles dans le Golfe de Gascogne, *Journées 2015 du GMMC*, Toulouse, 15-17 juin 2015.

Ghantous, M., N. Ayoub et P. De Mey, Ensemble Data Assimilation and Downscaling in the Bay of Biscay, *Ocean Sciences Meeting*, New Orleans, 21-26 février 2016.

Ghantous, M., N. Ayoub et P. De Mey, Downscaling model errors in the Bay of Biscay, *Journées du GMMC*, Toulon, 7-9 juin 2016.

Ghantous M., N. Ayoub, V. Vervatis, P De Mey, Downscaling model errors in the Bay of Biscay, *Intrinsic & forced ocean variability workshop*, Grenoble, 20-21 Avril 2017.

Pinazo C., O. N. Ross, F. Diaz, A.M. Doglioli, F. D'Ortenzio, J-C Dutay, C. Estournel, P. Forget, V. Garnier, P. Garreau, M. Gehlen, E. Gutknecht, M. Herrmann, M. Kersale, F. Kessouri, C. Lathuilière, L. Marié, P. Marsaleix, C. Perruche, A. Petrenko, G. Reffray, M. Sourisseau, V. Taillandier, I. Taupier-Letage, P. Testor, B. Thouvenin, C. Ulses and G. Eldin, The AMICO-BIO project: integrating Operational Coastal Oceanography with a 3D Coupled Physical-Biogeochemical Modelling Approach, *MyOcean Science Days*, Toulouse, France, 22-24 September 2014.

Pinazo C., O. N. Ross, F. Diaz, A.M. Doglioli, F. D'Ortenzio, C. Estournel, P. Forget, V. Garnier, E. Gutknecht, M. Kersale, F. Kessouri, C. Lathuilière, L. Marie, J. Marmain, P. Marsaleix, C. Perruche, A. Petrenko, G. Reffray, M. Sourisseau, V. Taillandier, I. Taupier-Letage, P. Testor, B. Thouvenin, C. Ulses and G. Eldin, Amélioration de la gestion des conditions de frontières ouvertes (OBC) biogéochimiques dans les modèles physiques et biogéochimiques couplés régionaux afin de reproduire les principaux processus d'échanges côte - large, *Journées du GMMC*, Toulouse, 15-17 juin 2015.

Pinazo C., O. N. Ross, F. Diaz, A.M. Doglioli, F. D'Ortenzio, C. Estournel, P. Forget, V. Garnier, E. Gutknecht, M. Kersale, F. Kessouri, C. Lathuilière, L. Marie, J. Marmain, P. Marsaleix, C. Perruche, A. Petrenko, G. Reffray, M. Sourisseau, V. Taillandier, I. Taupier-Letage, P. Testor, B. Thouvenin, C. Ulses and G. Eldin, Le projet AMICO-BIO : Action de Modélisation Intégrée Côtière Opérationnelle 3D couplée physique BIOgéochimique, *Journées du GMMC*, Toulon, 7-9 juin 2016.

Pineau-Guillou L., Arduin F., Bouin MN, Redelsperger J-L, Ocean-Atmosphere Interaction. Improvement of wind stress for coastal physical modelling, *ECMWF - NWP Training Course: Advanced Numerical Methods for Earth-System modelling*, 1-5 June 2015.

Pineau-Guillou L., Arduin F., Bouin MN, Redelsperger J-L, Chapron B., Bidlot J., 2016, Sensitivity to wind stress formulation in a coupled wave-atmosphere model, *OceanFlux Science Workshop , Air-Sea Gas Flux : Progress and Future Prospects*, 6-9 Sept. 2016.

Redelsperger J-L et scientifiques d'AMICO-2, N, Le projet AMICO, *Journées COPERNICUS du Ministère de la Transition Écologique et Solidaire*, Paris, novembre 2017.

Redelsperger J-L, Large Eddy Simulation de l'Atmosphère, de l'Océan, & leur couplage: Utilisation pour les paramétrisations de modèles de plus grande échelle, Exposé invité aux *Journées COMODO et CROCO*, Grenoble, 2017.

Redelsperger J-L, Interface Océan-Atmosphère-Vagues & le projet CROCO, *Conseil Scientifique CROCO*, Grenoble, 2017.

Ross O. N., C. Estournel, F. Kessouri, P. Marsaleix, C. Perruche, G. Reffray, M. Sourisseau, B. Thouvenin, C. Ulses and C. Pinazo, AMICO-BIO: investigating the effects of forcing open boundaries in 3D regional biogeochemical models and the use of public data products for model validation, *MyOcean Science Days*, Toulouse, France, 22-24 September 2014.

Ross O.N., M. Fraysse, C. Pinazo, I. Pairaud, How intrusions of the Northern Current lead to regime shifts in the biogeochemistry in the eastern Gulf of Lion, NW Mediterranean *ASLO Meeting*, Granada, Spain, 22-27 February 2015.

Ross O.N., A.M. Doglioli, K. Klun, L. Rousselet, I. Talaber, D. Guillemain, L. Berline, A. Petrenko, C. Yohia, C. Pinazo, Meso- and Sub-mesoscale Physico-biogeochemical

Dynamics in a Coastal NW Mediterranean Sea: Quantifying and Understanding Ecosystem Structure and Transport, *ASLO Meeting*, Hawaii, 27 February – 3 March 2017.

