



HAL
open science

Modélisation couplée océan-atmosphère pour l'étude des évènements météorologiques intenses en Méditerranée occidentale

Romain Rainaud

► **To cite this version:**

Romain Rainaud. Modélisation couplée océan-atmosphère pour l'étude des évènements météorologiques intenses en Méditerranée occidentale. Océan, Atmosphère. Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier), 2015. Français. NNT: . tel-02110823

HAL Id: tel-02110823

<https://theses.hal.science/tel-02110823>

Submitted on 25 Apr 2019

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

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



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : *l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)*

Soutenu le 19/10/2015 par :
ROMAIN RAINAUD

**Modélisation couplée océan-atmosphère pour l'étude des
événements météorologiques intenses en Méditerranée
occidentale.**

JURY

SYLVAIN COQUILLAT	Président
VASSILIKI KOTRONI	Rapporteur
ANNE PETRENKO	Rapporteur
CAROLE NAHUM	Examinatrice
BRUNO ZAKARDJIAN	Examineur
VÉRONIQUE DUCROCQ	Directrice de thèse
HERVÉ GIORDANI	Co-Directeur de thèse
CINDY LEBEAUPIN- BROSSIER	Co-Encadrante de thèse

École doctorale et spécialité :

SDU2E : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales

Unité de Recherche :

Centre National de Recherches Météorologiques - Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique Météo France, 42 avenue Gaspar Coriolis 31057 Toulouse Cedex, France

Directeur(s) de Thèse :

Véronique DUCROCQ et Hervé GIORDANI

Rapporteurs :

Vassiliki KOTRONI et Anne PETRENKO

Remerciements

C'est avec une émotion particulière que j'écris ces lignes qui peuvent faire penser à un portail temporel, puisque pour moi, elles clôturent ces trois années de travail alors qu'elles marquent pour vous le début de la lecture de mon travail de thèse. Ce travail porte sur les événements de pluies intenses en Méditerranée, et je suis très heureux d'avoir pu l'effectuer car ils ont fréquemment marqué mes rentrées des classes marseillaises depuis la petite enfance. C'est donc motivé par la compréhension et pour apporter ma contribution à l'amélioration de la prévision de ces événements que j'ai quitté ma Provence natale, mes cigales et calanques pour venir m'installer à Toulouse. Je tiens donc à remercier Météo-France et la DGA (Direction Générale de l'Armement) qui ont rendu possible cette thèse. Je remercie également les membres du jury pour avoir accepté et pris le temps d'évaluer mon travail.

Ce travail n'aurait jamais pu être abouti sans Véronique et Hervé, mes directeurs de thèse que je tiens particulièrement à remercier. Merci beaucoup pour votre aide, votre soutien, vos conseils et votre rigueur dont la qualité de ce travail dépend énormément. Je tiens aussi à remercier Cindy, mon encadrante, qui a également beaucoup contribué à ce travail, aussi bien d'un point de vue technique que scientifique, mais aussi qui m'a soutenu, notamment dans les moments les plus difficiles.

Je tiens également à remercier toutes les personnes avec qui j'ai pu collaborer durant ma thèse, que ce soit pour l'utilisation de différentes données ou pour des retours et des conseils sur mon travail. La liste serait évidemment trop longue et je risque d'en oublier ! Je remercie également les personnes impliquées dans le projet HyMeX qui m'ont permis d'utiliser une base de données importante. C'est grâce à ce projet que j'ai pu découvrir des endroits merveilleux lors des workshops, où j'ai également pu côtoyer les collègues dans un contexte hors professionnel.

À travers ces quelques lignes, je tiens aussi à remercier tous les membres, passés et présents, de l'équipe MICADO qui m'a accueilli et avec qui j'ai partagé de très bons moments pendant les pauses café, malgré certaines discussions un peu trop orientées rugby pour moi ! Je vous remercie également tous, Odile, Fanny, Clotilde, Fabien, Mathieu, Béa, Robert, Olivier C., Laurent, a fortiori Olivier N., François, Étienne, Simon et Maxime pour vos conseils et vos remarques instructives. Merci également à Laurent pour ton aide lors des pépins informatiques ! En parlant de l'équipe MICADO, j'ai également une pensée pour les pensionnaires du bureau 304 qui se sont relayés, Benoît, Jeff, Mylène, Hélène, Simon, Maxime, Guillem et Tarik. Vous avez tous contribué à me faire passer des journées agréables malgré la pression que l'on ressent en thèse. Un grand merci également à Didier, Christine, Sébastien et Benoît de l'équipe MESO-NH pour leur aide sur l'utilisation des sorties du modèle

AROME, mais aussi pour leur bonne humeur durant les pauses café!

Je souhaite également adresser quelques lignes au personnel administratif du CNRM, Anita et Lydie, qui m'ont beaucoup aidé à ne pas me noyer dans les formalités administratives, notamment lors des premiers mois de ma thèse. Merci également à Ouria pour ton aide, ta bonne humeur et ton implication à chaque période de réinscription à l'université. Enfin, je tiens aussi à adresser un grand merci à Régine pour tout le travail administratif que tu fais, pour les missions, la gestion des heures etc... et qui facilite énormément la vie à tout le monde! Je te remercie également pour nos pauses discussions qui me permettaient de me sortir la tête du travail!

Durant 3 ans et lorsque l'on quitte ses attaches, sur un plan personnel, on fait forcément de nouvelles rencontres, de nouvelles expériences. Je pense dans un premier à Antoine, qui m'a d'abord initié à ncl sur le plan professionnel puis avec qui j'ai partagé de merveilleuses côtelettes accompagnées d'un bon rosé! Je pense aussi à Jeff, mon ami américain reparti outre-Atlantique. J'espère un jour te faire visiter ma belle cité phocéenne et que tu me fasses connaître l'Amérique! Je pense également à Benoît et à ton aide pour la recherche d'assiettes, mais aussi à notre dégoût commun pour le sanglier bouilli à la sauce à la menthe (en référence à Astérix chez les Bretons)! Il y a aussi Maxime pour les nuits que nous avons passées à Mykonos! Simon, peut-être qu'un jour on sera d'accord sur quelque chose...! Je pense aussi à tous ceux que j'ai rencontré ou mieux connus pendant les workshops HyMeX, Pierre, Yann, Léo, PEB... La base de données de flux à l'interface air-mer est bien remplie maintenant!

Je tiens aussi à remercier les copains de l'équipe de basket de la Météo, Yannick, Guillaume, Delphine, Moussa, Abdel, Barbie, P-E... avec qui j'ai pu retrouver les joies de la compétition et de ce sport qui m'a tant apporté depuis l'enfance.

Ces années de thèse m'ont également permis de me lancer dans une nouvelle discipline, le théâtre, où là aussi, j'ai fait la connaissance d'un groupe formidable! Malgré la différence d'âge et mon niveau débutant, vous m'avez tout de suite accueilli comme l'un des vôtres. Merci à Carole, Sylvain, Olivier P., Olivier D., Jean et Nicole (aussi pour nous ouvrir les portes du manoir de Forgues!), Suzanne, Béa, Éli-zabeth, Yolande, Alice, Jean-Luc et Francky avec qui nous avons monté un spectacle apparemment apprécié par le public! Bienvenu également aux nouveaux arrivé(e)s!

Même si mon arrivée à Toulouse m'a éloignée de ma vie à Marseille, je tiens quand même à remercier tous ceux qui ont toujours été là pour moi depuis bien longtemps, et que je retrouvais toujours avec le même plaisir à chacun de mes retours. Merci à Nico, Perrine, Clément, Auré, Rémy, Julie, Sabrina, Patos, Daniel et à toutes vos extensions!

Je tiens aussi à remercier ma famille, qui depuis toujours a cru en moi et qui a tout fait pour que j'en arrive là aujourd'hui, malgré les difficultés. Merci de m'avoir soutenu et suivi tout au long de la route, ou de m'avoir accompagné autant que vous le pouviez avant de prendre une autre route...

Et pour finir, je tiens tout particulièrement à te remercier, Maylis, pour m'avoir permis d'avancer tous les jours vers la ligne d'arrivée! Je te félicite aussi et surtout pour avoir réussi à me supporter pendant tout ce temps et pour me supporter encore!

Merci!

Résumé

La région méditerranéenne occidentale est fréquemment affectée à l'automne par des épisodes de pluie intense, souvent accompagnés de vent marin fort. La thèse porte sur le rôle et la modélisation des processus à l'interface air-mer pendant ces événements. Elle a pour objectif particulier d'étudier l'impact d'une modélisation couplée océan-atmosphère sur la prévision à courte échéance de ces événements. La méthodologie mise en œuvre afin d'atteindre les objectifs de la thèse a été d'évaluer séparément la modélisation des deux compartiments (océan, atmosphère) à leur interface à l'aide des observations de la campagne de mesures du programme HyMeX (SOP1, automne 2012) avant d'étudier l'impact de la modélisation couplée océan-atmosphère.

Dans la première partie de la thèse, les échanges air-mer sont examinés dans les prévisions atmosphériques produites par le modèle AROME de Météo-France dans une configuration dédiée à la Méditerranée occidentale. Pendant la SOP1, les événements météorologiques intenses conduisent à des réponses océaniques rapides et fortes qui ne sont pas ou mal représentées dans les champs de température de surface de la mer utilisés par le modèle AROME.

L'évolution de la couche de mélange océanique a par la suite été simulée par une configuration du modèle océanique NEMO sur le bassin occidental de la Méditerranée utilisant différentes conditions initiales et aux limites et deux paramétrisations différentes des flux air-mer. Ces simulations montrent la forte contrainte des conditions initiales et aux limites sur la circulation océanique.

Dans la troisième partie, l'impact du couplage océan-atmosphère sur la prévision atmosphérique est étudié pour deux périodes de la SOP1 d'HyMeX à l'aide du système couplé AROME-NEMO. Les résultats des différentes expériences montrent que le couplage peut avoir un impact sur les précipitations d'ampleur équivalente à celui associé à un changement de paramétrisation des flux ou de conditions initiales de température de surface de la mer.

Abstract

The Western Mediterranean area is frequently affected in autumn by heavy precipitation events (HPEs), generally associated with strong winds. This PhD thesis investigates and models the role of air-sea interface processes during these events. The objective is to determine the impact of an air-sea coupled model on the short-range forecast of HPEs. To reach this objective, the two components (oceanic and atmospheric) are first separately evaluated at their interface using observations from the HyMeX campaign (SOP1, autumn 2012), before studying the impact of the air-sea coupled system.

In the first part, the air-sea exchanges are examined in the atmospheric forecasts produced by the AROME model of Météo-France in a configuration dedicated to the Western Mediterranean area. During the SOP1, the intense meteorological events induce strong and fast oceanic responses which are not well represented in the sea surface temperature fields used by the AROME model.

Then, the evolution of the oceanic mixed layer is simulated by a Western Mediterranean configuration of the oceanic model NEMO using different initial and boundary conditions and two air-sea flux parameterizations. These simulations showed a strong dependency of the oceanic circulation on the initial and boundary conditions.

In the final part, the impact of the air-sea coupling on the atmospheric forecast is evaluated for two HyMeX SOP1 periods using the AROME-NEMO coupled system. The results of the different experiments demonstrate that the impact of coupling on HPEs is equivalent to the impact of changing the air-sea flux parameterization or the sea surface temperature initial conditions.

Sommaire

Introduction	1
1 État de l'art	9
1.1 Les évènements fortement précipitants en Méditerranée	9
1.1.1 Environnements synoptiques favorables	9
1.1.2 Les systèmes précipitants	11
1.1.3 Rôle de la température de surface de la mer	12
1.2 Les flux à l'interface océan-atmosphère	14
1.3 Les processus couplés océan-atmosphère	17
1.4 Modélisation couplée océan-atmosphère en mer Méditerranée	19
1.4.1 Modélisation couplée du climat régional	19
1.4.2 Modélisation couplée à fine échelle	20
1.5 Conclusion	21
I Caractérisation des échanges air-mer	23
2 Modèle atmosphérique à haute résolution : AROME-WMED	25
2.1 La dynamique du modèle AROME	25
2.2 Les paramétrisations physiques	26
2.3 L'état initial	28
2.3.1 L'analyse atmosphérique	28
2.3.2 L'analyse de SST	28
2.4 La surface et la plate-forme SURFEX	29
2.4.1 La paramétrisation COARE	30
2.4.2 La paramétrisation ECUME	32
2.5 AROME-WMED	33
3 Échanges à l'interface air-mer pendant la SOP1	35
3.1 Article : Characterization of air-sea exchanges over the Western Mediterranean Sea during HyMeX SOP1 using the AROME-WMED model	35
3.2 Résumé de l'article, compléments et conclusion	53

II Réponse de la couche de mélange océanique aux flux turbulents de la SOP1 57

4	Modèle océanique à haute résolution : NEMO-WMED36	59
4.1	Le modèle NEMO	59
4.1.1	Dynamique du modèle	59
4.1.2	Paramétrisations physiques	60
4.2	Diagnostics dans la CMO	62
4.3	La configuration NEMO-WMED36	63
4.4	Les simulations océaniques	65
4.5	Forçages atmosphériques en surface	68
4.5.1	Le forçage de référence : EC	69
4.5.2	Comparaisons des forçages EC et CO	70
4.6	Initialisation et conditions aux limites	73
4.6.1	État initial et aux limites de référence : MED36v50-ARPERA3	73
4.6.2	Les conditions initiales et aux limites PSY2V4R4	74
5	Couche de mélange océanique pendant la SOP1 HyMeX : Sensibilité à la paramétrisation des flux turbulents et aux conditions initiales et aux limites	77
5.1	Description de la CMO dans la simulation de référence : ECMED	77
5.2	Sensibilité de la CMO à la paramétrisation des flux	78
5.3	Sensibilité aux conditions initiales et aux frontières	85
5.4	Bilans de température et salinité	88
5.5	Comparaisons des simulations avec les observations	92
5.5.1	SST	92
5.5.2	SSS	95
5.5.3	Profils de température aux bouées ancrées	96
5.5.4	Comparaison aux profils ARGOs	97
5.5.5	Comparaison aux profils CTD	101
5.6	Conclusion	103

III Couplage océan-atmosphère à haute résolution 105

6	Système couplé AROME-NEMO	107
6.1	Le modèle couplé AROME-NEMO WMED	107
6.2	Les expériences numériques	108
6.3	Bilans en eau	111
7	Impact du couplage océan-atmosphère sur la prévision de la POI13115	
7.1	SST et flux turbulents	115
7.2	Impact sur la prévision des précipitations	123
7.3	Impact sur la vapeur d'eau dans les basses couches atmosphériques	129
7.4	Conclusions	133

8	Impact du couplage océan-atmosphère sur la prévision de la POI16	135
8.1	POI16a	135
8.1.1	Description de la situation atmosphérique	135
8.1.2	Différences de SST et de flux de chaleur	137
8.1.3	Impact sur les précipitations	141
8.1.4	Impact sur la vapeur d'eau dans les basses couches atmosphériques	146
8.2	POI16b	148
8.2.1	Description de la situation atmosphérique	148
8.2.2	SST et flux turbulents	149
8.2.3	Impact sur la température de l'air	153
8.3	Conclusion	157
	Conclusions et perspectives	159
	Références	163
	Glossaire	175
	Annexes	179
A	Article : Ocean Mixed Layer responses to intense meteorological events during HyMeX SOP1 from a high-resolution ocean simulation	179
B	Description des scores de précipitations	201
B.1	Le biais (BIAS)	201
B.2	Le diagramme de Taylor	201
B.3	Les scores catégoriels	202

Introduction

Les évènements météorologiques intenses en Méditerranée occidentale

La mer Méditerranée est une mer quasi fermée, reliée avec l’océan Atlantique uniquement au détroit de Gibraltar. Elle est divisée en une partie occidentale et une partie orientale, rattachées par le détroit de Sicile. Dans cette thèse, nous nous intéresserons uniquement au bassin méditerranéen occidental, qui s’étend donc du détroit de Gibraltar pour sa frontière ouest au détroit de Sicile pour sa frontière est (Figure 1). Ce bassin est entouré de plusieurs chaînes de montagnes, les Alpes, le Massif Central (Cévennes), les Pyrénées et les Appenins dans sa partie nord, l’Atlas dans sa partie sud. Cette géographie influence fortement le climat de la région. Le climat méditerranéen se caractérise par des étés chauds et secs et des hivers plus doux et humides. Ce climat était également façonné par de fortes variabilités et la région est fréquemment soumise à des évènements météorologiques intenses faisant régulièrement d’importants dégâts, aussi bien matériels qu’humains. Parmi ces évènements, on peut citer les pluies intenses pouvant générer des crues rapides, les tempêtes et les vents régionaux violents ou encore les sécheresses.

Le pourtour méditerranéen occidental est particulièrement soumis aux épisodes de pluies intenses, principalement en automne, lorsque la mer Méditerranée, encore chaude, constitue un important réservoir d’énergie et d’humidité. Les évènements enregistrés depuis une trentaine d’années ont fait plusieurs millions d’euros de dégâts et entraînent bien souvent des pertes humaines (Llasat *et al.*, 2013). Comme l’illustre la Figure 2 pour l’automne 2012 (Ducrocq *et al.*, 2014) des cumuls de précipitations en 24 heures supérieurs à 100 mm sont fréquents sur le pourtour du bassin. Ainsi, la côte méditerranéenne espagnole et les îles Baléares (Romero *et al.*, 1998, 2000) ou encore l’Italie (notamment sur le Piémont et le golfe de Gênes, Buzzi *et al.*, 1998; Silvestro *et al.*, 2012) sont régulièrement touchés par ces évènements.

Le sud-est de la France est aussi particulièrement soumis à ces pluies intenses. Comme le montrent les Figures 2 et 3a, les départements de l’Hérault, du Gard et de l’Ardèche sont les plus impactés, avec une fréquence supérieure à 7 épisodes par an, et jusqu’à, au moins, 2 épisodes par an de plus de 200 mm en une journée. Certains de ces cas sont remarquables par l’importance des dégâts humains et matériels occasionnés. Parmi ces cas, on peut citer celui du Gard les 8 et 9 septembre 2002, de l’Hérault entre le 1^{er} et le 4 décembre 2003 ou de Draguignan (Var) le 15 juin 2010.



FIGURE 1 – Carte du bassin méditerranéen occidental présentant les différentes zones géographiques ainsi que les différents sous-bassins en suivant la nomenclature de Millot et Taupier-Letage (2005).

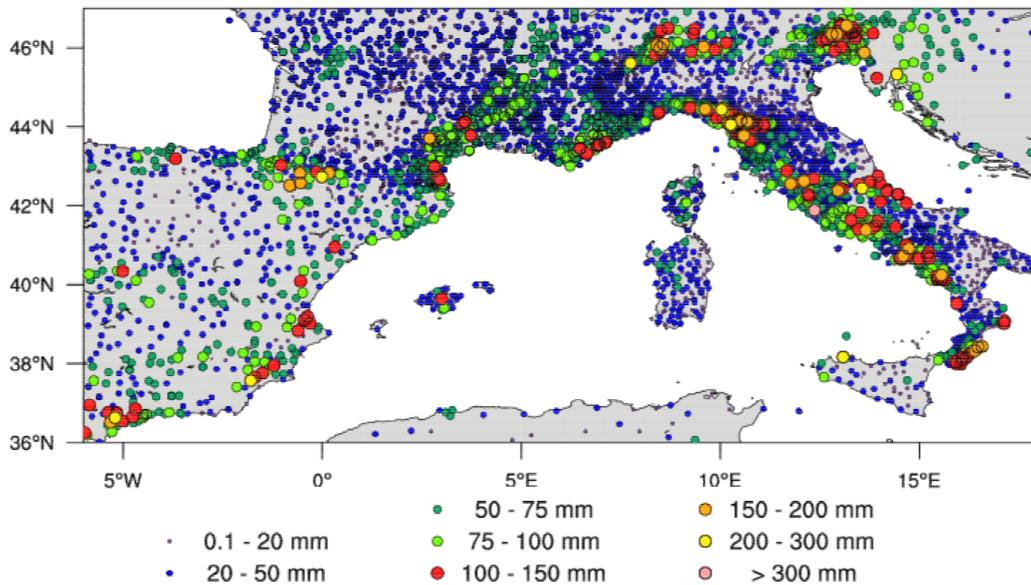


FIGURE 2 – Maximum de cumul des précipitations en 24 heures pour chaque station d’observations de surface entre le 5 septembre et le 6 novembre 2012. Source : Ducrocq *et al.* (2014).

L’automne 2014 a aussi été remarquable par le nombre d’événements précipitants rencontrés. Pour le cas majeur du Gard, en septembre 2002, décrit en détail par Delrieu *et al.* (2005), les précipitations moyennes ont dépassé 200 mm en 24 heures

sur plus de 5500 km². Le cumul maximum des précipitations a atteint environ 700 mm en 24 heures près d'Alès. Ces fortes précipitations ont notamment entraîné une crue éclair du Gardon où l'eau s'élevait sur une hauteur d'environ 20 mètres et atteignait la première arche du pont du Gard. D'autres cours d'eau ont également été en crue lors de cet événement, comme le Vidourle à Sommières (Gard). Les dégâts matériels dus à cet événement ont été estimés à environ 1,2 milliard d'euros et 24 personnes ont été tuées. Le cas de l'Hérault entre le 1^{er} et le 3 décembre 2003 a conduit notamment à une crue historique du Rhône, et a provoqué des dégâts dépassant le milliard d'euros. Entre le 1^{er} et le 3 décembre 2003, le cumul des précipitations a dépassé 300 mm sur la vallée du Rhône et une zone d'environ 25.000 km² a reçu plus de 150 mm sur la totalité de l'évènement. Ce cas est également caractérisé par une tempête générée en mer avec une forte houle (vagues de 9 m de hauteur), bloquant l'écoulement des cours d'eau et amplifiant le phénomène de crue.

Le pourtour méditerranéen est également souvent soumis aux vents violents. Ces vents sont générés par des systèmes dépressionnaires en Méditerranée et peuvent être amplifiés par canalisation du flux par le relief. Les vents régionaux, comme le Mistral et la Tramontane pour le sud de la France, sont fréquents et peuvent être très violents. La rose de vent moyenne entre 1999 et 2010 de Marseille (Figure 3b) indique qu'environ 30 % du vent est de direction nord/nord-ouest, représentative du Mistral, avec une vitesse supérieure à 8 m.s⁻¹ dans les deux tiers des cas. Les rafales peuvent fréquemment dépasser les 100 km.h⁻¹ et être à l'origine de dégâts importants, notamment maritimes.

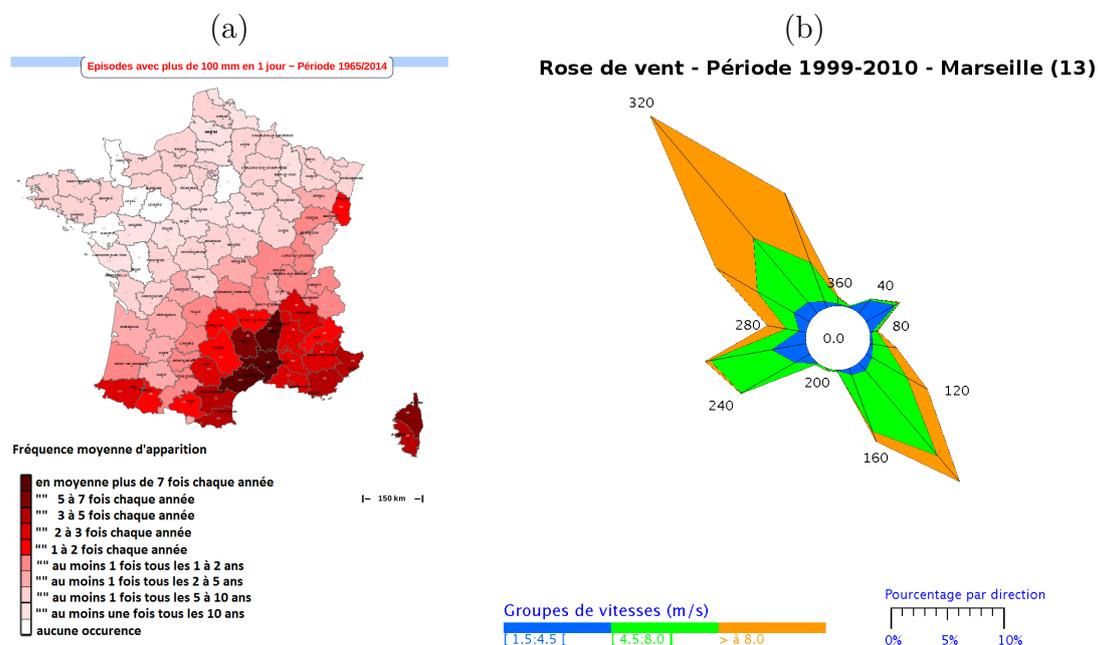


FIGURE 3 – (a) Nombre annuel moyen d'évènements précipitants de plus de 100 mm en 1 jour entre 1965 et 2014. Source : Météo-France. (b) Rose de vent entre 1999 et 2010 à la station d'observations de Marseille. Source : Météo-France.

Aussi bien d'un point de vue économique que sociétal, il est donc important d'avoir une meilleure connaissance et modélisation de ces événements météorologiques intenses afin de pouvoir mieux les prévoir. Plusieurs études ont montré un impact important des conditions océaniques, et plus précisément de la température de surface (SST, *Sea Surface Temperature* en anglais), sur la prévision des phénomènes météorologiques intenses et notamment sur les précipitations (Pastor *et al.*, 2001; Lebeaupin *et al.*, 2006). En effet, les échanges de chaleur et d'eau entre la mer et l'atmosphère vont en partie dépendre des gradients de température et d'humidité entre ces deux milieux. L'océan et l'atmosphère interagissent donc ensemble, et il apparaît ici une notion primordiale qui guidera la totalité de ce mémoire de thèse : l'océan et l'atmosphère représentent un système couplé en forte interaction pendant les événements intenses.

Le programme HyMeX

L'étude du système couplé que constitue la Méditerranée est l'une des problématiques majeures abordées par le programme international HyMeX (*HYdrological cycle in the Mediterranean EXperiment*, Drobinski *et al.*, 2014) du méta-programme MISTRALS.

Le programme international HyMeX étudie le cycle de l'eau en Méditerranée. Il a notamment pour but d'améliorer les connaissances et la prévisibilité des événements intenses reliés au cycle de l'eau qui impactent régulièrement cette région. Cette thèse contribue à deux thématiques majeures au cœur du programme, à savoir "Pluies intenses et crues rapides" et "Échanges air-mer intenses". L'objectif principal de la thématique "Pluies intenses et crues rapides" est d'améliorer la compréhension des processus de formation et de développement des systèmes fortement précipitants, et de mieux les représenter dans les modèles numériques. L'objectif de la seconde thématique, "Échanges air-mer intenses", est de mieux comprendre et quantifier les interactions air-mer, notamment en automne et en hiver, souvent marqués par une plus forte occurrence de vent fort, et correspondant respectivement à la phase de pré-conditionnement et au déclenchement de la convection océanique profonde dans la partie nord du bassin occidental.

Le programme HyMeX s'étend sur 10 ans, entre 2010 et 2020 (Figure 4a). À l'intérieur de la période d'observations longue (LOP, *Long Observation Period*), s'insère la période d'observations renforcées (EOP, *Enhanced Observation Period*), entre 2011 et 2015, dans laquelle s'est déroulée deux campagnes de mesures ou périodes d'observations spéciales (SOP, *Special Observation Period*). La SOP1, dédiée aux pluies intenses et aux crues rapides sur les côtes méditerranéennes (Ducrocq *et al.*, 2014) a eu lieu entre le 5 septembre et le 6 novembre 2012, et correspond à la période d'étude de cette thèse. La zone d'expérimentation s'étendait de la région de Valence en Espagne jusqu'à la région de Rome en Italie en passant par le sud de la France (Figure 4b). Durant la SOP1, un important dispositif expérimental a été déployé afin de documenter les trois milieux (atmosphère, océan et hydrologie continentale).

20 périodes d'observation intensives (POI) ont eu lieu, classées en différents types

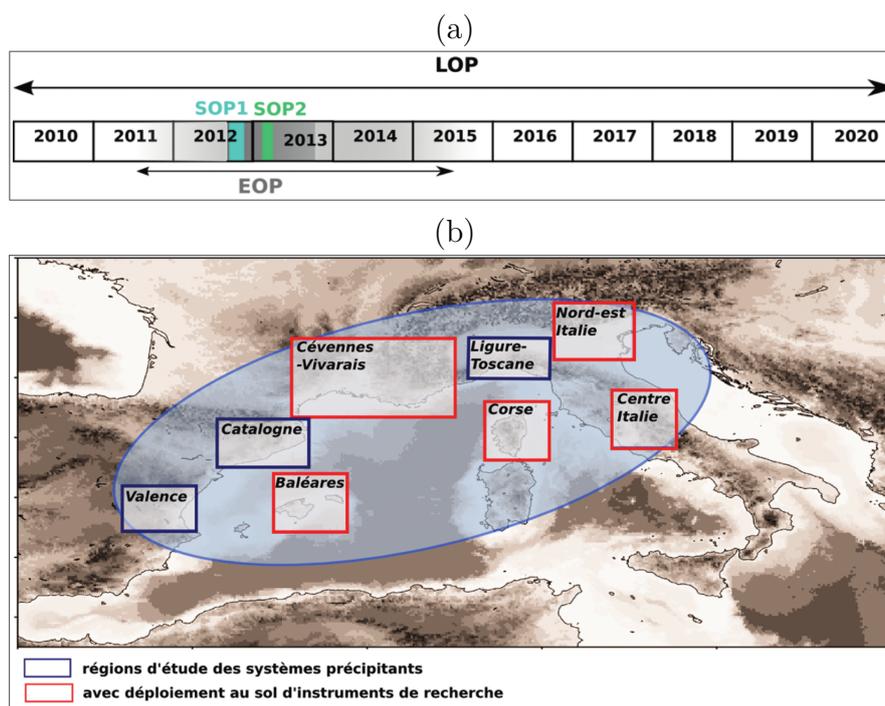


FIGURE 4 – (a) Calendrier des différentes périodes d’observations du programme HyMeX. (b) Domaine de la SOP1 du programme HyMeX représentant la zone de concentration des opérations (ellipse bleue) et les différentes régions d’étude, représentées par un rectangle. Des instruments de recherche au sol sont déployés sur les sites représentés par un rectangle rouge. Source : Ducrocq *et al.* (2013).

dont :

- HPE -*Heavy Precipitation Event*- évènement fortement précipitant,
- SWE -*Strong Wind Event*- évènement de vent fort.

Durant ces POIs, majoritairement de type HPE (Figure 5), les moyens expérimentaux mobiles (ballons, avions, bateaux...) étaient déployés afin de compléter ceux déjà en place.

Les observations dédiés à l’étude des processus couplés à l’interface entre l’océan et l’atmosphère sont plus particulièrement décrites ici. En mer, les deux bouées fixes de Météo-France (Figure 6a) situées dans le golfe du Lion et au large de Nice ont été équipées de capteurs supplémentaires. Elles fournissent des mesures des paramètres atmosphériques de surface ainsi que de température jusqu’à 200 mètres de profondeur et de salinité de surface de la mer. Plusieurs bouées dérivantes (de type Marisonde, Figure 6b et SVPs) ont été larguées en début de campagne. Des profils CTD (*Conductivity Temperature Depth*, Figure 6c) ont également été réalisés à bord des navires le Tethys II et le Provence. Un thermosalinomètre et un système autonome de mesures météorologiques (SEOS) ont été déployés sur un navire d’opportunité (le Marfret-Niolon) faisant des liaisons régulières entre Marseille et Alger (Figure 6d). Plusieurs gliders ont réalisés des radiales dans le golfe du Lion tout au long de la SOP1, apportant ainsi des observations de température et salinité entre 0 et 1000 m de profondeur. 17 ARGOs ont également fourni des profils de température

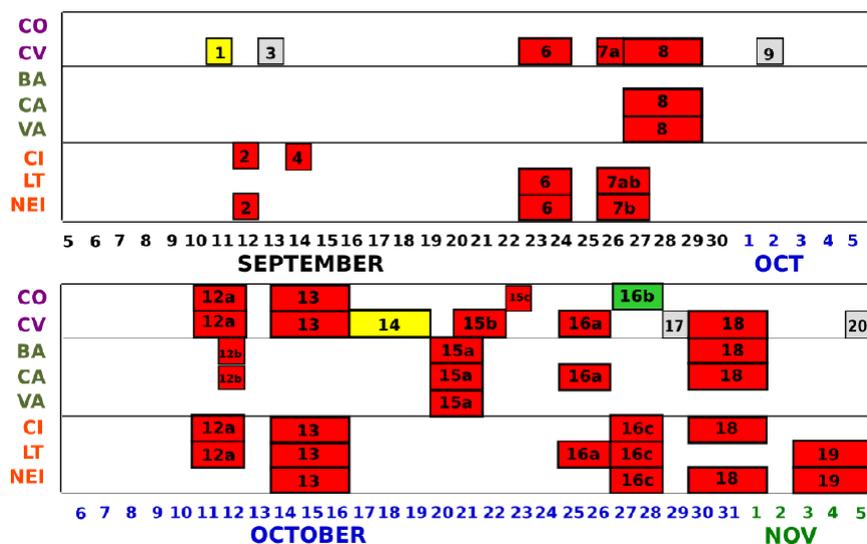


FIGURE 5 – Dates et sites affectés par des POIs pendant la SOP1. CO correspond au site Corse, CV au site Cévennes-Vivarais, BA au site Baléares, CA au site Catalogne, VA au site Valence, LT au site Ligure-Toscane et CI au site Centre-Italie. Les POIs dédiés aux HPE sont en rouge, celle dédiée aux SWE en vert. Source : Ducrocq *et al.* (2014).

et salinité sur la zone (Ducrocq *et al.*, 2014).

Les autres moyens expérimentaux, concernant notamment les observations sur les surfaces continentales ou les mesures aéroportées, sont décrits plus en détails dans Ducrocq *et al.* (2014).

Objectifs de la thèse et organisation du mémoire

Progresser dans la connaissance ainsi que la prévision des épisodes méditerranéens constitue un enjeu primordial. La qualité des prévisions des précipitations en terme de lieu et d'intensité doit encore être améliorée au regard des attentes de la société. La mer Méditerranée joue un rôle important en constituant une source importante d'énergie et d'humidité pour les systèmes fortement précipitants qui touchent régulièrement le sud de la France. Ma thèse a pour objectif d'évaluer la représentation des processus à l'interface mer-atmosphère pendant ces événements fortement précipitants et d'étudier l'impact d'une modélisation couplée océan-atmosphère sur leur prévision à courte échéance. La SOP1 du programme HyMeX fournit les cas d'étude et les observations nécessaires pour évaluer les simulations atmosphériques et océaniques.

La méthodologie mise en œuvre afin d'atteindre l'objectif de ma thèse a été d'évaluer séparément la modélisation des deux compartiments (océan, atmosphère) près de l'interface à l'aide des observations de la campagne de mesures HyMeX avant d'évaluer l'impact de la modélisation couplée océan-atmosphère. Les systèmes



FIGURE 6 – Photographies (a) de la bouée ancrée au large de Nice, (b) d’une bouée dérivante de type Marisonde, (c) de la sonde CTD à bord du Provence lors de la POI16a (crédits photo : S. Belamari, Météo-France) et (d) du système SEOS à bord du Marfret-Niolon (crédits photo : D. Legain, Météo-France).

de modélisation retenus sont ceux utilisés pour la prévision atmosphérique à courte échéance à Météo-France et la prévision océanique régionale à Mercator Océan : les modèles AROME et NEMO. Mon travail de thèse a ainsi successivement visé à :

- évaluer dans les prévisions atmosphériques la représentation de la couche limite atmosphérique marine et les flux air-mer,
- caractériser les échanges air-mer à l’aide des prévisions atmosphériques pendant la SOP1,
- analyser les réponses simulées de la couche de mélange océanique aux forçages atmosphériques prévus, en particulier pendant les événements intenses de la SOP1,
- évaluer l’impact du couplage océan-atmosphère sur la prévision d’évènements fortement précipitants.

Après un état de l'art présentant les connaissances sur les événements fortement précipitants et la modélisation couplée océan-atmosphère (chapitre 1), le mémoire sera divisé en trois grandes parties :

1. **Une première partie est consacrée à l'interface air-mer et à la couche limite atmosphérique marine durant l'automne 2012.** Le chapitre 2 décrit le modèle de prévision AROME-WMED utilisé en temps réel pendant la SOP1. Le chapitre 3 présente ensuite son évaluation par comparaison aux observations de la campagne de mesures et caractérise les flux air-mer sur toute la SOP1 et quelques POIs remarquables.
2. **La seconde partie se focalise sur la modélisation de la couche de mélange océanique pendant la SOP1.** Le chapitre 4 présente le modèle océanique NEMO-WMED36 et les simulations réalisées. Les résultats de l'étude de sensibilité de la couche de mélange océanique aux paramétrisations des flux air-mer et aux conditions initiales et aux limites sont présentés au chapitre 5. Cette étude permettra de choisir la configuration du modèle océanique pour le système couplé océan-atmosphère mis en œuvre dans la partie III.
3. **La dernière partie est dédiée à la modélisation couplée océan-atmosphère à haute résolution.** Après une description du système couplé AROME-NEMO au chapitre 6, l'impact du couplage est évalué pour deux événements fortement précipitants et de Mistral : la POI13 au chapitre 7 et la POI16 au chapitre 8.

Les conclusions et les perspectives de ce travail de thèse termineront ensuite ce mémoire.

Chapitre 1

État de l'art

Ce chapitre est consacré à l'état des connaissances actuelles sur, d'une part, les pluies intenses en Méditerranée et, d'autre part, sur les interactions océan-atmosphère durant les événements météorologiques intenses. Concernant les pluies intenses, nous présenterons les situations synoptiques et les ingrédients à plus fine échelle favorisant le déclenchement de la convection atmosphérique profonde. Pour les interactions océan-atmosphère, nous discuterons des méthodes actuelles d'estimation des flux air-mer, des processus couplés à l'œuvre dans plusieurs types de phénomènes météorologiques à différentes échelles de temps et d'espace, puis nous précisons l'état de l'art en modélisation couplée océan-atmosphère à fine échelle.

1.1 Les événements fortement précipitants en Méditerranée

1.1.1 Environnements synoptiques favorables

Les événements fortement précipitants sont favorisés par des conditions synoptiques caractéristiques. À partir des champs de géopotential à 500 hPa issus des réanalyses ERA40 (ECMWF, *European Centre for Medium-range Weather Forecasts Re-Analysis*, Uppala *et al.*, 2005), Nuissier *et al.* (2011) montrent que 75% des événements qui ont lieu dans le sud de la France sont associés à deux types de situations synoptiques :

- la première classe de situations, nommée Cyclonic SouthWesterly (CSW, Figure 1.1), est caractérisée par une dépression d'altitude centrée entre l'Islande et l'Irlande, se prolongeant en un thalweg profond entre les îles britanniques et le sud de l'Espagne,
- la deuxième classe, Cyclonic Southerly (CS, Figure 1.1), est caractérisée par une dépression d'altitude sur l'océan Atlantique et une dorsale intense en Europe Centrale.

Ces deux classes de situations sont également toutes deux marquées par un fort flux de basses couches, chaud et humide, qui fournit l'énergie et la vapeur d'eau nécessaires à la formation de systèmes convectifs. Ces situations vont influencer la localisation des précipitations intenses (Ricard *et al.*, 2012). Ainsi, la situation CSW

induit un fort flux de sud en basses couches remontant de Gibraltar au sud-est de la France, qui favorise la formation des systèmes convectifs sur les Cévennes ou la Côte d'Azur. Elle peut également contribuer au développement d'HPE en région Ligure en Italie (Rebora *et al.*, 2013). La situation CS induit quant à elle un flux de basses couches de sud-est, depuis les côtes tunisiennes vers le golfe du Lion, pouvant générer des HPEs en Corse ou dans le Languedoc.

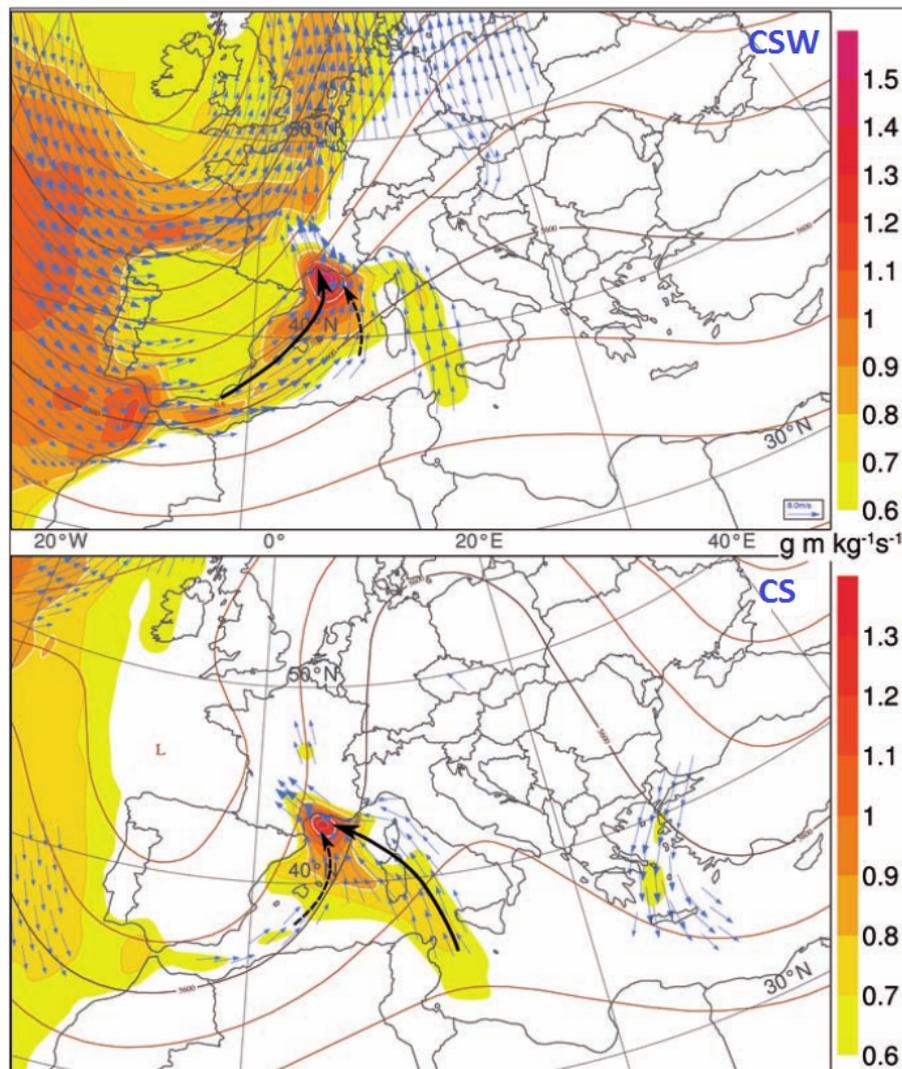


FIGURE 1.1 – Illustrations composites des situations synoptiques favorables aux événements fortement précipitants sur le sud-est de la France d'après Nuissier *et al.* (2011) : CSW (en haut) et CS (en bas). Sont représentés le géopotential à 500 hPa en isolignes rouges (intervalles de 40 dam), le flux d'humidité à 925 hPa par les plages de couleur et le vent à 925 hPa en flèches bleues (supérieur à 5 m.s⁻¹).

1.1.2 Les systèmes précipitants

Les évènements de pluie intense en Méditerranée peuvent résulter de deux types de systèmes : les systèmes convectifs de méso-échelle (MCS pour *Mesoscale Convective System*) ou les perturbations frontales. Une combinaison de ces deux types de systèmes est également possible. Les MCS quasi-stationnaires sont le plus souvent à l'origine d'évènements fortement précipitants majeurs car ils produisent des cumuls de précipitations importants en seulement quelques heures. Parmi ces évènements, on peut citer ceux de Vaison-la-Romaine du 22 septembre 1992 (300 mm en 4 heures, Sénési *et al.*, 1996), du Piémont entre le 3 et 6 novembre 1994 (jusqu'à 300 mm en 36 heures enregistrés sur plusieurs stations, Buzzi *et al.*, 1998), de l'Aude les 12 et 13 novembre 1999 (jusqu'à 600 mm en moins de 48 heures, Ducrocq *et al.*, 2003), du Gard les 8 et 9 septembre 2002 (jusqu'à 700 mm en 24 heures, Delrieu *et al.*, 2005), ou encore de la Ligurie le 4 Novembre 2011 (environ 500 mm en 12 heures au maximum, Silvestro *et al.*, 2012). Les MCS sont des systèmes convectifs multicellulaires quasi-stationnaires et à régénération rétrograde (Bluestein et Jain, 1985) qui sont caractérisés par une structure nuageuse en forme de V visible sur les images satellites infrarouges (voir par exemple Nuissier *et al.*, 2008, pour notamment le cas du Gard de septembre 2002). De nouvelles cellules convectives se forment continuellement à la pointe du V, située en amont du flux, alors que les cellules matures ou en voie de dissipation sont transportées vers le haut du V par les vents d'altitude. La formation des nouvelles cellules remplaçant les cellules plus anciennes permet également de rendre le système quasi-stationnaire (Ducrocq *et al.*, 2008). C'est cette régénération localisée et continue des cellules orageuses qui aggrave le cumul des précipitations.

Pour libérer l'instabilité convective conditionnelle au sein du flux de basses couches chaud et humide et déclencher la convection profonde qui forme les cellules orageuses, il est nécessaire de porter la masse d'air humide jusqu'à son niveau de condensation. Le degré d'instabilité convective conditionnelle de l'atmosphère peut être estimé à partir du calcul de la CAPE (*Convective Available Potential Energy*), qui représente l'énergie potentielle susceptible d'être transformée en énergie cinétique pour les mouvements convectifs. Plus une masse d'air sera chaude et humide, plus l'intensité de la CAPE sera importante. Pour déclencher la convection, il faut fournir à la masse d'air une quantité d'énergie suffisante, estimée par le calcul de la CIN (*Convective INhibition*), pour la porter à son niveau de convection libre. Cette énergie sert à contrebalancer les forces de flottabilité qui s'appliquent sur la masse d'air, et est généralement fournie par des mécanismes de soulèvement. Bresson *et al.* (2012) identifient les mécanismes de soulèvement suivants :

- Le soulèvement orographique : à la rencontre d'un relief, la masse d'air inconditionnellement instable s'élève. Cet effet est favorisé par un flux rapide ou un environnement humide.
- La convergence des vents de basse couche qui induit également un mouvement ascendant.
- Une plage froide sous orage jouant le rôle d'un relief vituel, peut forcer le flux conditionnellement instable à s'élever. Cette plage froide est générée par l'évaporation des précipitations qui tombent sous le système orageux. Un flux

de basses couches lent ou plus sec va favoriser le développement d'une plage froide en amont des reliefs, sur la plaine ou en mer (Bresson *et al.*, 2012).

Selon les caractéristiques du jet marin de basses couches (humidité, vitesse du vent, instabilité), les mécanismes de soulèvement impliqués ne sont pas les mêmes. Ils influencent fortement la localisation et l'intensité des fortes précipitations. Les trois cas étudiés par Ducrocq *et al.* (2008) montrent des combinaisons des trois mécanismes de soulèvement (Figure 1.2). Pour le cas des Cévennes (13-14 octobre 1995), on a d'une part sur le golfe du Lion la convergence de flux de basses couches de sud et sud-est, et d'autre part la rencontre de ces flux avec le Massif Central qui permettent le soulèvement. Pour le cas du Gard (8-9 septembre 2002), on a à nouveau une convergence de flux de sud, mais dans ce cas, c'est principalement la plage d'air froid sous orage qui permet le soulèvement qui déclenche la convection profonde en plaine. Pour le cas de l'Aude (12-13 novembre 1999), des flux d'est et sud-est convergent sur le golfe du Lion. Les reliefs des Pyrénées et du sud du Massif Central contribuent également au soulèvement des flux convergents. De plus l'étude de Buzzi *et al.* (1998) a montré que l'orographie ne jouait pas seulement un rôle à l'échelle locale mais aussi à l'échelle du bassin, par modification du champ de pression sur la Méditerranée occidentale et en modifiant la circulation des vents au-dessus de la mer par effet de contournement et/ou de canalisation.

1.1.3 Rôle de la température de surface de la mer

Les flux de basses couches qui sont à l'origine de la formation des HPEs peuvent se charger en humidité en passant au-dessus de la mer. Afin d'évaluer la contribution de la Méditerranée à l'apport de vapeur d'eau durant les événements fortement précipitants, Duffourg et Ducrocq (2011, 2013) déterminent les rétrotrajectoires des particules humides pour des événements de l'automne 2008 et 2009 sur le sud de la France ainsi que la quantité de vapeur d'eau extraite par évaporation durant leur traversée du bassin. Généralement, ces particules restent dans les 1000 premiers mètres au-dessus de la mer pendant environ deux jours avant d'être soulevées à proximité du système convectif. Les auteurs montrent également que la vapeur d'eau qui alimente les HPEs peut être transportée depuis des sources plus lointaines telles que l'océan Atlantique ou l'Afrique Tropicale et que la contribution relative de chaque source dépend des conditions synoptiques qui précèdent le HPE. En conditions anticycloniques, l'évaporation en mer Méditerranée est la source de plus de la moitié de l'humidité qui alimente les systèmes précipitants. En conditions cycloniques, les contributions de chaque source sont globalement équivalentes. La Méditerranée contribue alors pour environ 40% au maximum à l'humidité alimentant les HPEs. Cependant l'évaporation est d'autant moins efficace que l'humidité spécifique en basses couches est déjà proche de sa valeur de saturation. La contribution de la mer Méditerranée est donc réduite si le flux de basses couches est déjà humide.