Voldoire, A., B. Decharme, J. Pianezze, C. Lebaupin Brossier, F. Sevault, L. Seyfried, V. Garnier, S. Bielli, S. Valcke, A. Alias, M. Accensi, F. Ardhuin, M.-N. Bouin, V. Ducrocq, S. Faroux, H. Giordani, F. Léger, P. Marsaleix, R. Rainaud, J.-L. Redelsperger, E. Richard, S. Riette. , The seamless and multi-model coupling between atmosphere, land, hydrology, ocean, waves and sea-ice models based on SURFEX using OASIS3-MCT, *Journées GMMC/LEFE*, Toulon, 2016.

Autres publications citées

Albérola, C. and Millot C. ,2003, Circulation in the French Mediterranean coastal zone near Marseilles: the influence of wind and the Northern Current, *Continental shelf research*, 23, 587-610.

Ardhuin, F., N. Rasche, and K. Belibassakis, 2008, Explicit wave-averaged primitive equations using a generalized Lagrangian mean, *Ocean Modelling*, 20, 35–60.

Ardhuin F., R. Aron, F. Dumas, A-C. Bennis, A. Sentchev, Ph. Forget, J. Wolf, F. Girard, P. Osunao, M. Benoit, 2012, Numerical Wave Modeling in Conditions with Strong Currents: Dissipation, Refraction, and Relative Wind *Journal of Physical Oceanography*, 42, 2101-2120.

Barrier, N., Petrenko, A. A., & Ourmieres, Y., 2016, Strong intrusions of the Northern Mediterranean Current on the eastern Gulf of Lion: insights from in-situ observations and high resolution numerical modelling, *Ocean Dynamics*, 66, 313-327.

Bennis A.-C., F. Ardhuin, F. Dumas, 2011, On the coupling of wave and three-dimensional circulation models: Choice of theoretical framework, practical implementation and adiabatic tests, *Ocean Modelling*, 40, 260 - 272, doi: 10.1016/j.ocemod.2011.09.003.

Bertin, X., Bruneau, N., Breilh, J., Fortunato, A. and Karpytchev, M., 2012. Importance of wave age and resonance in storm surges: The case Xynthia, Bay of Biscay. *Ocean Modelling*, 42: 16-30.

Boudière, E., Maisondieu, C., Ardhuin, F., Accensi, M., Pineau-Guillou, L., and Lepesqueur, J., 2013, A suitable metocean hindcast database for the design of Marine energy converters, *Int. J. Marine Energy*, 3–4, e40–e52, <https://doi.org/10.1016/j.ijome.2013.11.010>.

Chelton, D., M. G. Schlax, M. H. Freilich, and R. F. Milliff, 2004. Satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds, *Science*, 303, pp. 978–983.

Fairall CW, Bradley EF, Hare JE, Grachev AA, Edson JB., 2003, Bulk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm, *J. Clim.*, 16, 571–591.

Kudryavtsev, V., A. Myasoedov, B. Chapron, J. A. Johannessen, and F. Collard, 2012, Imaging mesoscale upper ocean dynamics using synthetic aperture radar and optical data, *Journal of Geophysical Research*, 117, C04029.

Lac, C. et al.. , 2017, Overview of the Meso-NH model version 5.4 and its applications, *Geoscientific Model Development*, 1929-1969.

Lazure P, V. Garnier, F. Dumas, C. Herry, M. Chifflet , 2009, Development of a hydrodynamic model of the Bay of Biscay. Validation of hydrology , *Continental Shelf Research* , 29, 985-997, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.12.017>.

Le Boyer A., Cambon G., Daniault N., Herbette S, Le Cann B., Marie L., Morin P. , 2009, Observations of the Ushant tidal front in September 2007, *Continental Shelf Research*, 29, 1026-1037, <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.12.020>.

- McWilliams, J. C., Restrepo, J. M., Lane, E. M., 2004, An asymptotic theory for the interaction of waves and currents in coastal waters, *J. Fluid Mech.* , 511, 135–178.
- Michaud H, Marsaleix P, Leredde Y., Estournel C, Bourrin F., Lyard F., Mayet C., Ardhuin F., 2012, Three-dimensional modelling of wave-induced current from the surf zone to the inner shelf, *Ocean Science*, 8, 657-681.
- Millot, C., 1990, The gulf of Lions' hydrodynamics, *Continental shelf research*, 10, 885-894.
- Pineau-Guillou L., Ardhuin F., Bouin M-N., Redelsperger J-L., Chapron B., Bidlot J-R., Quilfen Y., 2018, Strong winds in a coupled wave-atmosphere model during a North Atlantic storm event: evaluation against observations, *Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society*, 144, 317-332, <https://doi.org/10.1002/qj.3205>.
- Rasclé N., F. Ardhuin, 2009, Drift and mixing under the ocean surface revisited: Stratified conditions and model-data comparisons, *Journal of Geophysical Research*, 114, C02016, doi:10.1029/2007JC004466.
- Sullivan P. P., J. B. Edson, T. Hristov, J.C. McWilliams, 2007, Large-eddy simulations and observations of atmospheric marine boundary layers above nonequilibrium surface waves, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65, 1225-1245
- Testor P., Coppola L., Mortier L., 2012, MOOSE-GE 2012 cruise, RV Le Suroît, <https://doi.org/10.17600/12020030>.
- Thévenot O, Bouin MN, Ducrocq V, Lebeaupin Brossier C, Nuissier O, Pianezze J, Duffourg F., 2016, Influence of the sea state on Mediterranean heavy precipitation: A case-study from HyMeX SOP1, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 142, 377–389, <https://doi.org/10.1002/qj.2660>.
-