En automne, la mer reste relativement chaude et les gradients air-mer de température peuvent être particulièrement importants. Le contenu thermique de la couche de mélange océanique et par conséquent la SST contraint donc fortement l'extraction de chaleur et de vapeur d'eau (Pastor *et al.*, 2001; Lebeaupin *et al.*, 2006; Reborá

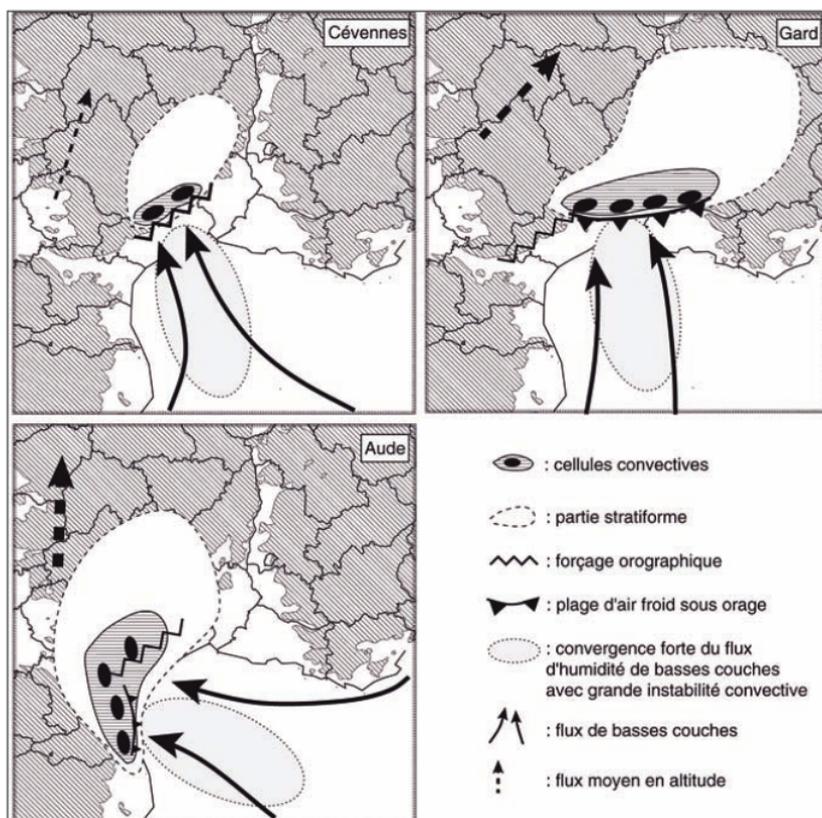


FIGURE 1.2 – Schémas conceptuels des mécanismes de soulèvement à l'origine des pluies intenses des épisodes des Cévennes (13-14 octobre 1995), du Gard (8-9 septembre 2002) et de l'Aude (12-13 novembre 1999). D'après : Ducrocq *et al.* (2008).

et al., 2013; Pastor *et al.*, 2015). Pastor *et al.* (2001) ont mis en évidence que l'utilisation d'une SST provenant d'images satellites à la place de l'utilisation d'une SST provenant de climatologies permettait d'améliorer la prévision du cumul des précipitations sur deux événements en Espagne. Lebeaupin *et al.* (2006) ont montré, sur trois cas d'étude du sud-est de la France que la SST avait un impact sur l'intensité de la convection. Une augmentation [diminution] de la SST entraîne une intensification [atténuation] de la convection, en raison de la différence de quantité d'énergie fournie par la mer. Une trop grande diminution de SST peut d'ailleurs supprimer le développement de la convection. Par des expériences de sensibilité sur un cas de mediane¹ au sud de l'Italie, Miglietta *et al.* (2011) montrent également une intensification de la convection lorsque la SST est augmentée, alors qu'une diminution de SST de 2 à 4°C modifie le développement du système qui peut même changer de nature. Pour un cas d'étude sur les îles Baléares, Romero *et al.* (2014) ont mis en évidence l'importance de l'évaporation en Méditerranée en amont du système fortement précipitant. Dans cette étude, la SST apparaît comme un paramètre crucial

1. Un mediane est un cyclone méditerranéen (contraction de mediterranean hurricane)

pour la prévision du degré de sévérité, de la chronologie et de la localisation système convectif fortement précipitant. De plus, certaines zones du bassin contribuent plus efficacement à l'alimentation en humidité des HPEs. Ces zones dépendent aussi de la localisation de l'évènement. En fixant une SST basse pour inhiber les échanges océan-atmosphère dans certaines régions, Pastor *et al.* (2015) ont identifié le sous-bassin Catalan comme source principale de vapeur d'eau des HPEs qui impactent la région de Valence en Espagne.

La SST joue donc un rôle important sur les caractéristiques (instabilité convective conditionnelle, humidité) du flux de basses couches sur le développement du système convectif et sur la prévision des précipitations. Cependant, son effet sera moins important si l'air en basses couches est déjà fortement chaud et humide en arrivant sur la Méditerranée.

1.2 Les flux à l'interface océan-atmosphère

La SST modifie les caractéristiques des basses couches par le biais des flux de chaleur, d'eau et de quantité de mouvement qui sont décrits notamment au travers des échanges turbulents. Dans cette section, nous allons voir comment sont estimés ces échanges à l'interface air-mer. Mais avant d'explicitier ces flux turbulents, nous allons définir la turbulence.

La turbulence se définit comme un état du mouvement énergétique, rotationnel et tourbillonnant. Elle est une partie intrinsèque de la circulation atmosphérique et océanique qu'il est donc nécessaire de quantifier. Dans les équations du mouvement du fluide atmosphérique ou océanique, on sépare généralement les composantes moyennes et turbulentes des paramètres, via la décomposition de Reynolds qui permet de considérer une variable α comme la somme de sa partie moyenne $\bar{\alpha}$ et de sa partie turbulente α' , avec les propriétés suivantes : $\overline{\bar{\alpha} + \alpha'} = \bar{\alpha} + \overline{\alpha'} = \bar{\alpha}$ car par définition, on a $\overline{\alpha'} = 0$.

Les flux turbulents sur la verticale s'expriment ainsi en fonction des paramètres turbulents atmosphériques :

$$\begin{cases} |\vec{\tau}| &= \rho_a \overline{w'u'} \\ SHF &= \rho_a c_{Pa} \overline{w'\theta'} \\ LHF &= \rho_a \mathcal{L}_v \overline{w'q'} \end{cases} \quad (1.1)$$

avec ρ_a la masse volumique de l'air, c_{Pa} la capacité calorifique de l'air à pression constante, \mathcal{L}_v la chaleur latente de vaporisation, w' , u' , θ' et q' les composantes turbulentes du vent vertical, horizontal, de la température et de l'humidité. Le stress du vent $\vec{\tau}$ représente la quantité de mouvement apportée par le vent à la surface océanique (Figure 1.3). Le flux de chaleur sensible SHF représente les échanges de chaleur dus aux gradients thermiques et modulés par le vent (Figure 1.3). Le flux de chaleur latente LHF représente les échanges de vapeur d'eau, qui dépendent des gradients d'humidité et du vent (Figure 1.3).

Toute la difficulté est maintenant de pouvoir déterminer les grandeurs turbulentes $\overline{w'X'}$, aussi bien d'un point de vue expérimental que formel. Une des méthodes

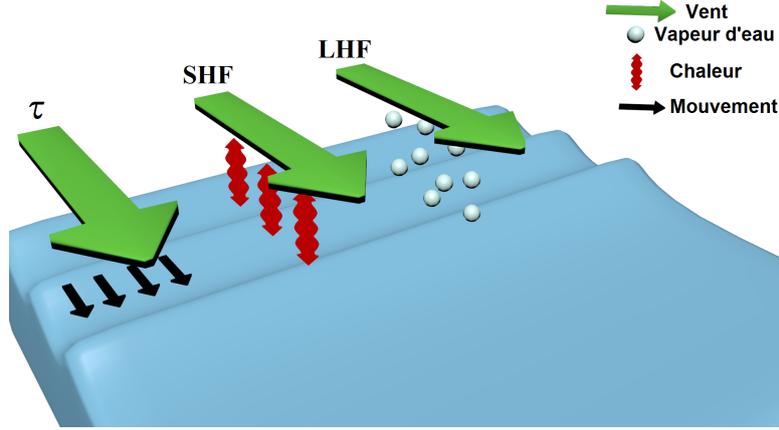


FIGURE 1.3 – Schéma illustrant les mécanismes des flux turbulents, à savoir le stress du vent ($\vec{\tau}$), le flux de chaleur sensible (SHF) et le flux de chaleur latente (LHF).

les plus répandues est l'approche de type "bulk".

Les paramétrisations de type "bulk" sont basées sur la théorie de similitude de Monin-Obukov qui estime les flux turbulents à partir des gradients verticaux des paramètres météorologiques entre la surface et une hauteur choisie dans les premiers mètres de l'atmosphère. Généralement, on choisit le niveau de mesure ou le premier niveau du modèle. D'après cette théorie, les flux air-mer turbulents, à savoir le flux de chaleur sensible SHF, de chaleur latente LHF et le stress du vent τ , peuvent s'exprimer en fonction des échelles caractéristiques dans la couche limite atmosphérique pour le vent u_* , la température θ_* et l'humidité q_* :

$$\begin{cases} |\vec{\tau}| &= \rho_a u_*^2 \\ SHF &= \rho_a c_{Pa} u_* \theta_* \\ LHF &= \rho_a \mathcal{L} \gamma u_* q_* \end{cases} \quad (1.2)$$

où u_* , θ_* et q_* sont les paramètres d'échelle de Monin-Obukov. Pour construire les formulations bulk des flux turbulents, on fait également intervenir les gradients verticaux des différents paramètres (vitesse du vent, température et humidité) et des coefficients d'échange :

$$\begin{cases} |\vec{\tau}| &= \rho_a C_\tau (U_a - U_s)(U_a - U_s) \\ SHF &= \rho_a C_{SHF} (U_a - U_s)(\theta_a - \theta_s) \\ LHF &= \rho_a C_{LHF} (U_a - U_s)(q_a - q_s) \end{cases} \quad (1.3)$$

où l'indice s désigne la surface de la mer alors que l'indice a désigne le premier niveau du modèle ou de mesures (*i.e.* dans l'atmosphère). La convention ici choisie définit qu'un flux négatif exprime un transfert de l'océan vers l'atmosphère. Le plus souvent, on considère $U_s = 0$ car $U_s \ll U_a$. On écrit alors d'après ces équations :

$$\begin{cases} C_\tau &= \left(\frac{u_*}{U}\right)^2 \\ C_{SHF} &= \frac{u_* \theta_*}{U(\theta_a - \theta_s)} \\ C_{LHF} &= \frac{u_* q_*}{U(q_a - q_s)} \end{cases} \quad (1.4)$$

où $U = U_a$.

Pour une grandeur x représentant soit τ , SHF ou LHF et X étant respectivement u , θ ou q , on peut alors écrire le coefficient de transfert :

$$C_x = \frac{u_*}{U} \frac{X_*}{\Delta X} = C_\tau^{1/2} c_x^{1/2} \quad (1.5)$$

$c_x^{1/2}$ est fonction d'un coefficient déterminé en conditions neutres de stratification de l'atmosphère $c_{n,x}^{1/2}$ et d'une fonction de stabilité $\psi_x(\xi)$ selon la théorie de similitude de Monin-Obukov :

$$c_x^{1/2}(\xi) = \frac{c_{n,x}^{1/2}}{1 - \frac{c_{n,x}^{1/2}}{\mathcal{K}} \psi_x(\xi)} \quad (1.6)$$

où $\xi = z/L$ représente la stratification de l'atmosphère avec L la longueur de Monin-Obukov :

$$L = \frac{u_*^2}{\mathcal{K}g(T_* + 0.61Tq_*)/T} \quad (1.7)$$

$c_{n,x}^{1/2}$ s'écrit en fonction de l'altitude du premier niveau du modèle z , d'une longueur de rugosité z_{0x} et de la constante de Von Karman \mathcal{K} ($\mathcal{K} = 0,4$) :

$$c_{x,n}^{1/2} = \frac{\mathcal{K}}{\ln(z/z_{0x})} \quad (1.8)$$

La longueur de rugosité est définie de la façon suivante :

$$z_{0\tau} = z_{0x} = \frac{\alpha u_*^2}{g} + \frac{\beta \nu}{u_*} \quad (1.9)$$

où α est le paramètre de Charnock, β une constante fixée à 0,11 et ν la viscosité dynamique de l'air sec qui dépend de la température.

Cette méthode permet donc de décrire les échanges air-mer en fonction de la stabilité de l'atmosphère. Malheureusement, de nombreuses incertitudes existent sur l'estimation des coefficients de transfert. Ces incertitudes peuvent être liées aux hypothèses permettant d'écrire ces formulations simplifiées et qui ne sont jamais vérifiées dans le milieu naturel. Parmi ces hypothèses, on peut citer l'écoulement stationnaire ou l'écoulement homogène horizontalement. Certains phénomènes non pris en compte peuvent également contribuer à l'incertitude sur l'estimation de ces coefficients, comme par exemple les états de mer. De récents travaux ont montré, sur un évènement fortement précipitant, qu'une prise en compte des vagues augmentait la longueur de rugosité ainsi que la friction en condition de vent fort (Thevenot *et al.*, 2015). Ceci a pour effet de moduler les flux turbulents et les caractéristiques du flux de basses couches et ainsi impacter la localisation et l'intensité du système précipitant.

C'est dans l'établissement de ces coefficients de transfert que résident principalement les différences entre les différentes paramétrisations des flux turbulents existantes. Ces coefficients peuvent être déterminés de manière directe ou avec une méthode itérative.

Parmi les méthodes directes, on peut citer celle de Louis (1979). Cette méthode estime les coefficients d'échanges comme le produit des coefficients en conditions de stabilité neutre et des fonctions de Louis. Ces fonctions de Louis expriment la stabilité de l'atmosphère via le nombre de Richardson, représentant le rapport entre l'énergie potentielle et l'énergie cinétique d'une particule. Cette paramétrisation ne sera pas utilisée ici car Lebeaupin-Brossier *et al.* (2008) ont montré une surestimation des flux turbulents sur trois situations fortement précipitantes.

Les coefficients d'échange peuvent également être obtenus par une méthode itérative sur les paramètres de stabilité et sur les paramètres d'échelles caractéristiques de Monin-Obukov. Il existe plusieurs algorithmes utilisant la méthode itérative, qui diffèrent par leur nombre d'itérations, leurs conditions de convergence ou encore par les caractéristiques et processus physiques inclus ou négligés dans la paramétrisation tels que la salinité de la mer, les rafales de vent ou encore l'état de mer. Parmi les différents algorithmes itératifs existants, Brunke *et al.* (2003) ont montré que la paramétrisation COARE (Fairall *et al.*, 1996) est la plus fiable et la plus performante. C'est également l'algorithme le plus utilisé par la communauté, notamment dans différents programmes de recherche (voir par exemple Caniaux *et al.*, 2005; Roberts *et al.*, 2012) ou pour établir des climatologies de flux (Gulev et Belyaev, 2012). La paramétrisation ECUME (Belamari, 2005) utilisée dans les systèmes opérationnels de Météo-France, est également une paramétrisation itérative. Elle est basée sur une calibration multi-campagnes des coefficients d'échange. Les paramétrisations COARE et ECUME seront décrites plus amplement au chapitre 2.

Les flux turbulents ont un rôle crucial pour les événements intenses car ils contrôlent les transferts entre la couche de mélange océanique et les basses couches de l'atmosphère. Lebeaupin-Brossier *et al.* (2008) ont ainsi montré que changer la paramétrisation des flux avaient autant d'impact sur la prévision des systèmes fortement précipitants que faire varier la SST de 1°C sur tout le golfe du Lion.

1.3 Les processus couplés océan-atmosphère

Nous avons vu précédemment que la température de la mer peut influencer les précipitations intenses en Méditerranée. En retour, l'atmosphère va aussi avoir une influence sur les conditions océaniques. Les précipitations vont impacter la surface de la mer, en apportant à cette dernière de l'eau douce et froide et donc diminuer localement la salinité et la température en surface. Ces variations locales vont néanmoins très rapidement se dissiper par mélange. Une plage froide sous orage va pour sa part apporter de l'air plus froid augmentant les échanges de chaleur à la surface de la mer. Le vent fort de basses couches, souvent associé aux HPEs, refroidit la couche de mélange océanique par évaporation en surface. Il amplifie également le mélange vertical océanique, entraînant des eaux plus froides dans la couche de mélange.

Il existe d'autres interactions comme l'effet du Mistral qui permet de déclencher des upwellings côtiers mais également de favoriser l'évaporation et le refroidissement de la surface marine, augmentant ainsi la densité des eaux de surface. Parfois, ces eaux de surface atteignent une densité suffisante pour déstabiliser la colonne d'eau et plonger. Le refroidissement des eaux de surface peut également avoir un impact

sur des HPEs qui peuvent suivre l'évènement de vent fort (Lebeaupin Brossier *et al.*, 2013).

Les cyclones tropicaux sont aussi en forte interaction avec l'océan (Vincent, 2011). En effet, le cyclone extrait son énergie de l'océan superficiel sous forme de vapeur d'eau. Les vents intenses du cyclone exercent une forte friction et injectent une importante quantité de mouvement dans l'océan qui détruit la stratification verticale et mélange les eaux chaudes de surface avec les eaux plus froides du dessous. Il y a donc injection de chaleur en sub-surface et un refroidissement de surface qui limite l'évaporation et constitue une rétroaction négative sur l'intensité du cyclone. Ces interactions océan-atmosphère sont particulièrement marquées lorsque le cyclone tropical se déplace lentement (Vincent *et al.*, 2012).

Les actions d'un milieu entraînent donc des réponses de l'autre milieu dont l'intensité varie en fonction des échanges océan-atmosphère. Ces exemples d'interactions entre l'océan et l'atmosphère sont bien entendu non exhaustifs et ne se limitent pas seulement à des effets uniquement en surface.

Les interactions océan-atmosphère ont un rôle important aussi bien dans la régulation du climat global et régional que dans les évènements météorologiques intenses et localisés.

À l'échelle globale, la circulation thermohaline océanique permet de réguler le climat par transport de chaleur des tropiques vers les plus hautes latitudes. En retour, les eaux denses (froides et salées) produites lors de la formation des glaces, circulent en profondeur, notamment de l'océan Arctique vers l'Équateur. Delworth *et al.* (1993) montrent pour la région nord Atlantique que des fluctuations de la circulation thermohaline engendrent des anomalies de SST qui génèrent à leur tour des anomalies de température de l'air en Atlantique nord, sur le nord de l'Europe et en région Arctique.

Dans les régions tropicales, les interactions océan-atmosphère sont les principaux moteurs des phénomènes climatiques de grande échelle. Dans l'océan Pacifique, le phénomène ENSO (El Niño Southern Oscillation) est le premier phénomène climatique où la dépendance aux interactions couplées océan-atmosphère a été montrée (Neelin *et al.*, 1998). C'est pour comprendre ENSO que de nombreuses études sur ces interactions ont été menées, telles que la campagne TOGA-COARE (Webster et Lukas, 1992). ENSO est un phénomène cyclique à période irrégulière (entre 3 à 7 ans), lié à des variations du gradient zonal du champ de pression atmosphérique dans l'océan Pacifique qui modulent l'intensité des alizés tropicaux. Lorsque les alizés sont moins [plus] intenses, les gradients zonaux de SST sont moins [plus] importants et nous sommes en période El Niño [La Niña], les mouvements océaniques verticaux sont alors modifiés et les conditions sont plus [moins] propices à l'activité convective dans l'est du bassin. D'ailleurs le nombre de cyclones tropicaux est accru en périodes El Niño (Chan et Liu, 2004).

L'étude du phénomène ENSO dans l'océan Pacifique a suggéré l'existence d'un phénomène oscillatoire également dans l'océan Atlantique (Zebiak, 1993). Le champ de SST autour de l'équateur présente un gradient nord-sud dont l'intensité varie au cours de l'année en suivant le déplacement de la Zone de Convergence Inter Tropicale

(ZCIT, Wang *et al.*, 2006). Cette distribution spatiale de la SST est appelée dipôle atlantique et est caractérisée par une langue d'eau froide au sud de l'équateur et une piscine d'eau chaude au nord.

Vu l'impact de l'océan et des processus couplés océan-atmosphère à ces échéances de temps longues, les systèmes globaux de prévision mensuelle et saisonnière doivent être capable de les représenter. Les systèmes mis en œuvre sont par conséquent des systèmes de modélisation couplée entre l'atmosphère et l'océan.

Aux échéances plus courtes de la prévision numérique du temps, comme dans les modèles de prévision ARPEGE et AROME de Météo-France, la SST n'évolue pas au cours de la simulation numérique, faisant l'hypothèse que la température de la mer évolue peu sur la durée de prévision. Si en général cette hypothèse est vérifiée, nous avons vu ci-dessus que lors d'événements météorologiques intenses (cyclones tropicaux, Mistral, pluies intenses méditerranéennes) des variations importantes et rapide de la SST et de l'océan superficiel pouvaient avoir lieu sur des échelles de temps de quelques heures. L'apport d'une modélisation couplée océan-atmosphère pour la prévision numérique du temps est encore une question ouverte, notamment pour les systèmes de prévision capables de représenter avec réalisme l'intensité de ces événements météorologiques, comme les modèles de prévision de résolution kilométrique.

1.4 Modélisation couplée océan-atmosphère en mer Méditerranée

Cette section va présenter différentes études utilisant un système couplé en Méditerranée à l'échelle du climat régional et à plus fine échelle.

1.4.1 Modélisation couplée du climat régional

Dans le cadre de l'initiative HyMeX/MED-CORDEX (Ruti *et al.*, 2015), des systèmes couplés océan-atmosphère de modélisation climatique régionale couvrant toute la Méditerranée ont été développés. Ils permettent d'étudier l'impact du couplage sur le climat régional.

Avec le système couplé ARPEGE-Climat/OPAMED8, Somot (2005) a montré dans un premier temps que la SST influençait la cyclogénèse et les précipitations dans le bassin. Somot (2005) a également montré que le couplage permettait de diminuer la variabilité annuelle de l'intensité des flux turbulents et des précipitations.

L'étude de la réponse de la mer Méditerranée à un scénario de changement du climat méditerranéen, le prévoyant plus chaud et plus sec, a suggéré une diminution de la chaleur perdue par la surface océanique et une augmentation de l'évaporation (Somot *et al.*, 2006). Ces résultats ont également été retrouvés par Adloff *et al.* (2015) avec le système couplé ALADIN-Climat/NEMOMED8. L'étude de ce scénario par Dubois *et al.* (2012) a montré que ces changements seraient dus à une diminution du flux de chaleur sensible car les gradients air-mer de température seraient diminués, l'atmosphère se réchauffant plus vite que la mer, et l'augmentation de l'évaporation

serait due au fait que l'atmosphère pourrait contenir plus d'humidité. Les simulations atmosphériques de Colin (2011), forcées par des SST mensuelles, ont montré que ce scénario de changement climatique engendrerait une diminution des jours pluvieux mais une augmentation de l'intensité et de la fréquence des événements de pluie intense.

La succession des événements atmosphériques intenses est caractéristique de la région méditerranéenne occidentale. En utilisant un modèle régional couplé MORCE-Med (Drobinski *et al.*, 2012), Lebeaupin Brossier *et al.* (2013) ont montré qu'un événement de Mistral (5-9 novembre 1999) a entraîné une anomalie froide de température de la mer qui a été maintenue durant une semaine par la circulation océanique cyclonique du golfe du Lion. Cette anomalie froide a ensuite modulé l'alimentation de l'événement fortement précipitant de l'Aude (12-13 novembre 1999).

Ces études sur le climat régional ont cependant utilisé un modèle atmosphérique ayant une résolution entre 12 et 50 km. La convection atmosphérique profonde y est donc paramétrée, ce qui sous-estime l'intensité des événements fortement précipitants. Les études de l'impact du couplage océan-atmosphère avec les modèles atmosphériques de résolution kilométrique, c'est-à-dire avec une résolution explicite de la convection, capables de reproduire avec réalisme les événements météorologiques intenses, sont encore peu nombreuses.

1.4.2 Modélisation couplée à fine échelle

Ces dernières années, plusieurs études numériques de processus atmosphériques à la résolution kilométrique ont évalué l'effet de l'inclusion du compartiment océanique sur des événements météorologiques intenses.

Lebeaupin-Brossier *et al.* (2009) ont développé le couplage entre le modèle de recherche atmosphérique Méso-NH (Lafore *et al.*, 1997) et le modèle océanique 1D de Gaspar *et al.* (1990) (Figure 1.4) afin d'étudier les effets couplés pour trois cas de pluie intense sur le sud-est de la France. Leurs résultats montrent que la mer Méditerranée perd de l'énergie au bénéfice de la convection atmosphérique. La couche de mélange océanique se refroidit significativement et s'approfondit sous le jet de basses couches. La formation de couches limites océaniques internes sous les précipitations les plus intenses est également mise en évidence, modifiant fortement et rapidement la stratification, ainsi que le contenu thermo-halin de la couche de mélange océanique. La comparaison des simulations couplées et non-couplées montre que le couplage interactif tend à modérer les réponses océaniques et atmosphériques, mais les différences sont cependant assez faibles considérant les courtes échéances (18 à 24 heures) et le domaine utilisé, limité au golfe du Lion. Cependant, l'utilisation d'un modèle océanique simplifié peut conduire à des erreurs de SST en condition de vent intense car la capacité calorifique de la couche de mélange océanique et les effets de la circulation océanique 3D qui permettent de réguler l'effet des forçages atmosphériques n'est pas prise en compte, comme l'a montré par exemple Davolio *et al.* (2015) sur un cas de Bora en Adriatique.

La modélisation couplée océan-atmosphère 3D a été principalement mise en

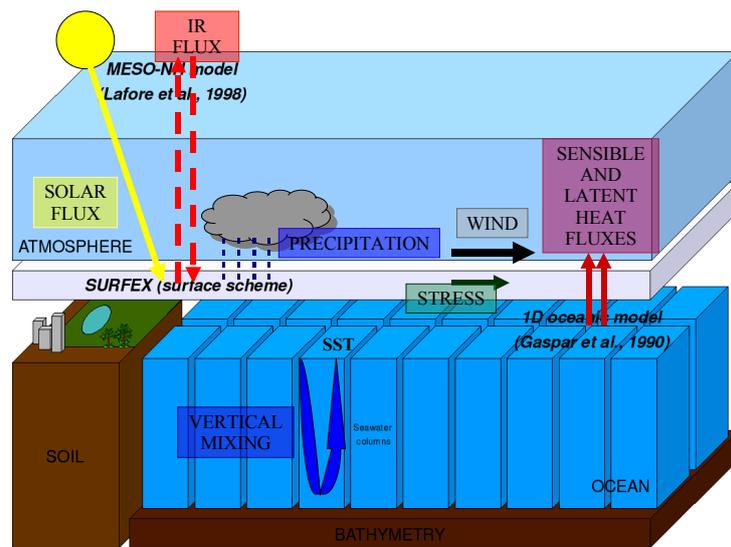


FIGURE 1.4 – Schéma du système couplé océan-atmosphère à méso-échelle mis en place entre MESO-NH et le modèle océanique 1D de Gaspar *et al.* (1990) développé par Lebeaupin-Brossier *et al.* (2009). Source : Lebeaupin-Brossier (2007).

œuvre en Méditerranée pour l'étude d'évènements de vents forts. Pullen *et al.* (2006, 2007) ont montré grâce aux simulations réalisées en Adriatique avec le modèle COAMPS (*Coupled Ocean-Atmosphere Mesoscale Prediction System*) à 4 km de résolution, que le couplage océan-atmosphère permet d'améliorer conjointement les paramètres de surface atmosphérique et océanique. En effet, le refroidissement de la couche de mélange océanique induit par le vent stabilise l'atmosphère, diminue les échanges de chaleur et ralentit le vent en basses couches. Ces résultats sont également retrouvés dans le sous-bassin Ligurien (Small *et al.*, 2011, 2012) lors d'évènements de Mistral.

Le système couplé océan-vagues-atmosphère *Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment-Transport* (COAWST, Warner *et al.*, 2010) a été utilisé par Renault *et al.* (2012) pour l'étude des interactions océan-atmosphère pendant une tempête sur la Méditerranée nord-occidentale, avec une résolution de 3 km pour le compartiment atmosphérique et de 1,8 km pour les compartiments vagues et océan. La comparaison aux observations atmosphériques et océaniques, notamment satellites et bouées ancrées montre que les meilleurs résultats sont obtenus avec le système couplé haute résolution à trois compartiments.

1.5 Conclusion

Cet état de l'art a mis en évidence l'importance des conditions océaniques sur la formation des systèmes convectifs à l'origine des précipitations intenses en Méditerranée. La mer Méditerranée module les caractéristiques des masses d'air en basses couches circulant au-dessus de la Méditerranée qui, comme on l'a vu ci-dessus, in-

fluencent la prévision de la localisation et de l'intensité des précipitations fortes.

En Méditerranée, les événements météorologiques intenses (vents régionaux forts, tempêtes, précipitations intenses) peuvent conduire à des interactions océan-atmosphère intenses et sur des échelles de temps courtes, à savoir de quelques heures à quelques jours. Ces interactions ne sont pas prises en compte dans les systèmes de prévision numérique du temps à courte échéance, la température de la mer n'évoluant pas au cours de la simulation numérique. Plusieurs études ont montré le bénéfice du couplage océan-atmosphère dans les situations de vents forts en Méditerranée, mais à notre connaissance, aucune étude n'a examiné à ce jour l'impact d'un couplage haute résolution tri-dimensionnel océan-atmosphère sur la prévision des pluies intenses en Méditerranée à courte échéance (2 jours) et à la résolution kilométrique. L'objectif de ma thèse est d'apporter des éléments de réponse à cette question à partir d'un système couplé reposant sur des modèles atmosphériques et océaniques utilisés pour la prévision numérique opérationnelle et de l'étude de situations bien documentées de la campagne SOP1 d'HyMeX.

La méthodologie appliquée ici consiste à considérer de façon séparée dans un premier temps les compartiments atmosphérique et océanique et d'étudier l'évolution de chacune des deux couches limites. Ensuite, le couplage permettra de considérer l'évolution simultanée des deux couches limites durant les événements fortement précipitants. Cette méthodologie permettra d'examiner plus particulièrement les questions suivantes autour de trois thématiques principales :

- Échanges air-mer : Comment sont représentés et évoluent les flux air-mer avant et pendant la formation des systèmes fortement précipitants ? Quelles sont les régions clés ? Quels processus pilotent les échanges intenses ?
- Impact des échanges air-mer et de l'état initial océanique sur la couche de mélange océanique : Comment évolue la couche de mélange océanique en automne en Méditerranée occidentale ? Quels sont les impacts des flux turbulents de surface, de l'état initial et des événements météorologiques intenses ?
- Rôle du couplage : Quel est l'apport de la modélisation couplée haute résolution sur les processus à l'interface air-mer et sur la représentation des systèmes précipitants ?

Première partie

Caractérisation des échanges
air-mer

Chapitre 2

Modèle atmosphérique à haute résolution : AROME-WMED

Nous allons dans ce chapitre décrire le modèle atmosphérique qui est utilisé dans cette thèse. Ce modèle est le modèle opérationnel de Météo-France à haute résolution et à aire limitée, AROME (*Application of Research to Operations at MEscale*, Seity *et al.*, 2011). Dans ma thèse, j'ai utilisé une version développée spécialement pour prévoir les conditions atmosphériques en temps réel durant les campagnes de mesures du programme HyMeX sur toute la Méditerranée occidentale, AROME-WMED.

2.1 La dynamique du modèle AROME

Le modèle AROME résout le système d'équations d'Euler non-hydrostatique (Bubnova *et al.*, 1995; Bénard *et al.*, 2010). Ce système découle des lois de la mécanique des fluides, à savoir le principe fondamental de la dynamique, la conservation de la masse, la conservation de la chaleur et la loi d'état des gaz. Afin de résoudre explicitement ce système, plusieurs hypothèses sont faites :

- l'approximation de la pellicule mince : l'épaisseur de l'atmosphère est négligée par rapport au rayon de la Terre,
- l'accélération gravitationnelle est supposée constante et dirigée selon la verticale du lieu,
- l'atmosphère est assimilée à un gaz parfait,
- le fluide est supposé incompressible,
- la Terre est supposée parfaitement sphérique.

La résolution de ces équations permet de déterminer l'évolution de 12 variables pronostiques tri-dimensionnelles : les deux composantes du vent horizontal (U et V), la température (T), les contenus spécifiques en vapeur d'eau (q_v), eau liquide (q_r), neige (q_s), graupel (q_g), gouttelettes nuageuses (q_c) et cristaux de glace (q_i), l'énergie cinétique turbulente (TKE, pour *Turbulent Kinetic Energy*) et deux variables non-hydrostatiques, la divergence verticale (d) et le logarithme du rapport de la pression avec la pression hydrostatique (\hat{q}).

Le système d'équations est discrétisé sur une grille A. Le modèle AROME est un modèle spectral, avec une représentation spectrale de pratiquement toutes les va-

riables pronostiques basée sur une décomposition en série de Fourier double (Radnóti, 1995). Il utilise sur la verticale une coordonnée pression hybride η qui suit le relief dans la basse atmosphère, et varie en fonction des conditions de température et de pression (Simmons et Burridge, 1981; Laprise, 1992). Les résolutions horizontales et verticales retenues pour ce travail de thèse sont celles qui étaient utilisées pour la prévision opérationnelle jusqu’au début du mois d’avril 2015. La résolution est plus fine à proximité de la surface (quelques mètres) que dans la haute atmosphère (quelques centaines de mètres), avec 21 niveaux dans les 2000 premiers mètres. Le premier niveau vertical se situe aux alentours de 10 m. La résolution horizontale est de 2,5 km. Depuis avril 2015, une nouvelle version d’AROME est utilisée pour la production opérationnelle, dotée notamment d’une résolution horizontale plus fine (1,3 km) et de 90 niveaux verticaux (le premier niveau théorique est à une hauteur d’environ 5 m).

Le schéma d’advection d’AROME est du même type que celui du modèle ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle, Courtier *et al.*, 1991). Il s’agit d’un schéma semi-lagrangien qui se base sur le suivi de parcelles d’air le long de leurs trajectoires. Cette approche semi-lagrangienne se démarque d’une approche eulérienne qui elle considère le changement des variables atmosphériques sur un point particulier fixe dans l’espace. À chaque pas de temps, le point d’origine de chaque parcelle d’air est calculé de manière itérative. La valeur des variables est ensuite estimée par interpolation à partir des valeurs des points de grille entourant ce point d’origine. Le schéma temporel est également issu d’ARPEGE et est semi-implicite.

Les conditions aux limites latérales sont fournies toutes les heures par les prévisions du model global ARPEGE de Météo-France.

2.2 Les paramétrisations physiques

L’échelle de temps et d’espace de certains phénomènes est trop fine pour qu’ils soient explicitement résolus avec les équations du modèle. On utilise des paramétrisations physiques afin de pouvoir représenter les effets de ces phénomènes dans les équations des variables pronostiques.

La turbulence dans le modèle AROME est paramétrée avec un schéma de type TKE d’ordre 1.5 (Cuxart *et al.*, 2000). Dans AROME, il est utilisé exclusivement en version 1D, ce qui signifie que les gradients horizontaux sont négligés dans les expressions des flux turbulents et dans les tendances turbulentes des champs pronostiques. Ce schéma est basé sur l’équation d’évolution pronostique de l’énergie cinétique turbulente e (equation 2.1), dont les termes sont relatifs, de gauche à droite, à l’advection, à la dynamique, à la stratification thermique, à la diffusion et à la dissipation visqueuse :

$$\begin{aligned} \frac{\partial e}{\partial t} = & -\frac{1}{\rho_{ref}} \frac{\partial}{\partial x_k} (\rho_{ref} \overline{u_k e}) - \overline{u'_i u'_k} \frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x_k} + \frac{g}{\theta_{v ref}} \delta_{i3} \overline{u'_i \theta'_v} \\ & - \frac{1}{\rho_{ref}} \frac{\partial}{\partial x_j} \left(-C_e \rho_{ref} L e^{1/2} \frac{\partial e}{\partial x_j} \right) - C_\epsilon \frac{e^{3/2}}{L} \end{aligned} \quad (2.1)$$

où ρ_{ref} et $\theta_{v ref}$ sont respectivement les profils de masse volumique et de température potentielle virtuelle de référence, g l'accélération due à la gravitation, δ_{ij} le tenseur de Kronecker, u_i , la composante i de la vitesse du vent et θ_v la température potentielle (les primes font référence aux composantes turbulentes). C_e et C_ϵ sont des constantes, $C_e = 0,4$ et $C_\epsilon = 0,7$ et L la longueur de mélange. Cette longueur de mélange représente la dimension des tourbillons les plus énergétiques qui alimentent la cascade en énergie vers la dissipation. L peut être paramétrée de plusieurs façons et avoir plusieurs définitions selon le modèle choisi. Dans le modèle AROME, on définit L comme la distance verticale vers le haut et vers le bas qu'une particule ayant une TKE donnée peut parcourir avant d'être arrêtée par les effets de flottabilité (Bougeault et Lacarrere, 1989). L'équation pronostique de la TKE est utilisée pour déterminer les coefficients d'échanges permettant de relier les flux turbulents aux gradients verticaux des variables pronostiques du modèle.

Contrairement à la convection profonde, la convection peu profonde n'est pas résolue explicitement dans le modèle. Elle rend compte notamment de la formation des nuages non précipitants et peu épais. On utilise le schéma de convection peu profonde EDKF (*Eddy Diffusion Kain Fristch*, Kain et Fritsch, 1990). Dans ce schéma, les ascendances organisées dans la couche limite atmosphérique sont représentées par une approche de type flux de masse alors que les autres mouvements verticaux turbulents sont estimés par le schéma de turbulence décrit ci-dessus.

Les flux radiatifs dans AROME sont calculés à partir des paramétrisations du modèle IFS du Centre Européen de prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF). Pour les courtes longueurs d'onde (shortwave), c'est le schéma de Fouquart et Bonnel (1980) qui est utilisé. Les propriétés optiques des nuages sont dérivées de Morcrette et Fouquart (1986) pour les nuages composés d'eau liquide (Cumulus, Cumulonimbus) et de Ebert et Curry (1992) pour les nuages composés de cristaux glace (Cirrus). Pour les longues longueurs d'onde (longwave), c'est le modèle RRTM (*Rapid Radiative Transfer Model*, Mlawer *et al.*, 1997) qui est choisi, utilisant une distribution climatologique de l'ozone et des aérosols. Pour des raisons de contraintes numériques, les flux radiatifs sont calculés toutes les 15 minutes (Seity *et al.*, 2011) et non à chaque pas de temps du modèle (1 minute).

La microphysique dans les nuages est paramétrée à l'aide du schéma à un moment à phase mixte, ICE3 (Pinty et Jabouille, 1998). Il permet de décrire l'évolution de cinq variables pronostiques relatives aux différentes espèces de condensats de l'eau, à savoir trois espèces précipitantes (pluie, neige et graupel) et deux espèces non précipitantes (glace primaire et eau liquide nuageuse). Plus de 25 processus sont représentés dans le schéma ICE3.

Les échanges entre la surface et l'atmosphère sont calculés par le modèle de surface externalisée SURFEX (Masson *et al.*, 2013) qui sera décrit dans la section 2.4.

2.3 L'état initial

Dans le modèle AROME, l'état initial est construit par assimilation de données observées. Le schéma d'assimilation de données pour produire l'état initial des variables atmosphériques sur les niveaux du modèle est différent de celui pour produire l'état initial des conditions de surface (SST, température et humidité du sol).

2.3.1 L'analyse atmosphérique

L'état initial atmosphérique est fourni par une analyse construite à partir d'une prévision à 3 heures d'échéance depuis le réseau d'analyse précédent (appelée ébauche). Cette prévision est ensuite corrigée par l'assimilation d'observations. Pour les variables atmosphériques, le schéma d'assimilation de données est basé sur une assimilation variationnelle tri-dimensionnelle (3D-Var, Fischer *et al.*, 2005). Les observations recueillies dans une fenêtre de $\pm 1h30$ autour du réseau d'analyse sont assimilées pour former l'analyse à la résolution d'AROME. Les observations assimilées dans le 3D-Var AROME proviennent notamment de :

- mesures en surface de la pression et du vent horizontal issues de bateaux ou de bouées fixes ou dérivantes,
- mesures en surface de la pression, du vent horizontal à 10 m, de l'humidité et la température à 2 m issues de stations d'observations terrestres,
- mesures de profils verticaux de température, humidité et vent horizontal par radiosondages,
- mesures de vent horizontal et de température par avions,
- différentes observations de vents fournies par les radars profileurs, radars de précipitations (vent doppler), satellites (déduits du mouvement des nuages),
- observations de réflectivités des radars français,
- de nombreuses observations de radiances satellites géostationnaires et défilants,
- mesures GPS-sol (Global Positioning System) de stations terrestres.

Les variables qui constituent l'analyse AROME sont la température, l'humidité spécifique, les deux composantes du vent horizontal, et la pression de surface. Ces analyses sont produites toutes les 3 heures. Des prévisions à plus longue échéance, jusqu'au moins 30 heures, sont calculées à partir des principaux réseaux d'analyse (00UTC, 06UTC, 12UTC et 18UTC).

2.3.2 L'analyse de SST

L'ébauche de l'analyse de SST est constituée par l'analyse du réseau précédent. Le schéma d'assimilation de données est le schéma d'interpolation optimale CANARI (*Code for the Analysis Necessary to ARPEGE for its Rejets and Initialization*, Taillefer, 2002). Du fait du faible nombre d'observations de SST (entre 20 et 25 données assimilées au maximum en Méditerranée), le rayon d'influence de chaque observation est de 200 km, pour la Méditerranée et l'Atlantique. Les observations assimilées proviennent de mesures *in situ* de bouées ancrées, bouées dérivantes ou encore de mesures à bord de navires.

L'analyse issue de CANARI est ensuite fusionnée au produit OSTIA (Donlon *et al.*, 2012). Ce produit combine des mesures de SST satellites provenant d'agences internationales via le GHRSSST (*Group for High Resolution SST*) ainsi que des données *in situ* provenant de différentes plate-formes de mesures (bouées fixes et dérivantes, bateaux). Un test PGE (*Probability of Gross Error*, Ingleby et Huddleston, 2007) est utilisé pour filtrer les "mauvaises" données. L'utilisation de ce test conduit à rejeter majoritairement les données provenant de mesures de bateaux et de bouées pour finalement garder principalement des données satellites (Donlon *et al.*, 2012). Une interpolation optimale des données est alors réalisée pour produire un produit SST sur l'océan global à une résolution de $1/20^\circ$ (6 km). Ce produit est disponible quotidiennement à 06UTC et utilise les données collectées sur une fenêtre de 36 h centrée sur 12UTC la veille, *i.e.* les données utilisées sont celles mesurées de 18UTC l'avant-veille à 06UTC le jour de production. Le produit OSTIA utilisé dans AROME pour l'analyse du réseau de 00UTC du jour J est par conséquent construit à partir des mesures datant du jour J-3 à 18UTC au jour J-1 à 06UTC. De plus, on notera que le même produit OSTIA est utilisé pour les huit réseaux d'analyse de la journée. Enfin, Donlon *et al.* (2012) précisent qu'à cause du manque de données en mer Méditerranée, le produit OSTIA est à utiliser avec précaution dans cette zone. L'analyse finale est rappelée à chaque réseau vers le produit OSTIA avec un poids de 5% :

$$SST = (1 - \alpha)SST_a + \alpha SST_o \quad (2.2)$$

avec SST_a l'analyse CANARI des observations de surface, SST_o le produit SST OSTIA et $\alpha = 0.05$. Malgré ce coefficient α faible, le poids du produit OSTIA est important dans le processus d'analyse car le rappel est effectué 8 fois par jour vers le même produit (*i.e.* toutes les 3 heures) et il y a très peu d'observations assimilées par CANARI sur la Méditerranée. Notons également que durant toute la prévision, la SST est considérée comme constante dans le temps et provient de l'analyse à partir de laquelle la prévision est initialisée.

2.4 La surface et la plate-forme SURFEX

Les échanges à la surface sont calculés par la plate-forme de modélisation de surface externalisée SURFEX (Masson *et al.*, 2013) développée à Météo-France. SURFEX peut être couplé à un modèle de prévision du temps ou du climat (AROME dans notre cas ou d'autres modèles comme le modèle de climat ARPEGE-climat), mais peut également être utilisé seul en mode "off-line" à partir de forçages atmosphériques imposés. Dans cette thèse, on utilise la version 7.2 de SURFEX.

SURFEX permet de différencier quatre types de surface : mer, eau de surface terrestre (lacs/rivières), nature (sol nu/végétation) ou ville. Chaque type de surface est géré par un modèle indépendant :

- Le type "ville" est géré par le modèle TEB (*Town Energy Balance*, Masson, 2000),
- Le type "eaux de surface terrestre" est gérée par le modèle FLake pour les lacs (Mironov *et al.*, 2010),

- Le type "nature" est géré par le modèle ISBA (*Interaction Soil Biosphere Atmosphere*, Noilhan et Planton, 1989),
- le type "mer" fait appel à une paramétrisation des flux air-mer.

Pour chaque point de grille, un poids r_x ($x = \text{ville, eau, nature ou mer}$) proportionnel à l'aire de chacun des types dans la maille est attribué aux quatre types de surface de sorte que la somme des poids soit égale à 1. Le flux total à la surface F_{tot} est donné par la somme des flux pour chaque type de surface F_x pondéré par son poids :

$$F_{tot} = r_{ville}F_{ville} + r_{eau}F_{eau} + r_{nature}F_{nature} + r_{mer}F_{mer}$$

Dans cette thèse, nous nous intéressons uniquement à la surface maritime. C'est donc dans SURFEX que les flux turbulents air-mer sont calculés, et on peut choisir d'utiliser différentes paramétrisations des flux. Parmi elles, il y a la paramétrisation Louis (1979), la paramétrisation COARE (Fairall *et al.*, 2003), ou encore la paramétrisation ECUME développée à Météo-France par Belamari (2005) et utilisée pour la production opérationnelle. Les paramétrisations COARE et ECUME, utilisées dans cette thèse, sont basées sur une méthode bulk itérative (voir section 1.2). Nous les décrivons ci-dessous.

La température et l'humidité à 2 mètres, ainsi que les composantes horizontale du vent à 10 mètres sont des variables diagnostiques également calculées par SURFEX et obtenues par interpolation entre les champs au premier niveau atmosphérique et la surface. L'interpolation se fait suivant un profil logarithmique dans la couche limite atmosphérique qui dépend de la stabilité déterminée à partir des coefficients de transfert (C_τ et C_{SHF}) et le coefficient de trainée en conditions neutres ($C_{\tau,n}$) issus de la paramétrisation des flux turbulents.

2.4.1 La paramétrisation COARE

L'algorithme bulk COARE permettant de calculer les flux turbulents air-mer a été développé par Fairall *et al.* (1996) à l'issue de l'expérience internationale du même nom (COARE, *Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment*) qui s'est déroulée dans le Pacifique ouest ("warm pool" au nord-est de l'Australie) entre novembre 1992 et février 1993 (Webster et Lukas, 1992). Cette expérience fait partie du programme TOGA (*Tropical Ocean-Global Atmosphere*). Durant la campagne TOGA-COARE, un grand nombre de mesures a été réalisé dans les compartiments océanique et atmosphérique, ainsi que des mesures de flux à leur interface.

Dans cette thèse, nous utilisons la version 3.0 (Fairall *et al.*, 2003) de l'algorithme COARE (notée COARE3 ici), qui depuis sa création (version 1.0 en novembre 1993, basée sur Liu *et al.*, 1979) a bénéficié de nombreuses améliorations (Weller *et al.*, 2004) et de l'extension de la base de données des expériences COARE avec plus de 7000 heures de mesures et une gamme de vent plus large qu'à l'origine.

Les fonctions de stabilité $\psi_x(\xi)$ utilisées pour calculer les coefficients d'échange (voir section 1.2) sont fonction de la stabilité de l'atmosphère. En conditions stables ($\xi \geq 0$), ce sont les fonctions de stabilités de Beljaars et Holtslag (1991) qui sont utilisées, préférées à celles de Businger *et al.* (1971). En conditions instables ($\xi < 0$), la fonction $\psi_x(\xi)$ est divisée en la somme d'une fonction décrivant la convection

(dépendante de $\xi^{1/3}$) et d'une fonction de type Kansas standard (Businger *et al.*, 1971).

La longueur de rugosité est décrite selon l'équation 1.9 (Smith, 1988) et le coefficient de Charnock est fonction de la vitesse du vent (Hare *et al.*, 1999) :

$$\begin{cases} \alpha = & 0.011 & \text{si } U \leq 10 \text{ m.s}^{-1} \\ \alpha = & 0.011 + 0.007(U - 10) & \text{si } 10 \text{ m.s}^{-1} < U \leq 18 \text{ m.s}^{-1} \\ \alpha = & 0.018 & \text{si } U > 18 \text{ m.s}^{-1} \end{cases} \quad (2.3)$$

L'humidité spécifique de saturation à la température égale à la SST q_s est réduite de 2 % afin de prendre en compte la réduction de la pression de vapeur saturante causée par la salinité de l'eau de mer d'une valeur moyenne de 34 psu (Kraus et Businger, 1994).

Une correction de la vitesse du vent due aux rafales est ajoutée. La vitesse du vent U représente la valeur moyenne de la vitesse du vent et non la magnitude du vecteur de vent moyen. Ceci permet de prendre en compte les rafales de vent grâce à un terme correctif w_g . La vitesse du vent U s'écrit alors (Godfrey et Beljaars, 1991) :

$$U = \sqrt{|\vec{u}^2| + w_g^2} \quad (2.4)$$

où $|\vec{u}^2|$ représente la magnitude du vecteur vent moyen et

$$w_g = \beta W_* = \beta \left(\frac{g u_* T_{v_*}}{T} \right) \quad (2.5)$$

$$T_{v_*} = T_* \left[1 + q \left(\frac{R_v}{R_a} - 1 \right) \right] + \left(\frac{R_v}{R_a} - 1 \right) T q_* \quad (2.6)$$

Une correction du flux de chaleur latente LHF est également ajoutée, prenant en compte l'effet Webb (Webb *et al.*, 1980). Il s'agit d'un flux de chaleur latente LHF_{Webb} dû aux fluctuations moyennes du vent vertical \bar{w} :

$$LHF_{Webb} = \rho_a \mathcal{L}_v \bar{w} q \quad (2.7)$$

Une correction sur le flux de chaleur sensible SHF et le stress du vent relative aux précipitations est également ajoutée. Les précipitations sont considérées comme un apport à l'océan d'eau à la température du thermomètre mouillé (Fairall *et al.*, 1994), plus froide que la surface de l'océan, accentuant donc le refroidissement de ce dernier. Il en résulte alors un dégagement de chaleur pouvant être écrit de la façon suivante (Gosnell *et al.*, 1995) :

$$SHF_R = R C_{P_w} \alpha_w (1 + Bo^{-1}) (\theta_a - \theta_s) \quad (2.8)$$

où R est le taux de précipitations en kg.s^{-1} , C_{P_w} la chaleur spécifique de l'eau ($C_{P_w} = 4186 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), α_w le facteur de Clausius-Clapeyron pour la température du thermomètre mouillé (Fairall *et al.*, 1994) et Bo le rapport de Bowen représentant le rapport SHF/LHF. Les précipitations ont pour effet d'augmenter également le

stress du vent (Caldwell et Elliott, 1971), ce qui se traduit par l'ajout d'un terme correctif :

$$\tau_R = \frac{\mathcal{R}U}{3600} \quad (2.9)$$

où \mathcal{R} est le taux de précipitations en mm.h^{-1} et la masse volumique de l'eau est implicite (Fairall *et al.*, 1996).

Après une première ébauche, les paramètres d'échelle u_* , θ_* et q_* sont mis à jour par une méthode itérative à partir des équations :

$$X_* = \frac{\mathcal{K}\Delta X}{\ln(z/z_{0x}) - \psi_x(\xi)} \quad (2.10)$$

où x représente soit τ , SHF ou LHF et X est respectivement u , θ ou q . Grâce à une meilleure ébauche du nombre de Richardson (Grachev et Fairall, 1997), le nombre d'itérations de COARE3 est dans cette version limité à 3. Les coefficients d'échange sont alors estimés par l'équation 1.4 et les flux par les equations 1.3.

2.4.2 La paramétrisation ECUME

La paramétrisation ECUME a été développée avec pour objectif d'être valide sur une plus large gamme de conditions atmosphériques et océaniques que ses homologues (Weill *et al.*, 2003) notamment pour les régimes de vent fort et des stratifications de la couche limite atmosphérique variant d'instable à extrêmement stable (Belamari, 2005). L'algorithme d'ECUME est basé sur la méthode itérative de COARE (version 2.5), mais pour laquelle les coefficients d'échange en conditions neutres ont été calibrés en fonction des observations multi-campagnes de la base de données ALBATROS. Cette base de données regroupe les données de 10 ans de mesures (fin 1990 à 2001) à travers 5 campagnes en Atlantique et Méditerranée :

- SEMAPHORE (Structure des échanges Mer-Atmosphère, Propriétés des Hétérogénéités Océaniques : Recherche Expérimentale) en Atlantique nord-est et dans le bassin des Canaries, du 7 octobre au 15 novembre 1993 ;
- CATCH (Couplage avec l'ATmosphère en Conditions Hivernales) en Atlantique nord-ouest, du 8 janvier au 1^{er} mars 1997 ;
- FETCH (Flux, Etat de la mer et Télédétection en Condition de fetch), en Méditerranée et golfe du Lion, du 13 mars au 15 avril 1998 ;
- EQUALANT99 en Atlantique équatorial du 15 juin au 20 août 1999 ;
- POMME (Programme Océanique Multidisciplinaire à Moyenne Echelle) en Atlantique nord-est et bassin ibérique, du 2 février au 11 mai 2001.

Dans ECUME, la boucle itérative sert donc à déterminer les coefficients d'échanges en conditions neutres à partir de la calibration multi-campagnes détaillée dans le Tableau 2.1, ainsi que les paramètres d'échelle u , θ ou q . À l'issue de la boucle sont déterminés les coefficients de transfert, puis les flux turbulents, ainsi que la longueur de rugosité qui s'expriment comme :

$$z_0 = \frac{10}{\exp\left(\frac{\mathcal{K}\Delta U}{u_*}\right)} \quad (2.11)$$

$C_{\tau,n}$	$1,3013 e^{-3} - 1,2719 e^{-4} U_{10n} +$ $1,3067 e^{-5} U_{10n}^2 - 2,2261 e^{-7} U_{10n}^3$	si $U_{10n} \leq 16,8 \text{ m.s}^{-1}$
	$1,3633 e^{-3} - 1,3056 e^{-4} U_{10n} +$ $1,6212 e^{-5} U_{10n}^2 - 4,8208 e^{-7} U_{10n}^3 +$ $4,2684 e^{-8} U_{10n}^4$	si $16,8 \text{ m.s}^{-1} < U_{10n} \leq 50 \text{ m.s}^{-1}$
	$1,7828 e^{-3}$	si $U_{10n} > 50 \text{ m.s}^{-1}$
$C_{SHF,n}$	$1,2536 e^{-3} - 1,2455 e^{-4} U_{10n} +$ $1,6038 e^{-5} U_{10n}^2 - 4,3701 e^{-7} U_{10n}^3 +$ $3,4517 e^{-9} U_{10n}^4 + 3,5763 e^{-12} U_{10n}^5$	si $U_{10n} \leq 33 \text{ m.s}^{-1}$
	$3,1374 e^{-3}$	si $U_{10n} > 33 \text{ m.s}^{-1}$
$C_{LHF,n}$	$1,2687 e^{-3} - 1,1384 e^{-4} U_{10n} +$ $1,1467 e^{-5} U_{10n}^2 - 3,9144 e^{-7} U_{10n}^3 +$ $5,0864 e^{-9} U_{10n}^4$	si $U_{10n} \leq 29 \text{ m.s}^{-1}$
	$-1,3526 e^{-3} + 1,8229 e^{-4} U_{10n} -$ $2,6995 e^{-6} U_{10n}^2$	si $29 \text{ m.s}^{-1} < U_{10n} \leq 33 \text{ m.s}^{-1}$
	$1,7232 e^{-3}$	si $U_{10n} > 33 \text{ m.s}^{-1}$

TABLEAU 2.1 – Calibration multi-campagne des coefficients d'échange en conditions neutres pour le stress du vent $C_{\tau,n}$, la chaleur $C_{SHF,n}$ et l'humidité $C_{LHF,n}$.

Dans la version 7.2 de SURFEX, le nombre d'itérations d'ECUME est limité à 6 et la correction due aux rafales (équation 2.4) est toujours inactive. Bien que leur activation soit possible, dans les systèmes opérationnels de Météo-France, le choix est également fait de désactiver la correction de Webb (équation 2.7) et les effets des précipitations sur les flux (équations 2.8 et 2.9) avec ECUME.

2.5 AROME-WMED

Afin de répondre aux besoins des campagnes de mesures HyMeX, une version spécifique d'AROME a été développée en 2009 au CNRM-GAME, et est appelée AROME-WMED (Fourrié *et al.*, 2015).

La principale différence d'AROME-WMED avec AROME opérationnel en 2012 est son domaine qui recouvre entièrement la Méditerranée occidentale (Figure 2.1), dans le but de mieux représenter les flux humides de basses couches qui alimentent les systèmes précipitants dans la région. De plus, grâce aux campagnes HyMeX, le nombre total de données assimilées a été augmenté d'environ 3% (Fourrié *et al.*, 2015). En effet, plusieurs observations recueillies durant les SOPs ont été assimilées en temps réel, telles que des radiosondages, des ballons de couche limite atmosphérique ou encore des données de surface, notamment en Espagne. Une fois par jour durant les SOPs HyMeX et durant la période entre les deux SOPs, une prévision

jusqu'à 48 heures d'échéance a été réalisée à partir de l'analyse à 00UTC. AROME-WMED a donc fourni en temps réel des prévisions du 1^{er} septembre 2012 au 15 mars 2013. Le 25 Septembre 2012 à 06UTC, la version du code AROME-WMED a été mise à jour et est passée à la version cy37-t1, en suivant celle des modèles AROME-France et ARPEGE de l'époque.

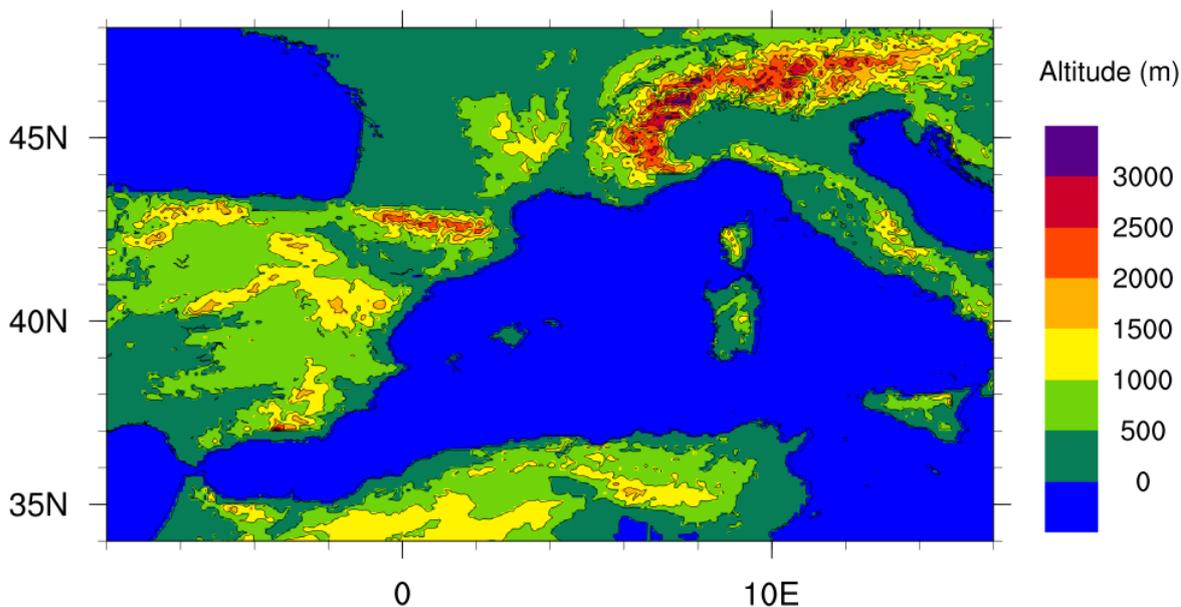


FIGURE 2.1 – Domaine AROME-WMED illustré par la topographie (en mètres).

Dans le cadre de la thèse, les prévisions AROME-WMED réalisées en temps réel pendant la SOP1 sont utilisées (partie I et II) et de nouvelles simulations AROME-WMED sont réalisées afin d'évaluer l'impact du couplage avec le modèle océanique, de champs de SST différents ou de paramétrisations des flux différentes (partie III). Les nouvelles simulations ont été réalisées avec une version du code d'AROME-WMED à nouveau mise à jour (version cy38-t1).

L'objet du chapitre suivant est d'évaluer les analyses et les prévisions AROME-WMED réalisées en temps réel à l'aide des observations de la SOP1 à l'interface air-mer, puis d'utiliser ces analyses et prévisions pour caractériser les échanges air-mer pendant la SOP1 HyMeX.

Chapitre 3

Échanges à l'interface air-mer pendant la SOP1

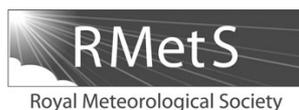
Dans ce chapitre, nous examinons les échanges à l'interface entre l'océan et l'atmosphère pendant la SOP1 HyMeX. Le but est, dans un premier temps, d'évaluer la représentation de la couche limite atmosphérique marine dans les prévisions AROME-WMED en temps réel. Dans un second temps, nous caractériserons les échanges de chaleur à l'interface océan-atmosphère durant toute la SOP1 et plus en détails pour une POI particulière (POI13 du 12 au 15 octobre 2012) à l'aide des prévisions AROME-WMED.

Ce chapitre est constitué d'un article publié au *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* (Rainaud *et al.*, 2015) qui présente les objectifs de l'étude, la méthodologie mise en œuvre et les résultats. Une synthèse en français des conclusions de l'article est ensuite proposée, complétée de quelques résultats, notamment obtenus à partir de nouvelles données qui ont été disponibles après la publication de l'article.

3.1 Article : Characterization of air-sea exchanges over the Western Mediterranean Sea during HyMeX SOP1 using the AROME-WMED model

Rainaud R, Lebeaupin Brossier C, Ducrocq V, Giordani H, Nuret M, Fourrié N, Bouin MN, Taupier-Letage I, Legain D

publié dans le *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, pour la Special Issue HyMeX SOP1, DOI : 10.1002/qj.2480



Characterization of air–sea exchanges over the Western Mediterranean Sea during HyMeX SOP1 using the AROME–WMED model

R. Rainaud,^{a*} C. Lebeaupin Brossier,^a V. Ducrocq,^a H. Giordani,^a M. Nuret,^a N. Fourrié,^a M.-N. Bouin,^b I. Taupier-Letage^c and D. Legain^a

^aCNRM–GAME (CNRS/Météo-France), Toulouse, France

^bCNRM–CMM (CNRS/Météo-France), Brest, France

^cMIO (Aix Marseille Université, CNRS, Université de Toulon, IRD), Marseille, France

*Correspondence to: R. Rainaud, CNRM–GAME (CNRS/Météo-France), 42 Avenue G. Coriolis, 31057 Toulouse Cedex, France.
E-mail: romain.rainaud@meteo.fr

Air–sea exchanges play an important role during intense weather events over the Mediterranean Sea, especially in supplying heat and moisture for heavy precipitation events, which often affect the area. Observations collected during the first Hydrological cycle in the Mediterranean Experiment (HyMeX) Special Observation Period (SOP1) over the Western Mediterranean area in autumn 2012 provide an unprecedented dataset for assessing the capabilities of numerical weather prediction systems to represent the air–sea interface and marine boundary layer during the heavy precipitation season. A HyMeX-dedicated version of Application de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Échelle, in French (AROME) covering the whole western Mediterranean basin, named AROME–WMED, was evaluated through comparisons against moored buoys, drifting buoys and ship measurements deployed during the HyMeX campaign. A general, good agreement is found for near-surface meteorological parameters, whereas significant discrepancies are observed during strong air–sea exchange periods. The two main reasons are that (1) sea-surface temperature (SST) is kept constant during the model runs and (2) sensible heat flux is overestimated in strong wind regimes by the AROME turbulent flux parametrization.

Air–sea exchanges during SOP1 were characterized thanks to AROME–WMED short-range (1–24 h) forecasts. This shows some areas of strong air–sea fluxes in the Gulf of Lion and the Balearic, Ligurian and Tyrrhenian Seas. The Gulf of Lion is the area showing the highest variability of air–sea fluxes, due to dominant strong regional winds (Mistral/Tramontane). Whereas some heavy precipitation events occur without significant air–sea fluxes, all strong air–sea exchange events include, or occur only 1 or 2 days before, heavy precipitation events. A detailed analysis of an Intense Observation Period (IOP) dedicated to a heavy precipitation event (IOP13, from 12–15 October) illustrates how both dynamic (wind) and thermodynamic (temperature and humidity gradient effect) contributions influence air–sea flux evolution.

Key Words: air–sea exchanges; Mediterranean Sea; HyMeX

Received 13 May 2014; Revised 1 October 2014; Accepted 3 October 2014; Published online in Wiley Online Library

1. Introduction

The Mediterranean Sea constitutes a semi-enclosed basin surrounded by high mountain ridges (Alps, Atlas, ...). Water exchanges with other basins only occur at the Strait of Gibraltar with the Atlantic Ocean and at the Bosphorus Strait with the Black Sea, with interannual variations of the water flow (Bormans *et al.*, 1986; Özsoy *et al.*, 1996). The Mediterranean basin is also known as an evaporation basin, since evaporation from the sea largely exceeds precipitation, with an annual maximum occurring

during autumn (Mariotti *et al.*, 2002). Intense evaporation associated with strong regional wind events is a triggering factor for dense water formation and initiation of the ocean winter deep convection (Gascard, 1973, 1978) observed in different parts of the Mediterranean (Millot and Taupier-Letage, 2005). The northwestern Mediterranean basin (hereafter NWMed), regularly affected by the dry Mistral and Tramontane winds, is one of the major zones of dense water formation (Marshall and Schott, 1999; Nardeli and Salusti, 2000; Béranger *et al.*, 2010). Evaporation is also a significant source of moisture for

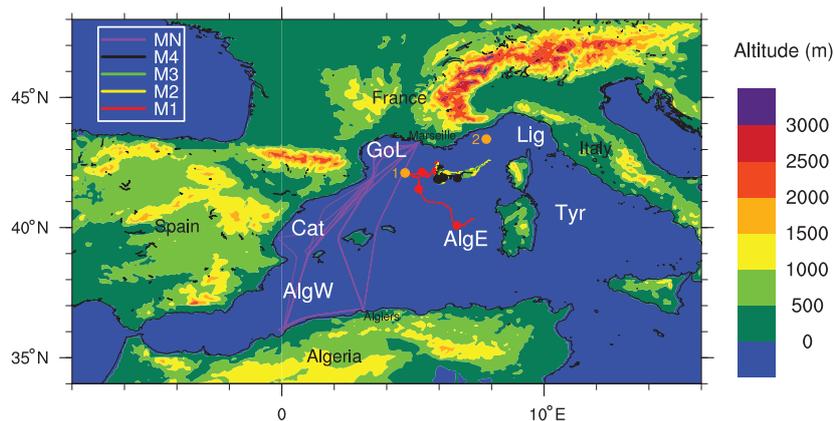


Figure 1. The AROME–WMED domain (topography with contours every 500 m) and *in situ* platforms location and tracks. Orange bullets indicate the positions of the moored buoys (1: GL buoy and 2: Az buoy). The Marisonde (M1, M2, M3 and M4 in the legend) start (6°E–42.5°N) and positions are marked by a bullet every 15 days. The Marfret-Niolon (MN in the legend) track is represented by purple lines. The main sub-basin names are indicated in white text according to Millot and Taupier-Letage (2005).

the atmosphere, especially for mesoscale convective systems, leading to heavy precipitation, which frequently affects the area during autumn (Duffourg, 2010; Duffourg and Ducrocq, 2011; Ricard *et al.*, 2011). These events are characterized by rainfall accumulations of greater than 100 mm in 24 h (Ducrocq *et al.*, 2014), sometimes producing flash-flood events which lead to severe damage along coastal regions. Such events occur in several Mediterranean riparian countries, such as France (Delrieu *et al.*, 2005), Spain (Romero *et al.*, 1998), Italy (Buzzi *et al.*, 1998) and Israel (Krichak *et al.*, 2004).

Air–sea exchanges play a key role in such severe weather events. The sea-surface fluxes of heat and momentum are controlled by gradients of temperature and humidity at the air–sea interface and by winds. The sea-surface temperature (SST), especially, partly controls air–sea heat and moisture fluxes, modifying the atmospheric boundary-layer stability. It plays a significant role in the intensity of atmospheric convection and precipitation events (Xie *et al.*, 2005; Lebeaupin *et al.*, 2006). Moreover, the upper layers of the ocean are significantly cooled by strong offshore winds (Xie *et al.*, 2005; Pullen *et al.*, 2006), as in the NWMed, which is frequently affected by Mistral and Tramontane winds (Lebeaupin Brossier and Drobinski, 2009; Small *et al.*, 2012). Mistral and Tramontane winds are northerly and northwesterly, respectively, carrying cold and dry continental air and inducing intense air–sea heat exchanges over the Gulf of Lion (Flamant, 2003). Lebeaupin Brossier *et al.* (2013) showed that Mistral events can significantly enhance the cold SST anomaly in the Gulf of Lion cyclonic gyre and modulate the moisture flux for a following heavy precipitation event (HPE).

The Hydrological cycle in the Mediterranean Experiment (HyMeX) international programme (Drobinski *et al.*, 2013) investigates the hydrological cycle in the Mediterranean, with the overarching goals of advancing knowledge and predictability of the high-impact weather events that regularly affect this area. Two field campaigns, also called Special Observation Periods (SOP), were organized in autumn 2012 and winter 2013 to document these events. More specifically, SOP1 was devoted to the collection of observations during heavy precipitation and flash-flood events over the NWMed and surrounding coastal regions in France, Italy and Spain (Ducrocq *et al.*, 2014). This field campaign took place from 5 September 2012–6 November 2012, during which more than 200 instruments were deployed on land, in the air and at sea. Among the instrumented platforms, some were devoted to measuring air–sea exchanges and marine atmospheric and ocean boundary layers (e.g. gliders, moored and drifting buoys, balloons and radiosoundings). Facilities like aircraft or ships were also used during the SOP. To support the instrument deployment in real time during the field campaign, a dedicated

version of the Météo-France Application de la Recherche à l’Opérationnel à Méso-Échelle, in French (AROME) model was run daily. This version, called AROME–WMED (http://dx.doi.org/10.6096/HYMEX.AROME_WMED.2012.02.20), covers the western Mediterranean region (Figure 1) with a wide ocean area (almost 47% is maritime domain). This domain was chosen to include upstream atmospheric flow and air–sea exchanges leading to heavy precipitation. Except for the domain, AROME–WMED is quite similar to the operational AROME model (Seity *et al.*, 2010), including a 3 h rapid update data assimilation cycle and 2.5 km convection-permitting horizontal resolution. The availability of hourly kilometre-scale forecast output covering the whole western Mediterranean during HyMeX SOP1 provides an unprecedented opportunity to study air–sea exchanges during intense weather events at fine scale.

This study aims to characterize air–sea exchanges and their relationships with HPE during HyMeX SOP1, based on AROME–WMED forecasts. AROME–WMED forecasts and analyses are first evaluated over the NWMed sea, based on comparisons with low-level meteorological and surface observations from moored buoys, drifters and ship measurements. The main objective of these comparisons is to examine the ability of AROME–WMED to represent the meteorological conditions over the sea, especially during strong air–sea exchange situations, and to quantify the sources of uncertainty in air–sea flux forecasts. Then, based on AROME–WMED forecasts, we characterize air–sea exchanges during the HyMeX SOP1 and especially during the Intense Observation Periods (IOPs) dedicated to HPEs (Ducrocq *et al.*, 2014). To examine further the mechanisms involved in heat and moisture extraction, a detailed analysis of an IOP dedicated to a HPE (IOP13) was performed.

The article is structured as follows. Section 2 describes the observation and model datasets used in this study. Section 3 presents the AROME–WMED evaluation against observations over the sea during SOP1. Concentrating on strong flux events from moored buoys allows for a discussion of possible sources of error in model air–sea fluxes. Section 4 aims to characterize air–sea exchanges during SOP1. A detailed analysis of IOP13 based on AROME–WMED forecasts is given. Conclusions follow in section 5.

2. Model and *in situ* observations

2.1. AROME–WMED atmospheric model

The AROME–WMED model (http://dx.doi.org/10.6096/HYMEX.AROME_WMED.2012.02.20) is a dedicated version of the AROME NWP suite at Météo-France (Seity *et al.*, 2010) that

ran in real time during the HyMeX field campaigns in 2012 and 2013. AROME–WMED covers a large domain over the western Mediterranean area (Figure 1), from Portugal to Sicily and from the Atlas mountains to the northern Alps, in order better to represent the influence of the Mediterranean Sea and major mountain ranges. AROME is a non-hydrostatic model running at 2.5 km horizontal resolution with 60 stretched vertical levels extending from near the surface (first level at about 10 m) to almost 1 hPa. The initial atmospheric state is provided by a 3D-Var data assimilation scheme (Fischer *et al.*, 2005) using a 3 h forward intermittent cycle (Brousseau *et al.*, 2011). 48 h range AROME–WMED forecasts were issued each day from the 0000 UTC analysis, using the Météo-France operational Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle, in French (ARPEGE) forecasts every hour as lateral boundary conditions. Each 3D-Var step analyzes horizontal wind components, temperature, specific humidity and surface pressure on the model grid. The observations assimilated come from radiosondes, surface weather stations, aircraft reports, wind profilers, GPS zenith tropospheric delay, radiances from polar-orbiting and geostationary satellites, wind from the Advanced Scatterometer (ASCAT) and Doppler radial velocities and reflectivities from the French radar network. Some data from ships and buoys are also assimilated.

The SST analysis is based on the 2D optimal interpolation CANARI scheme (Code d'Analyse Nécessaire à ARPEGE pour ses Rejets et son Initialisation, in French; Taillefer, 2002), using the previous three-hourly analysis as first guess. Buoy and ship reports are first quality-checked prior to their analysis. Every 3 h, about 20–25 buoy and ship observations in the Mediterranean Sea were assimilated over the AROME–WMED domain using a correlation horizontal length-scale of 200 km. For day D , the SST analysis field produced every 3 h (hereafter $SST_{a,D,H}$) is then blended with the daily OSTIA (Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis; Donlon *et al.*, 2012) product (hereafter $SST_{o,D}$) to obtain the final 3 h SST analysis: $SST_{f,D,H} = (1 - a)SST_{a,D,H} + aSST_{o,D}$, with $a = 0.05$. $SST_{o,D}$ is provided with global coverage at a grid resolution of $1/20^\circ$ (6 km) and integrates various satellite SST products provided by international agencies. $SST_{o,D}$ is free of diurnal variability, representing the temperature measured at a depth of 0.2–1 m just before sunrise. The OSTIA product is issued at 0600 UTC each day, using an observation window of 36 h, centred at 1200 UTC on the previous day from the product time. The 0000 UTC SST analysis $SST_{f,D,0}$ used as the initial state for the AROME–WMED forecast for day D thus makes use of the OSTIA product $SST_{o,D}$ issued at 0600 UTC on day $D - 1$ and based on satellite observations from 1800 UTC on day $D - 3$ to 0600 UTC day $D - 1$.

Surface exchanges are computed by the Météo-France SURFEX model (SURface EXternalisée, in French; Masson *et al.*, 2012). Over sea, the turbulent fluxes are obtained following the Exchange Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates (ECUME) parametrization (Belamari, 2005). The prognostic atmospheric temperature and humidity at the lowest model level are used with $SST_{f,D,0}$ in ECUME for computing sensible and latent heat fluxes. The surface layer variables (2 m temperature, 2 m humidity and 10 m winds) are diagnosed by interpolation between the lowest atmospheric-level variables and surface temperature and humidity. The SST field does not evolve during the forecast run, remaining equal to the $SST_{f,D,0}$ analysis.

2.2. Moored buoy, drifter and ship observations

Two Météo-France moored buoys provide a reference dataset for comparing AROME–WMED forecasts against observations. The Côte d'Azur buoy (hereafter Az) and the Gulf of Lion buoy (hereafter GL) are located in the NWMed at 7.8°E – 43.4°N and 4.7°E – 42.1°N , respectively (Figure 1). GL is located in the open sea area affected by the Mistral and Tramontane, whereas Az is closer to the coast, in the area affected by cyclogenesis in the Gulf of Genoa. These platforms provide the following meteorological

measurements: air temperature, relative humidity, wind speed and direction and pressure. Air temperature, humidity and pressure are measured at 3 m and wind at 3.8 m. Measurements provided at the sea surface consist of waves and height period and SST. These observations are transmitted in real time to the Global Telecommunications System (GTS). Two different sensors measure SST. The first (hereafter called GTS–SST) provides real-time observations to GTS at 0.7 m depth, whereas the second (Seabird Inc. SBE 37, hereafter SBE37–SST) is a very high-accuracy temperature probe, added in the framework of the HyMeX programme to provide accurate and quality SST observations at 0.9 m depth. This latter dataset is retained for comparison with the AROME–WMED model, described in the following.

During SOP1, four Marisonde drifting buoys were deployed on 4 September 2012, along a north–south transect near 6°E , 42.5°N . Figure 1 shows the trajectories of the Marisonde during the two-month field campaign. Marisonde M025825 (hereafter M1) had a southward trajectory ending between the Balearic Islands and Sardinia, while Marisonde M030674 (hereafter M2), M030675 (hereafter M3) and M030836 (hereafter M4) sampled almost the same area along their eastward trajectory. Along their drifting paths, the Marisonde drifting buoys measured air pressure and temperature, wind near the surface and SST. Data were transmitted in real time to the GTS.

In addition, the freighter Marfret–Niolon (hereafter MN), regularly linking Marseille (France) with Algiers (Algeria, Figure 1), was equipped for HyMeX with the SEOS (Sea Embedded Observation System; <http://dx.doi.org/10.6096/MISTRALS-HYMEX.748>) independent station, including instruments measuring air temperature, relative humidity, pressure and winds as well as skin SST using a radiometer (hereafter SST–SEOS). Air temperature and humidity are measured at 21 m and winds at 21.7 m. Another sea temperature sensor provided measurements at almost 3 m depth, using a high-quality temperature probe (Seabird Inc., hereafter ST–SBE38; TRANSMED database: <http://dx.doi.org/10.6096/MISTRALS-HYMEX.973>), backed by a thermosalinograph (SBE45). MN sampled the western part of the domain along north–south transects (see Figure 1).

Observations from these three kinds of platform were compared with the AROME–WMED three-hourly analyses and hourly forecasts of air temperature at 2 m ($T2m$), relative humidity at 2 m (Hu2m), wind speed (FF) and direction (DD) at 10 m, mean sea level pressure (MSLP) and SST. The observed values of FF were interpolated to 10 m following the logarithmic law in the boundary layer for neutral atmosphere conditions (with a roughness length of 0.001 m). The observed values of $T2m$, Hu2m and MSLP were considered without any interpolation. It is worth mentioning that only wind speed and pressure from the moored and Marisonde buoys (six observations) entered the AROME–WMED 3D-Var atmospheric surface data assimilation for the Mediterranean Sea and only GTS–SST from moored and Marisonde buoys were used in the SST AROME–WMED CANARI analysis. All MN datasets, air temperature and humidity from all platforms and SBE37–SST from GL and Az thus constitute independent datasets for the verification of the model in the following section.

3. Validation of AROME–WMED

In this section, a general overview of model skill is provided for near-surface atmospheric variables and SST from direct comparisons between observations and AROME–WMED. Then, results are analyzed more specifically for intense turbulent fluxes and high wind conditions. Finally, possible systematic model errors are evaluated and discussed.

3.1. Atmospheric variables

Hourly time series of $T2m$, Hu2m, MSLP and FF forecasts were extracted for the 1–24 h range at the nearest model grid points

Table 1. Absolute deviations with 95% confidence, bias and the corresponding percentage of bias compared with the mean for AROME–WMED forecasts against Az and GL observations. The last column indicates the number of valid data available during the SOP1 period at the buoys.

	Abs. dev. $\pm 95\%$	Bias (% bias)	R^2	Valid data
Az				
T2m	$(0.5 \pm 0.1)^\circ\text{C}$	0.3°C (1.3%)	0.94	1608
Hu2m	$(6 \pm 1)\%$	5% (6.6%)	0.71	1608
FF	$(1.8 \pm 0.2) \text{ m s}^{-1}$	1.0 m s^{-1} (16.3%)	0.80	1608
MSLP	$(0.5 \pm 0.1) \text{ hPa}$	-0.1 hPa (-0.01%)	0.88	1316
SST	$(0.5 \pm 0.1)^\circ\text{C}$	0.2°C (0.8%)	–	1608
GL				
T2m	$(0.6 \pm 0.1)^\circ\text{C}$	0.4°C (2.0%)	0.92	1608
Hu2m	$(8 \pm 1)\%$	6% (8.9%)	0.69	1608
FF	$(1.5 \pm 0.1) \text{ m s}^{-1}$	0.7 m s^{-1} (9.5%)	0.86	1608
MSLP	$(0.5 \pm 0.1) \text{ hPa}$	-0.1 hPa (-0.01%)	0.79	1285
SST	$(0.8 \pm 0.1)^\circ\text{C}$	-0.4°C (-1.7%)	–	1608

Table 2. Same as Table 1, but for comparisons against Marisonde observations.

	Abs. dev. $\pm 95\%$	Bias (% bias)	R^2	Valid data
T2m	$(0.5 \pm 0.1)^\circ\text{C}$	0.1°C (0.2%)	0.88	4575
FF	$(1.5 \pm 0.1) \text{ m s}^{-1}$	-0.1 m s^{-1} (-0.01%)	0.78	4173
MSLP	$(0.9 \pm 0.2) \text{ hPa}$	-0.7 hPa (-0.1%)	0.96	3038
SST	$(0.47 \pm 0.04)^\circ\text{C}$	0.06°C (0.3%)	–	6099

of the buoys, Marisonde and MN measurements presented in section 2.2. The same parameters were also extracted from the three-hourly AROME–WMED analyses. Objective scores were computed for each dataset over the whole SOP1 period, i.e. from 5 September 2012–6 November 2012. The biases (forecast minus observation), absolute deviations and correlation coefficients between forecasts and measurements, computed for the hourly forecasts of atmospheric parameters, are listed in Tables 1, 2 and 3 for the Az and GL buoys, Marisonde and MN instruments, respectively. No correlation coefficients for SST were calculated, because this parameter does not evolve during the forecast run.

The scores for T2m generally show a good agreement between model and observations, with a correlation higher than 0.9 and a weak bias ($< 0.4^\circ\text{C}$, Tables 1–3). Figure 2 shows scatter plots of observations versus hourly forecasts for the GL and MN platforms. For air temperatures below 12°C (27–29 October), significant overestimations (up to 4°C) occur at the GL buoy (Figure 2(a)). The same is observed for Marisonde buoys (not shown). The agreement is good between modelled and observed temperatures of the MN (Figure 2(b)) with no temperatures below 15°C . Figure 3 shows daily composites, which are the hourly averages of

Table 3. Same as Table 1, but for the Marfret-Niolon.

	Abs. dev. $\pm 95\%$	Bias (% bias)	R^2	Valid data
T2m	$(0.5 \pm 0.1)^\circ\text{C}$	-0.1°C (-0.4%)	0.85	773
Hu2m	$(5 \pm 1)\%$	2% (2.6%)	0.68	773
FF	$(1.6 \pm 0.1) \text{ m s}^{-1}$	0.2 m s^{-1} (3.9%)	0.69	770
MSLP	$(0.7 \pm 0.1) \text{ hPa}$	0.3 hPa (0.03%)	0.85	735
SST–SEOS	$(1.01 \pm 0.06)^\circ\text{C}$	0.09°C (0.4%)	–	758
ST–SBE38	$(0.62 \pm 0.05)^\circ\text{C}$	0.16°C (0.7%)	–	861

atmospheric parameters for forecasts, observations and analysis at the GL buoy every 3 h. The observations of air temperature at the GL and Az buoys demonstrate a mean diurnal cycle amplitude of 0.7°C (Figure 3(a)). The diurnal cycle in the forecasts is of lower amplitude, since the nocturnal cooling at the end of the night (from 0300–0600 UTC) is not well represented by the model. The main reason for the nocturnal cooling not being well represented seems to be the constant SST during the model run. Figure 4(e) shows the observed and model SST at the GL buoy. The maximum difference is observed at the end of the night, around 0600 UTC. As the model SST is too warm, the heat radiated from the sea would be overestimated at this time and would lead to an underestimation of the nocturnal cooling of the lower atmosphere. The same discrepancies exist for the Marisonde, but not for the MN (not shown). This can be explained by the MN paths, which sample the whole western Mediterranean, whereas other platforms cover only its northwestern part. The daily cycle is represented better by the analyses, probably due to data assimilation benefits, even if air temperatures themselves are not assimilated.

Concerning Hu2m (Tables 1 and 3 and Figure 3(b)), the correlation is weaker (0.7) than for atmospheric temperature. AROME–WMED overestimates buoy measurements by 5% at Az, 6% at GL and 3% for the MN measurements. This overestimation is quite constant throughout the day (Figure 3(b)) at both buoys. The forecasts are closer to the three-hourly analyses than to the buoy measurements. This can be explained by the fact that there is no assimilation of 2 m humidity observations over the sea, as well as by the lack of observations of humidity within the atmospheric boundary layer entering the atmospheric data assimilation. The biases of T2m discussed previously also have an effect on the relative humidity biases, because Hu2m depends on the air temperature.

For the wind speed, correlation coefficients are around 0.8. The forecasts significantly overestimate the observations at the buoys (biases of 1.0 m s^{-1} at Az, 0.7 m s^{-1} at GL, Table 1) for all intensity ranges. When comparing this with the Marisonde and the MN, the bias is much weaker (-0.1 and 0.2 m s^{-1} , respectively, Tables 2 and 3). However, the absolute deviations for all platforms are quite similar. In fact, the model alternatively underestimates and overestimates FF for these platforms. The

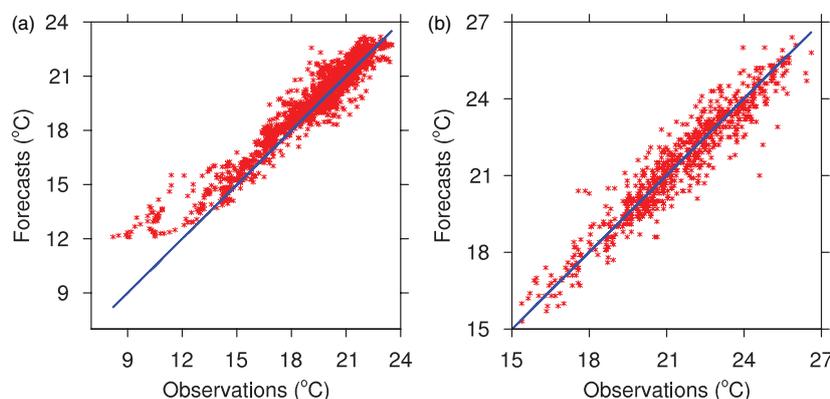


Figure 2. Scatter plots of T2m AROME–WMED forecasts against observations at (a) GL and (b) MN.

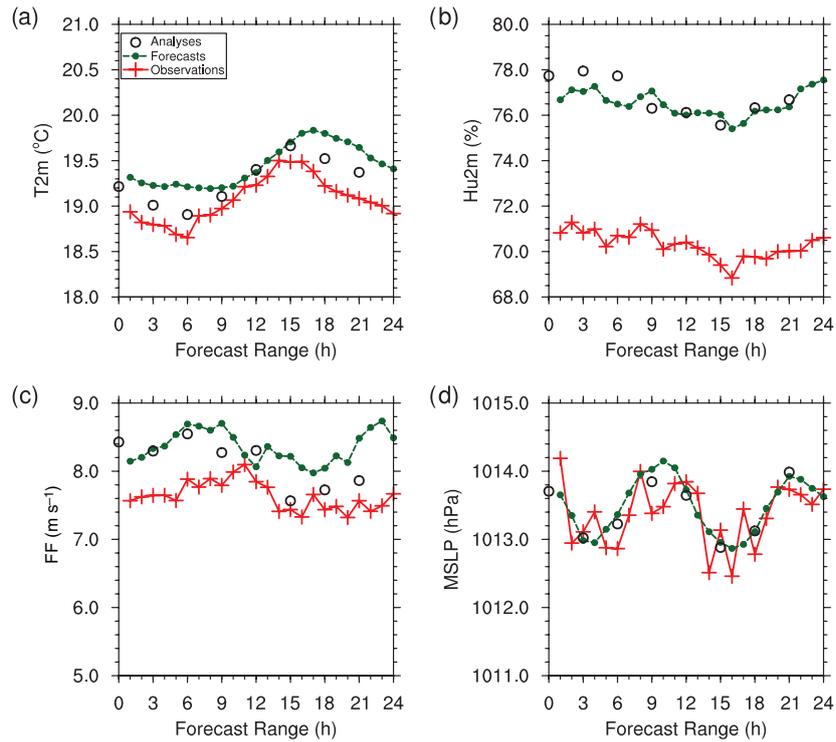


Figure 3. Daily evolution of SOP1-averaged (a) T_{2m} , (b) Hu_{2m} , (c) FF and (d) $MSLP$ at GL for observations (red curve with crosses), AROME–WMED forecast (green curve with bullets) and analysis (black circles).

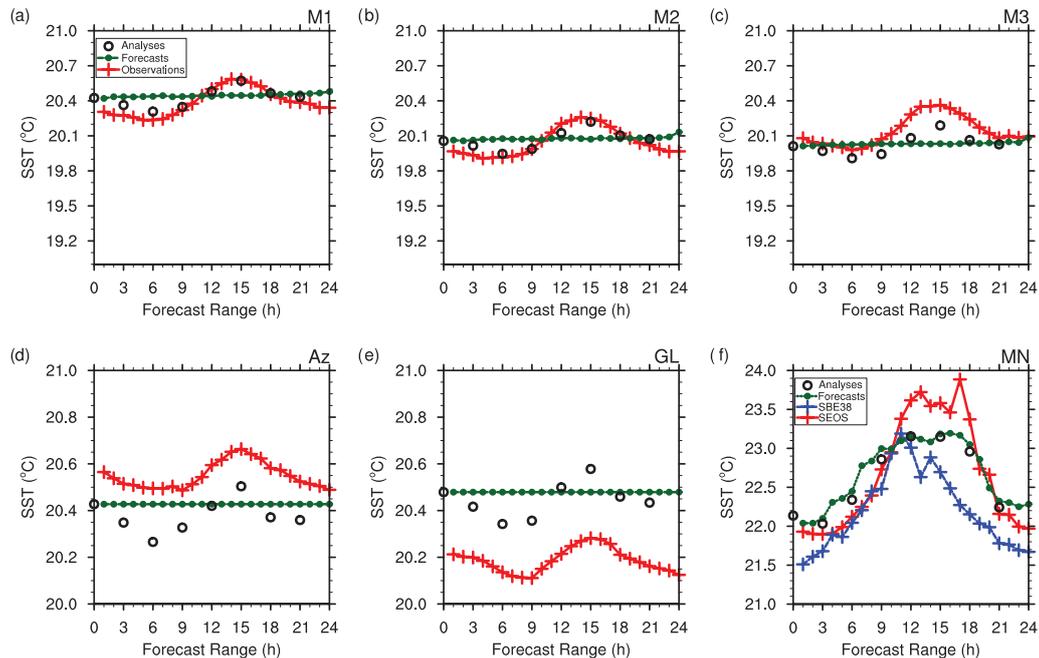


Figure 4. Daily evolution of SOP1-averaged SST at (a) M1, (b) M2, (c) M3, (d) Az, (e) GL and (f) MN (see Figure 1 for positions) for observations (red curve with crosses), AROME–WMED forecast (green curve with bullets) and analysis (black circles). For (f) MN, a second curve with crosses (blue) is added for ST-SBE38; the red curve with crosses corresponds to SEOS–SST.

differences in skill when considering one platform or another are probably related to the different locations of the instruments. For example, the Az buoy, which presents the highest bias, is closer to the coast and is affected by strong wind shear because of the surrounding coastal mountains.

Very good agreement is found between the observed and forecast sea-level pressure (Tables 1–3 and Figure 3(d)). For all platforms, bias between forecasts and measurements is very weak,

lower than the instrument resolution (0.5 hPa), except for the Marisonde (bias equal to -0.7 hPa). The observed six-hourly cycle is well captured by the model (Figure 3(d)).

To summarize, the low biases between AROME–WMED and the multi-platform observations show the good skill of the AROME–WMED forecasts above the marine area. The largest relative difference between forecasts and measurements is found for wind speed. However, some systematic biases in air

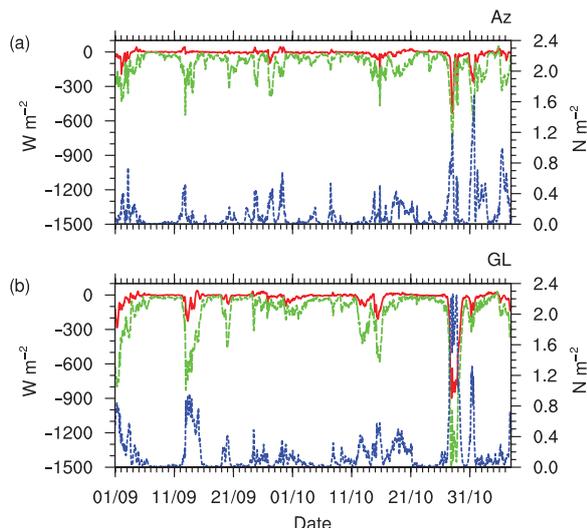


Figure 5. Time-series at (a) Az buoy and (b) GL buoy for the entire SOP1 period for model SHF ($W m^{-2}$, solid line, red in the online article), LHF ($W m^{-2}$, dashed line, green in the online article) and τ ($N m^{-2}$, dotted line, blue in the online article).

temperature modelling have been identified, such as a nocturnal overestimation and misrepresentation of values below $12^{\circ}C$. Some areas, such as the Catalanian coast or the centre of the domain, are not regularly sampled, so the AROME-WMED cannot be fully evaluated. Nevertheless, the generally good agreement in several parts of the domain allows us to study the air-sea exchanges, thanks to model outputs (see section 4).

3.2. SST

Figure 4 shows the diurnal variation of SST from the model and observations for all instrumented platforms. As the SST field is unchanged during the model run, the predicted SST is equal to the analyzed SST at the platform location and at 0000 UTC, whatever the forecast range, and completely fails to represent the SST diurnal cycle. This diurnal cycle is better captured by the three-hourly analyses.

The bias between observed and analyzed SST is very weak for the Marisonde, as these observations are assimilated in the AROME-WMED surface analysis (Table 2 and Figure 4(a)–(c)). The comparisons of the analyses, which assimilate GTS-SST observations, with SBE37-SST observations show that biases range from $-0.4^{\circ}C$ at GL to $0.2^{\circ}C$ at Az (Table 1 and Figure 4(d) and (e)). Such biases correspond approximately to the biases between the measurements recorded by the two types of sensors.

The bias for MN, from both sensors, is also weak although these datasets are not assimilated (Table 3). The ST-SBE38, which measures temperature at 3 m depth, has afternoon values lower than the analyses. However, the analyses, which typically represent the temperature of the first metre of the ocean, present a diurnal cycle of lower amplitude ($\approx 1.5^{\circ}C$) than that of SBE38 measurements ($\approx 1.8^{\circ}C$, Figure 4(f)). The SST-SEOS sensor measures the sea-surface skin temperature in the first millimetres and is more sensitive to diurnal radiations. This explains why the SST-SEOS diurnal cycle presents the highest amplitude ($\approx 2^{\circ}C$), with a higher peak than the SST analyses during the afternoon (Figure 4(f)).

3.3. Intense air-sea fluxes

In order to investigate model skill during intense air-sea flux events, the time series of sea-surface turbulent fluxes, i.e. latent heat flux (LHF), sensible heat flux (SHF) and wind stress (τ) were also extracted at the nearest grid points from Az and GL

Table 4. Intense and extreme flux value characteristics in AROME-WMED forecasts for grid points nearest to the Az and GL buoys. Intense (extreme) event values correspond to the 5th (1th) quantile for heat fluxes and 95th (99th) quantile for wind stress. Positive (negative) values correspond to a gain (loss) for the ocean.

	Intense Event		Extreme Event	
	Azur	GoL	Azur	GoL
LHF ($W m^{-2}$)	≤ -320	≤ -590	≤ -540	≤ -1340
SHF ($W m^{-2}$)	≤ -70	≤ -180	≤ -250	≤ -790
τ ($N m^{-2}$)	≥ 0.51	≥ 0.75	≥ 0.98	≥ 2.03

(Figure 5). Negative values of LHF and SHF indicate that the ocean loses energy to the atmosphere. Table 4 shows the values of the quantiles for the turbulent fluxes at each buoy. These values are larger at GL than at Az, due to the positions of the buoys with respect to the domain influenced by the Mistral, which favours strong air-sea exchanges. Two periods (Period 1: 11–15 September 2012 and Period 2: 25–31 October 2012) reached, for heat fluxes, the 5% quantile of the time series, i.e. large negative values occurring only 5% of the time during SOP1, or the 95% quantile for the wind stress, and were defined as Intense Events (IE). In addition, Period 2 also reached the 1% quantile of the heat flux time series and the 99% wind stress time series and was defined as an Extreme Event (EE). The two periods intentionally encompass intense and extreme air-sea exchange events in order to study the situations just before and after these events. Period 1 includes IOPs 1, 2 and 4, and Period 2 includes IOPs 16 and 18 of HyMeX SOP1 (see Ducrocq *et al.*, 2014). The time series (Figure 5) reveal that the other IOPs of SOP1 do not correspond with either IE or EE at the location of the buoys.

Period 1 was characterized by a cold front moving southward from northern France on 11 September. When it reached the northern Alps, the interaction with warm air in the Po Valley triggered convection and rainfall over northeastern Italy during the night from 12–13 September (Figure 6(a)). A surface low, associated with the upper-level trough moving southeastward, developed over the Gulf of Genoa and moved southward, generating heavy precipitation over central Italy (Figure 6(b)).

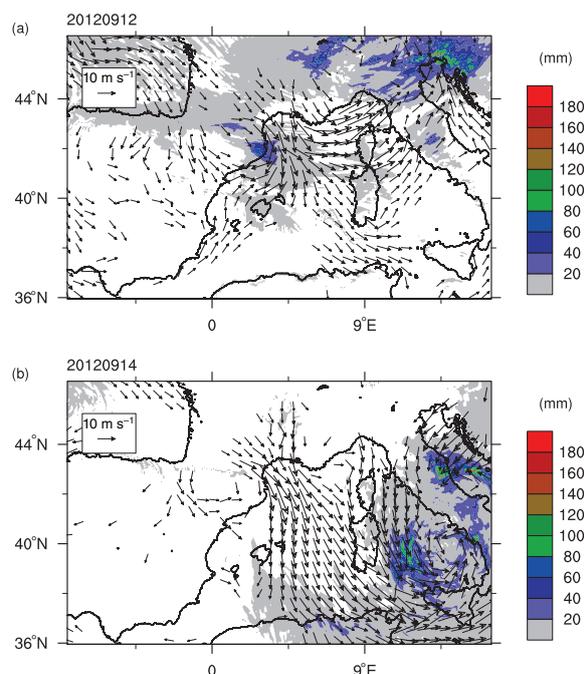


Figure 6. 24 h accumulated surface rainfall (shading, in mm) and 10 m winds (arrows above $5 m s^{-1}$) at 1200 UTC on (a) 12 September 2012 and (b) 14 September 2012 (i.e. during Period 1).

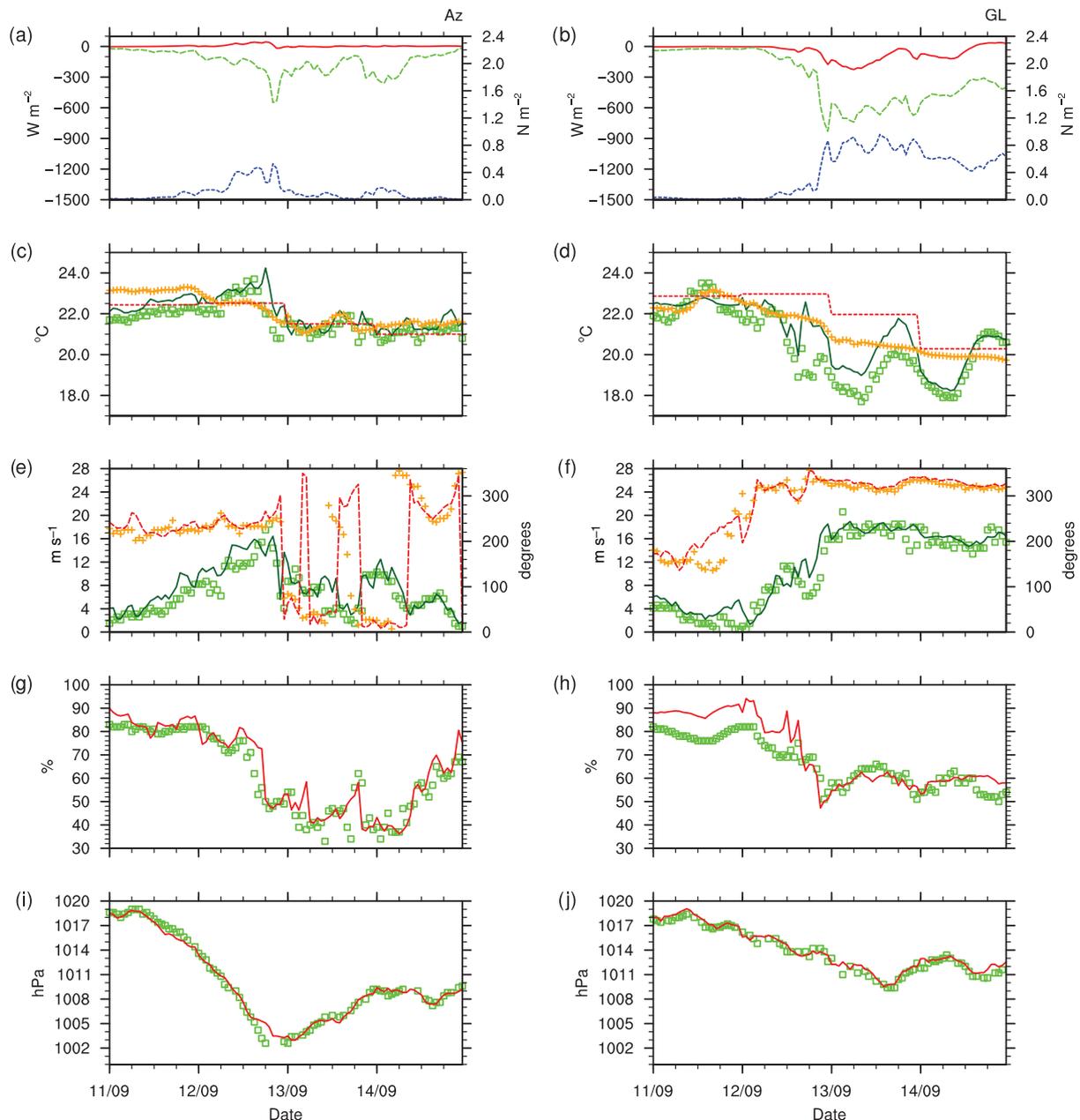


Figure 7. Time series at buoys (a), (c), (e), (g), (i) Az and (b), (d), (f), (h), (j) GL during Period 1 (11–15 September) for the following: (a) and (b) SHF (W m^{-2} , solid line, red in the online article), LHF (W m^{-2} , dashed line, green in the online article) and τ (N m^{-2} , dotted line, blue in the online article) from the forecasts; (c) and (d) $T_{2\text{m}}$ ($^{\circ}\text{C}$, squares (green in the online article) for measurements, lines (dark green in the online article) for forecasts) and SST ($^{\circ}\text{C}$, crosses (orange in the online article) for measurements, dashed line (red in the online article) for forecast surface forcing); (e) and (f) FF (m s^{-1} , squares (green in the online article) for measurements, lines (dark green in the online article) for forecasts) and DD (degrees, crosses (orange in the online article) for measurements and dashed lines (red in the online article) for forecasts); (g) and (h) Hu2m (%), squares (green in the online article) for measurements, lines (red in the online article) for forecasts); and (i) and (j) MSLP (hPa, squares (green in the online article) for measurements, lines (red in the online article) for forecasts).

During this event, daily rainfall reached 220 mm in Croatia (IOP2) and 300 mm in central Italy (IOP4).

At the Az buoy (Figure 7(a)), the AROME–WMED forecasts simulate intense peaks of LHF ($\approx -600 \text{ W m}^{-2}$) and τ ($\approx 0.5 \text{ N m}^{-2}$) during the night between 12 and 13 September. These strong fluxes are associated with intense westerly to southwesterly low-level warm flow (observed wind speed up to 19 m s^{-1}) ahead of the cold front. At the passage of the cold front, the wind direction changes (from southwest to northeast) and the surface pressure, 2 m temperature and humidity drop by 15 hPa, 4°C and 30%, respectively. AROME–WMED represents the evolution of these parameters quite well, but with a delay of 3 h. This time lag corresponds to the delay of the passage of the cold

front above the Az buoy in AROME–WMED. The simulated frontal disturbance arrived above the Az buoy around 1500 UTC, while the satellite observations indicate an earlier arrival, around 1200 UTC. Moreover, the model simulates a faster propagation, which can explain a lower decrease of $T_{2\text{m}}$ on 12 September in the model forecasts. Associated with the cold front passage, the observed SST drop is of about 1.5°C in 15 h from 1800 UTC on 12 September to 0900 UTC on 13 September. As SST does not evolve during the forecast, the model SST remains too warm in the forecast run starting from the 0000 UTC, 12 September analysis (Figure 7(c)). Before and after IE, the model SST is, on the contrary, too cold. The differences between the observed and model SST, however, do not exceed 1°C during Period 1.

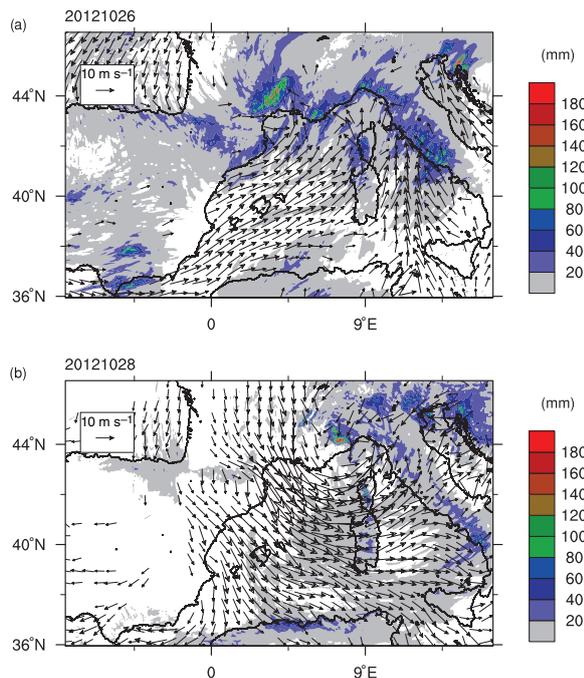


Figure 8. Same as Figure 6, but on (a) 26 October and (b) 28 October (i.e. during Period 2).

At GL, intense peaks of SHF ($\approx -200 \text{ W m}^{-2}$), LHF ($\approx -850 \text{ W m}^{-2}$) and τ ($\approx 0.9 \text{ N m}^{-2}$) are simulated by AROME–WMED from 2100 UTC on 12 September until the evening of 13 September (Figure 7(b)). The observations show sharp decreases in 2 m temperature (4°C), 2 m relative humidity (30%) and sea-level pressure (8 hPa) associated with these peaks (Figure 7(d), (f) and (h)). They are induced by Mistral/Tramontane winds after the passage of the cold front. The drop in MSLP and the onset of the Mistral/Tramontane episode are well predicted by AROME–WMED. However, during this event, T_{2m} from AROME–WMED is overestimated by 2°C . This overestimation can be partly explained by an overestimation of the SST during the event. The differences between the observed and model SST reached 2°C at the 24 h forecast range on 12 and 13 September. Even though the 0000 UTC, 13 September SST analysis reduces the gap between the observations and the model, the 0000 UTC analysis is still 1°C too warm with respect to the observations.

Period 2 associated with EE is characterized by an upper-level low over Portugal associated with moist southsouthwesterly low-level winds over the western Mediterranean on 26 October 2012 (Figure 8(a)). Several mesoscale convective systems formed over the northwestern Mediterranean Sea and surrounding coastal regions (IOP16a). Observed daily accumulated rainfall in southeastern France and the Liguria–Tuscany area (Italy) reached 170 and 250 mm, respectively (Figure 8(a)). With the eastward progression of the upper-level trough, a surface low formed over the Gulf of Genoa on 27 October, associated with a strong Mistral set-up over southeastern France, (IOP16b) and heavy precipitation in Italy (IOP16c, Figure 8(b)). From 30–31 October, another low crossed the domain from the Spanish coast to Sardinia, inducing heavy precipitation (150 mm in 24 hours over Catalonia, 100 mm in 24 hours over central Italy, IOP18) and a strong Mistral in southeastern France (IOP18).

Both at Az (Figures 5(a) and 9(a)) and at GL (Figures 5(b) and 9(b)), extreme peaks of SHF, LHF and τ were simulated on the night of 27–28 October, associated with a strong Mistral. Values up to -900 W m^{-2} , -1500 W m^{-2} and 2.2 N m^{-2} were simulated at the GL buoy for SHF, LHF and τ respectively. The observed 10 m wind reached 26 m s^{-1} at the GL buoy (Figure 9(f)). A second

strong wind event occurred on 31 October, with winds of up to 24 m s^{-1} at the Az buoy (Figure 9(e)). The model represents the wind evolution quite well except on 28 October at the Az buoy, for which the model underestimates the observation by about 9 m s^{-1} . From 27–28 October, the observed 2 m temperature decreased by 10°C and the sea-level pressure by 20 hPa in nearly 12 h. The model sea-level pressure fits well with the observations, but T_{2m} is too warm, with differences of about 4°C on 28 October. During the EE, in less than 36 h, the observed sea-surface temperature dropped by 4.5 and 2°C at the GL and Az buoys, respectively. The forecasts and even the analysis fail to represent such an intense and sudden cooling. The analyzed SST at the end of Period 2 is still about 1.5°C too warm with respect to the observations. During the EE, the maximum SST difference is 4°C at the GL buoy.

The differences between AROME–WMED forecasts and buoy observations are larger during IE and EE than during the entire SOP1 period. For T_{2m} at GL as an example, the mean bias for the entire period is 0.6°C , whereas the bias is 2°C during the IE and reaches 4°C during the EE. The pressure and wind are simulated well during the events, but temperature (T_{2m} and SST) is strongly overestimated. This suggests that the model is not able to represent such extreme and sudden variations of these parameters over the sea. In the following, we discuss the possible reasons for these errors.

3.4. Origin of temperature errors

One error source comes from the SST representation in the model, kept constant during the whole run. During a strong wind event, the absence of SST response has an impact on the turbulent heat fluxes and thus on atmospheric parameters at low levels, such as wind (Xie, 2004) or precipitation (Lebeaupin *et al.*, 2006). In addition, the SST analysis adjusts to the rapid and large observed SST variations with some delay. Very few *in situ* observations, susceptible to being assimilated, are available over the sea to describe this sudden change. Moreover, the SST background product itself, based on OSTIA in the Mediterranean basin, is probably not as accurate as similar products in other parts of the world (see the verification study by Donlon *et al.*, 2012). In the whole Mediterranean, there are complex mesoscale features such as eddies, which can induce a very large spatial and temporal variability. Transient coastal and upper-ocean features such as, for example, the coastal anticyclonic eddy in the western part of the Gulf of Lion described by Kersalé *et al.* (2013), can form during intense atmospheric forcing. The Rhone river plume (well documented by Gatti *et al.*, 2006) and the coastal upwelling and ocean mixing associated with the Mistral/Tramontane (Millot and Taupier-Letage, 2005) are likely not captured instantaneously. For example, the 14 September AROME–WMED SST patterns display regular meridional gradients (Figure 10(a)) on the western part of the AROME–WMED domain, whereas the satellite observations from the L4 MyOcean product (Orain, 2014) show mesoscale structures (Figure 10(b)). Looking at the Gulf of Lion using a brightness temperature qualitative field from the AVHRR satellite shows some of these complex mesoscale features with more accuracy (Figure 10(c)). These structures are confirmed by the buoys, MN (SEOS–SST) and Marisonde observations (Figure 10).

Another error source is likely air–sea flux parametrizations, which are known to be less accurate at high wind speeds (Lebeaupin Brossier *et al.*, 2008). The ECUME parametrization used in AROME–WMED produces very large air–sea fluxes during strong wind events. For example, on 27 October at the GL buoy, the total heat flux (LHF+SHF) reaches $\approx -2400 \text{ W m}^{-2}$ for a wind speed of $\approx 27 \text{ m s}^{-1}$. Such a value corresponds to those observed during hurricanes with much higher wind speeds. For instance, Shay *et al.* (2000) and Hong *et al.* (2000) estimated accumulated fluxes between -2000 and -3000 W m^{-2} for winds ranging from 35 m s^{-1} to about 60 m s^{-1} during hurricane *Opal*,

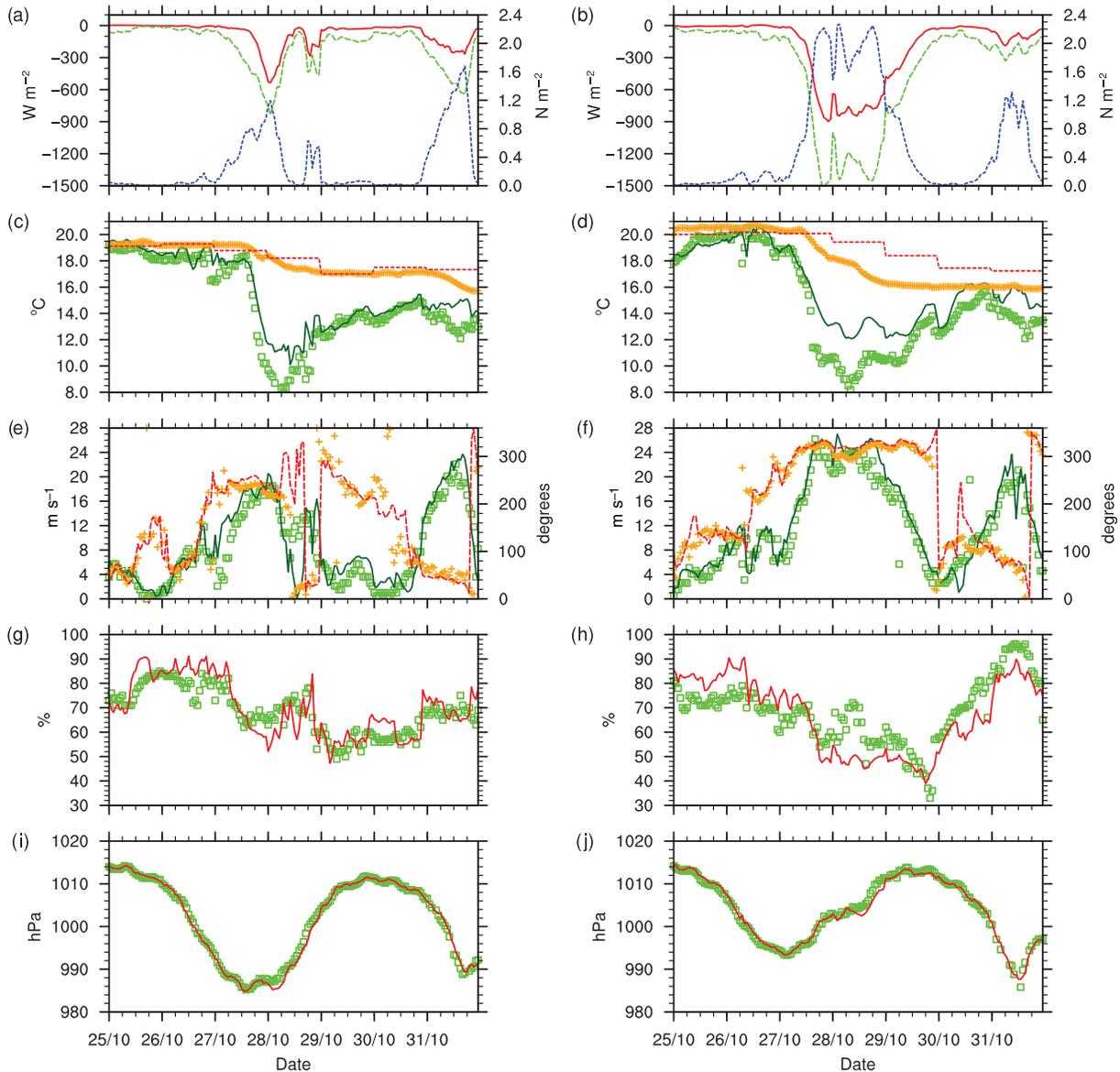


Figure 9. Same as Figure 7, but for Period 2 (from 25 October–1 November).

which crossed the Gulf of Mexico on 4 October 1995. The ECUME parametrization is thus suspected of overestimating air–sea flux intensities during strong wind events. To investigate this hypothesis, the iterative Coupled Ocean–Atmosphere Response Experiment (COARE3) parametrization (Fairall *et al.*, 2003) is used as a reference for comparisons with ECUME. COARE3 is recognized to be the least biased among the different available flux parametrizations (Brunke *et al.*, 2003) and is widely used by the community in different research programmes (e.g. Caniaux *et al.*, 2005; Roberts *et al.*, 2012) or to establish flux climatology (e.g. Gulev and Belyaev, 2012). To make the comparison between both air–sea flux parametrizations, air–sea fluxes are calculated using model parameters at the buoys as inputs to the ECUME and COARE3 parametrizations (non-operational mode). They are compared with the model ECUME fluxes computed during the AROME–WMED run (operational mode, Figure 11). The non-operational mode uses hourly instantaneous atmospheric fields, whereas operational ECUME fluxes shown in Figure 11 are hourly averaged fluxes. This explains why these non-operational fluxes calculated with ECUME differ slightly from the forecasts (i.e. operational ECUME). The comparisons for τ (Figure 11(e) and (f)) show that ECUME and COARE3 produce similar values

for the EE period for both buoys. The parametrizations differ, however, for SHF (Figure 11(a) and (b)) and LHF (Figure 11(c) and (d)). COARE3 produces less intense fluxes than ECUME, especially from 27–29 October, during the stronger wind episode. The discrepancies between the two parametrizations are larger at GL ($\Delta\text{LHF}_{\text{GL}}^{\text{max}} = 300 \text{ W m}^{-2}$ and $\Delta\text{SHF}_{\text{GL}}^{\text{max}} = 500 \text{ W m}^{-2}$) than at Az ($\Delta\text{LHF}_{\text{Az}}^{\text{max}} = 100 \text{ W m}^{-2}$ and $\Delta\text{SHF}_{\text{Az}}^{\text{max}} = 300 \text{ W m}^{-2}$), i.e. under stronger winds at GL (up to 27 m s^{-1} , Figure 9(f)) than for Az (up to 20 m s^{-1} , Figure 9(e)). At both buoys, the differences between the two parametrizations are larger for SHF than LHF, suggesting that ECUME overestimates SHF more than LHF. The Bowen ratio is near 0.25 for COARE3 at GL (not shown), which corresponds to the averaged Bowen ratio value observed at midlatitudes (Shuckburgh *et al.*, 2011). The Bowen ratio for ECUME is near 0.7 during the EE, highlighting the unrealistic SHF produced by ECUME during EE (i.e. when FF is greater than about 20 m s^{-1}).

The impact of using a non-evolving SST during the run as an input to the air–sea flux parametrizations was also assessed. Using low-level atmospheric forecasts from 28 October at 0600 UTC at GL, namely $T_{2\text{m}} = 12 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $\text{Hu}_{2\text{m}} = 50\%$, $\text{MSLP} = 995 \text{ hPa}$, $\text{DD} = 320^{\circ}$ and $\text{FF} = 28 \text{ m s}^{-1}$, the impact of the SST errors

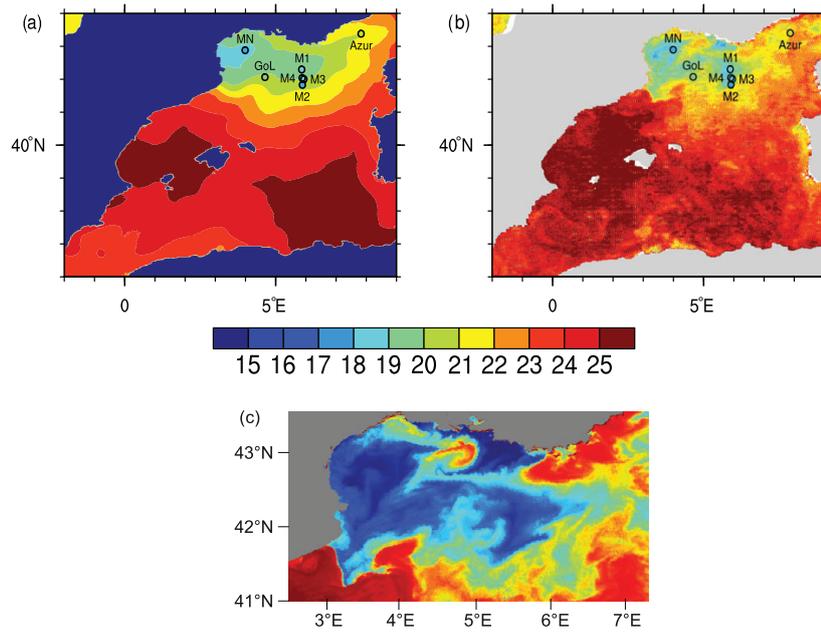


Figure 10. SST ($^{\circ}\text{C}$) at 0000 UTC on 14 September from (a) AROME-WMED analysis and (b) Satellite L4 product. Observations from the GL, Az, MN (SEOS) and Marisonde buoys are superimposed. (c) Brightness temperature from the AVHRR satellite on 14 September.

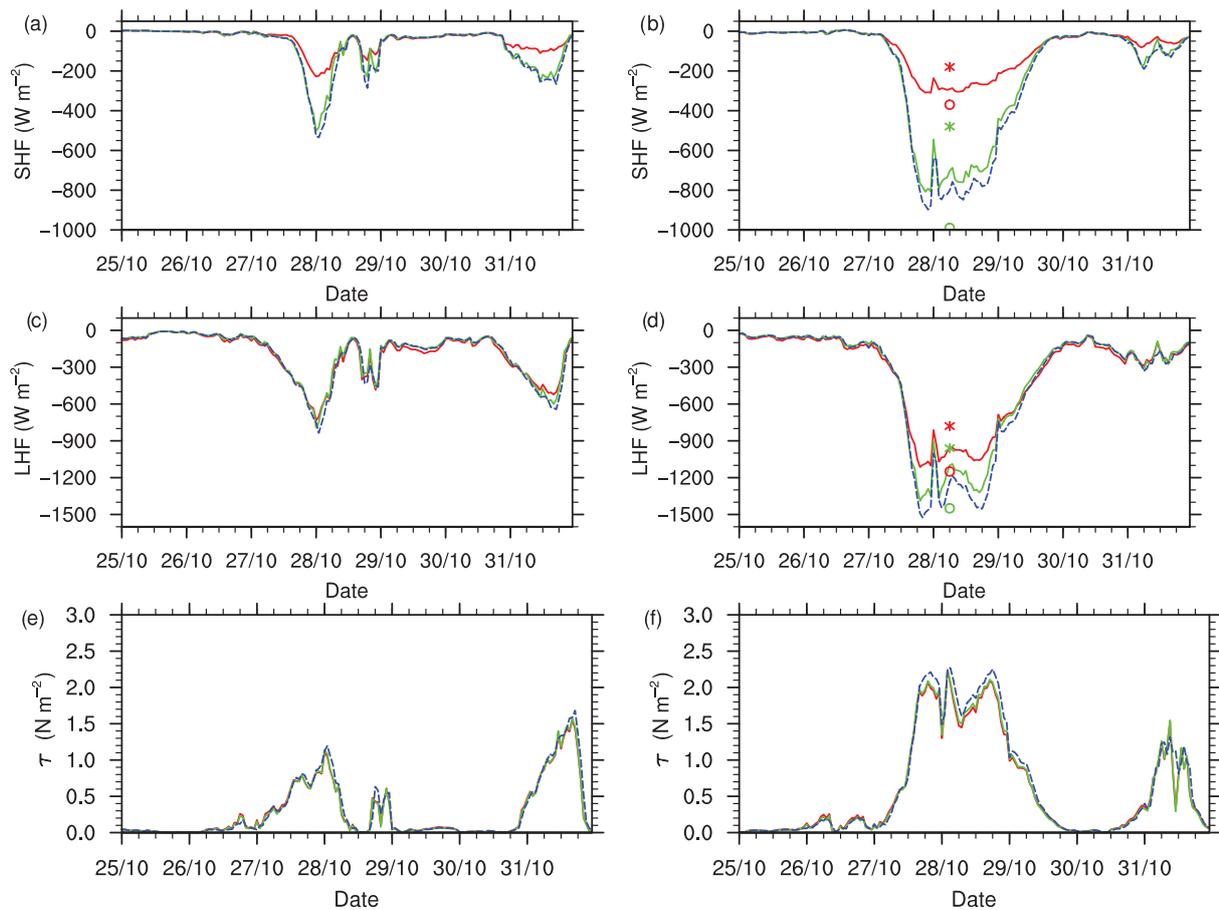


Figure 11. Air-sea fluxes computed at (a), (c), (e) Az and (b), (d), (f) GL from 25 October–1 November using COARE3 (red lines) and ECUME (green lines) parametrizations in non-operational mode and from AROME-WMED forecasts (blue dashed lines): (a) and (b) SHF (W m^{-2}); (c) and (d) LHF (W m^{-2}); (e) and (f) wind stress (N m^{-2}). Bullets and stars represent (b) SHF and (d) LHF computed using forecast atmospheric conditions at GL on 28 October at 0600 UTC, SST = 16°C (bullets) and 20°C (stars) with ECUME (green) and COARE3 (red) parametrizations.

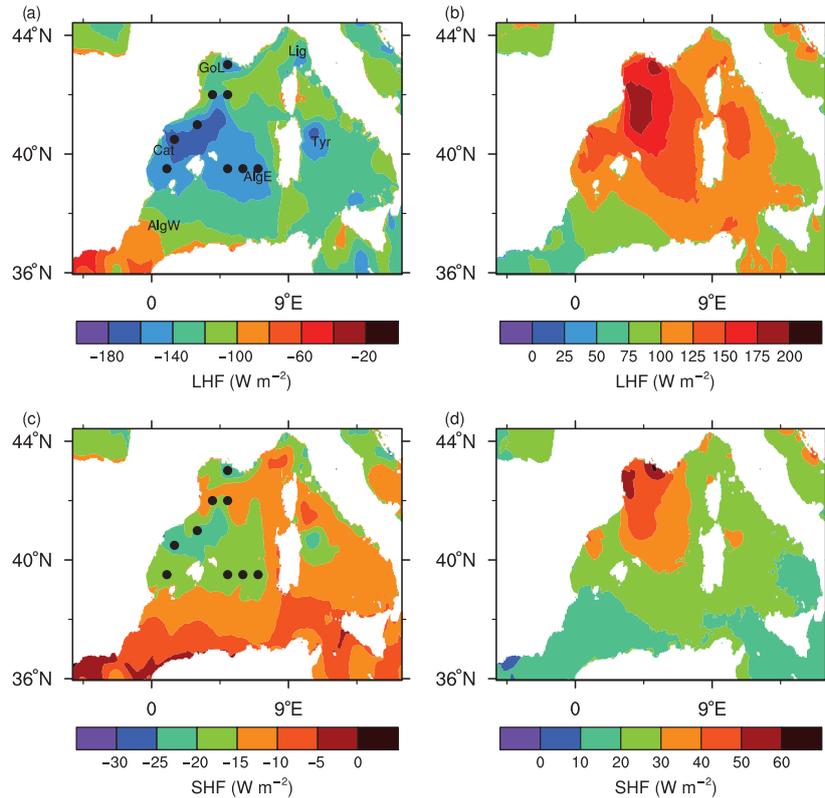


Figure 12. (a) and (c) Mean and (b) and (d) standard deviation of (a) and (b) LHF and (c) and (d) SHF, in W m^{-2} , over the SOP1 period. Black bullets in (a) and (c) show the locations where dynamic and thermodynamic contributions of turbulent fluxes are calculated in Figures 13(b) and 14(b).

for both parametrizations is evaluated by varying SST from $20\text{--}16^\circ\text{C}$, which is the largest difference between model and observations for EE (bullets and stars in Figure 11(b) and (d)). The analyzed SST at this time is equal to 19°C . The differences between the COARE3 and ECUME parametrizations increase as the SST error increases. Indeed, with $\text{SST} = 16^\circ\text{C}$ (20°C), the differences between both parametrizations reach about 300 W m^{-2} (600 W m^{-2}) and 200 W m^{-2} (300 W m^{-2}) for SHF and LHF, respectively. Therefore, a non-evolving SST has a weaker absolute impact on the fluxes calculated with COARE3 than with ECUME. A 4°C SST error induced differences for COARE3 of about 200 W m^{-2} and 350 W m^{-2} for SHF and LHF, respectively. The differences for ECUME reach about 500 W m^{-2} for SHF and LHF. Taking this result into account, together with air–sea fluxes produced by ECUME during high-wind conditions that are too intense, led us to retain the COARE3 parametrization in order to study air–sea exchanges during the SOP1 period.

4. Characterization of air–sea exchanges during SOP1 and HPEs

4.1. SOP1 and daily averages

First, air–sea fluxes for the SOP1 period are characterized. Figure 12(a) and (c) displays the LHF and SHF average over the SOP1 period using the COARE3 parametrization applied to the AROME–WMED atmospheric forecasts and $\text{SST}_{f,D,0}$ analyzed fields. The largest mean air–sea exchanges are located in the Catalanian sub-basin (Cat; see Figure 1 for sub-basin names), with a patch of $\approx -30 \text{ W m}^{-2}$ and $\approx -220 \text{ W m}^{-2}$ for SHF and LHF, respectively. The Gulf of Lion (GoL), Ligurian (Lig) and Tyrrhenian (Tyr) sub-basins also present significant air–sea exchanges during the entire SOP1 period ($\approx -20 \text{ W m}^{-2}$ for SHF, $\approx -160 \text{ W m}^{-2}$ for LHF). Some sub-basins experienced high variability, as evidenced by the standard deviation fields

Table 5. Date, large LHF sub-basins, IOPs and HPE locations of the IOPs when LHF was more intense than -400 W m^{-2} .

Date	Sub-basin with large LHF	IOP	HPE location
13 Sept	AlgE, Tyr	IOP4 (14 Sept)	Central Italy
14 Sept	Tyr	IOP4 (14 Sept)	Central Italy
28 Sept	Cat	IOP8 (28–29 Sept)	Valencia and Catalonia (Spain)
15 Oct	Gol	IOP13 (15–16 Oct)	Central Italy, Liguria–Tuscany
16 Oct	Tyr	IOP13 (15–16 Oct)	Central Italy, Liguria–Tuscany
27–29 Oct	Gol, Tyr	IOP18 (30–31 Oct)	Central Italy
31 Oct	Genoa Gulf	IOP18 (30–31 Oct)	Central Italy

of SHF and LHF (Figure 12(b) and (d)). The largest standard deviations are found for the GoL sub-basin, affected by Mistral and Tramontane wind events. Significant variability of the air–sea fluxes is also evidenced for AlgE and Cat sub-basins at the periphery of the Mistral/Tramontane influence domain. These areas were also identified as strong exchange areas for longer-term periods (Béranger *et al.*, 2010).

The daily average fluxes were examined for SOP1 with a focus on IOPs dedicated to HPE (see Ducrocq *et al.*, 2014). It is worth mentioning that some HPEs occurred without significant air–sea fluxes during the IOPs or the day before the IOP. Nine days with daily mean LHF more intense than -450 W m^{-2} over one or several sub-basins occurred during SOP1 (Table 5). The largest intensity is simulated on 28 October with a mean daily LHF of -1000 W m^{-2} over GoL, due to strong Mistral winds (EE described in section 3.3). The largest air–sea flux episodes occurred systematically during an IOP or the days before an IOP. The location of HPEs and sub-basins affected by large air–sea fluxes are generally well correlated. Large flux values are

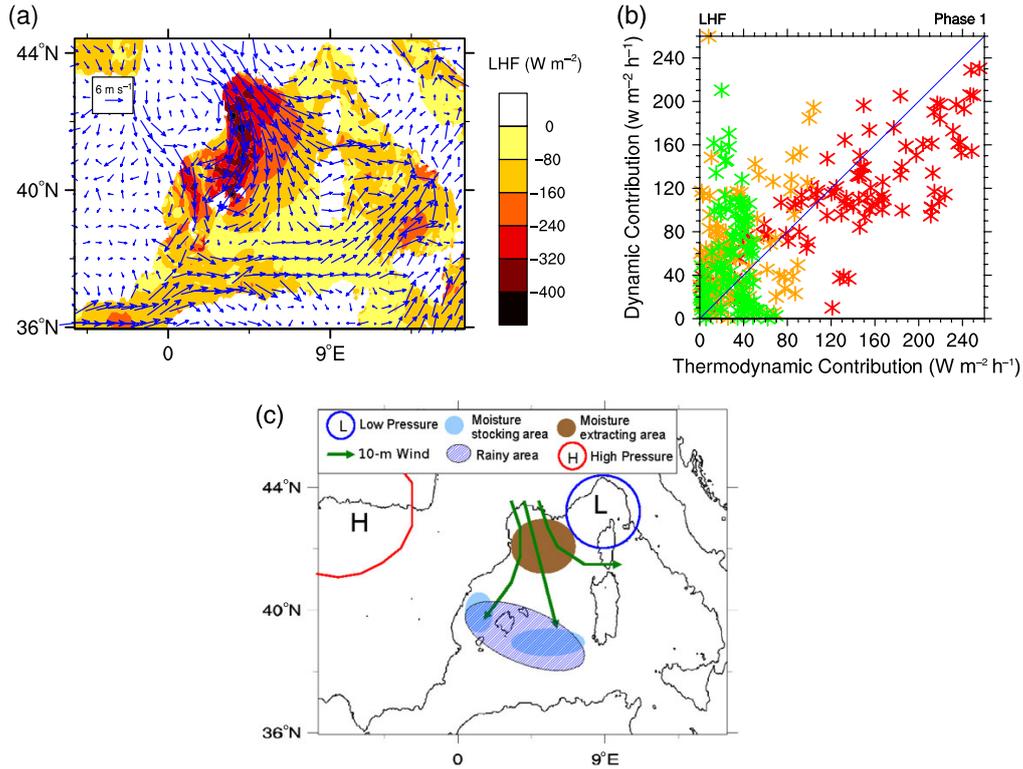


Figure 13. (a) LHF (shading, in W m^{-2}) and 10 m wind (vectors, in m s^{-1}) for 12 October at 1200 UTC. (b) Absolute values of thermodynamic and dynamic terms from Eq. (4) for LHF for 12 October at 0100 UTC to 13 October at 1000 UTC (first phase), computed at three locations in the GoL (red stars), Cat (orange stars) and AlgE (green stars) sub-basins shown in Figure 12. (c) Schematic synthesis of the first phase.

simulated over the Cat sub-basin during IOP8, associated with an HPE over Eastern Spain, whereas large values of fluxes over the Tyr sub-basin are associated with HPEs over Central Italy (IOP4, IOP13, IOP18). For several events, large fluxes are first simulated over GoL, associated with Mistral and Tramontane winds, and then over the Tyr sub-basin. To illustrate this time evolution and to examine the links between HPE and air–sea exchanges in detail, a given IOP (IOP13) is further detailed in the following subsection.

4.2. IOP13

The hourly turbulent fluxes, atmospheric parameters (T_{2m} , Hu_{2m} , MSLP, FF and DD), and SST are examined for the period between 12 and 15 October, including IOP13. This period is characterized by three different wind regimes over the western Mediterranean. The first phase, from 12 October at 0100 UTC until 13 October at 1000 UTC, is characterized by high surface pressure over Catalonia and low surface pressure over Liguria, including Mistral and Tramontane winds from the southern French coast to the Catalonian coast at 15 m s^{-1} (Figure 13(a)). The highest air–sea fluxes are located over GoL ($\simeq -400 \text{ W m}^{-2}$ for LHF, Figure 13(a), and $\simeq -70 \text{ W m}^{-2}$ for SHF), which is therefore at that moment the area of extraction of heat and moisture from the Mediterranean Sea.

In order to estimate whether the extraction of heat and moisture is due mainly to winds or air–sea temperature and moisture gradients, the dynamic and thermodynamic contributions of the turbulent heat fluxes were estimated following Samson (2009). We start from the bulk formulations of SHF (Eq. (1)) and LHF (Eq. (2)), as given by

$$\text{SHF} = \rho_{\text{air}} C_H \text{FF} (T_{2m} - \text{SST}), \quad (1)$$

$$\text{LHF} = \rho_{\text{air}} C_E \text{FF} (q_{2m} - q_{\text{sat}}), \quad (2)$$

with C_H and C_E being the SHF and LHF exchange coefficients, q_{2m} the 2 m specific humidity and q_{sat} the specific humidity at saturation for the SST. The dynamic and thermodynamic terms for SHF [LHF] are denoted $\xi = \text{FF}$ [$\xi = \text{FF}$] and $\chi = (T_{2m} - \text{SST})$ [$\chi = (q_{2m} - q_{\text{sat}})$], respectively. By computing the derivative of the equations with respect to the dynamic and thermodynamic terms, it is possible to estimate the dynamic and thermodynamic contributions, which are the first and second terms of the following equations:

$$\Delta(\text{SHF}) = \frac{\partial(\text{SHF})}{\partial \xi} \Delta \xi + \frac{\partial(\text{SHF})}{\partial \chi} \Delta \chi, \quad (3)$$

$$\Delta(\text{LHF}) = \frac{\partial(\text{LHF})}{\partial \xi} \Delta \xi + \frac{\partial(\text{LHF})}{\partial \chi} \Delta \chi. \quad (4)$$

The dynamic and thermodynamic terms were computed at three different locations for the Cat, GoL and AlgE sub-basins (the nine black bullets in Figure 12(a) and (c)). Figure 13(b) shows that both dynamic and thermodynamic terms contribute to latent heat fluxes; however, the thermodynamic term is more active over the extraction area (GoL), where the air–sea fluxes are the highest. The Mistral winds transport cold and dry air from the continent, allowing the triggering and maintenance of heat and moisture extraction from the ocean over GoL and advection of the extracted moisture and heat towards Cat and AlgE. Thus, the air–sea gradients of temperature and humidity are favourable for sustained thermodynamic extraction over GoL. Hu_{2m} values decrease from 70 to 40% during phase 1 over GoL. Over the moisture-stocking areas (Cat and AlgE), corresponding to an accumulation of low-level humidity, the dynamic term contributes more than the thermodynamic term to the turbulent flux evolution. Indeed, these areas are at the outskirts of the Mistral/Tramontane influence region, with FF values still significant while Hu_{2m} values are maintained

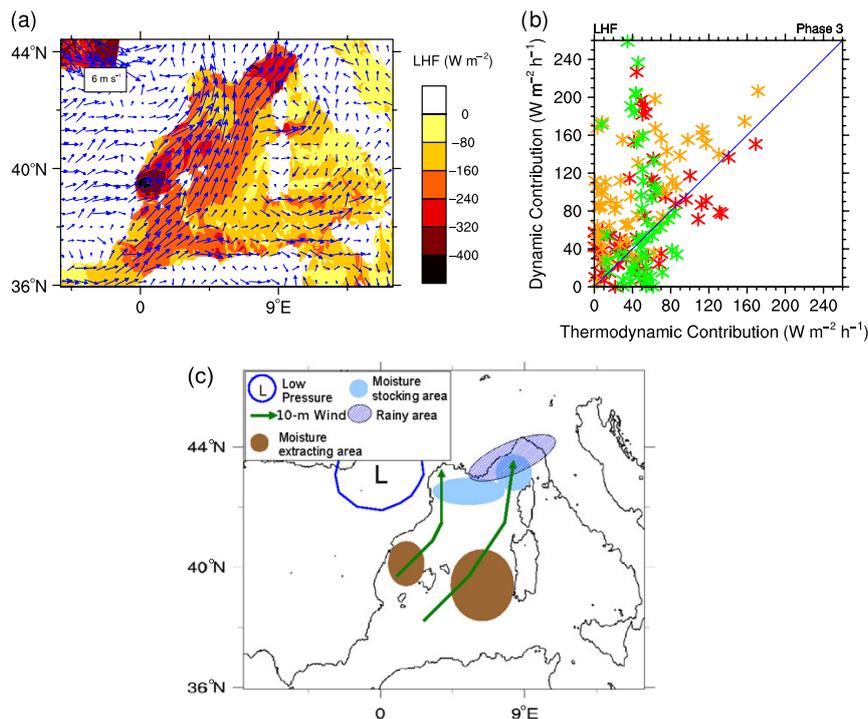


Figure 14. Same as Figure 13, but for (a) 14 October at 1200 UTC and (b) and (c) the third phase (0400–2100 UTC on 14 October).

at 70–80% throughout the day in these areas. Convective precipitation occurred along the boundary of the zone influenced by the Mistral/Tramontane, likely fed by the heat and moisture transported by the winds. Figure 13(c) proposes a schematic picture of the first phase.

The second phase took place from 13 October at 1100 UTC to 14 October at 0300 UTC. During this phase, the Mistral/Tramontane winds decrease progressively to $\approx 3 \text{ m s}^{-1}$, inducing a concomitant decrease of air–sea fluxes ($\approx -300 \text{ W m}^{-2}$ for LHF and $\approx -20 \text{ W m}^{-2}$ for SHF). The Hu2m field does not evolve much, with values around 40–50% in the zone influenced by the Mistral/Tramontane, the same as for the previous day. No precipitation occurred during this phase.

The third and last phase took place on 14 October from 0400 UTC to 2100 UTC. Associated with a low over Spain, southsouthwesterly winds at $\approx 12 \text{ m s}^{-1}$ existed from Cat and AlgW (western Algeria) to GoL and the French Azur Riviera (Figure 14(a)). The largest LHF occurs over Cat and AlgE (eastern Algeria, $\approx -400 \text{ W m}^{-2}$ at Cat and $\approx -350 \text{ W m}^{-2}$ at AlgE, Figure 14(a)). As during the first phase, both thermodynamic and dynamic terms contribute to LHF, but the dynamic term is more important in this last phase (Figure 14(b)). SHF is weak over both sub-basins during this phase ($\approx -20 \text{ W m}^{-2}$), due to weak air–sea temperature gradients that inhibit the extraction of heat. The Cat and AlgE sub-basins are thus areas of moisture extraction only. The low-level humidity in these areas is transported by the winds and contributes to the feeding of convective systems that formed during late afternoon (Figure 14(c)) along the French Riviera. A more detailed analysis, such as the one carried out in Duffourg and Ducrocq (2013), is needed to quantify which part of the moisture supply of the heavy precipitation system comes from the moisture extraction from the western Mediterranean on 14 October and the days before it and which part comes from remote sources over the Atlantic Ocean and Africa.

5. Conclusions

AROME–WMED short-range (1–24 h) hourly forecasts and three-hourly analyses were compared with different observations

at the air–sea interface collected during HyMeX SOP1. A generally good agreement with observations is found for the mean sea-level pressure and air temperature (see Tables 1–3), except for temperature values below 12°C (Figure 2). Scores for the 10 m wind and 2 m relative humidity forecasts are slightly less accurate (see Tables 1–3). They also depend on the platform locations, with larger discrepancies for wind at the Az buoy located in the Gulf of Genoa and for humidity at the GL buoy in the region most affected by the dry and cold Mistral winds.

Regarding SST, AROME–WMED does not simulate the diurnal cycle, as the SST is not a prognostic field and is not updated during the run. The SST 3 h analyses are of better quality compared with observations, although larger differences are found when rapid changes occur (e.g. the onset of strong Mistral winds). Indeed, the background daily OSTIA SST favours persistence from one day to another, which the 3 h SST data assimilation of limited *in situ* observations over the Mediterranean has difficulty correcting. Combined with a non-evolving SST during the forecast run, which does not represent the surface cooling associated with Mistral wind forecasts, this leads to significant overestimations, rising to 4°C on 28 October at the GL buoy. The underestimation of surface cooling during strong wind events induces overestimation of heat fluxes.

The comparison between the AROME–WMED ECUME parametrization and the widely used COARE3 parametrization shows that both parametrizations provide similar values of air–sea fluxes on most occasions. However, large differences are found during the most intense air–sea flux events of SOP1, i.e. strong Mistral/Tramontane wind events. The ECUME parametrization produces values of sensible heat flux that are too large, as evidenced by a high Bowen ratio during strong wind events. In addition, it has been shown that the ECUME parametrization is more sensitive to SST errors than COARE3, which seems to produce more realistic values and so reduces the impact of AROME–WMED SST errors. This motivates the use of COARE3 to characterize the air–sea fluxes during SOP1 and with respect to HPEs.

During SOP1, the GoL, Cat, Tyr and AlgE sub-basins have been identified to be the sub-basins with the largest sensible and

latent heat fluxes, on average. Although HPEs were observed without significant air–sea flux values, the large air–sea flux values simulated are generally correlated with the occurrence of HPEs. Moreover, large values from Cat (Tyr) are generally associated with HPEs over eastern Spain (central Italy). The study of an HPE on the French Riviera on 14 October 2012 (IOP13) highlights how the particular wind regimes in the NWMed contribute to HPEs. In the first phase, moisture and heat are extracted from the sea, due mainly to strong air–sea gradients generated by the Mistral, which transports dryer and colder air over GoL. They are advected near the periphery of the domain influenced by the Mistral, where convective precipitation formed. In the last phase, due to moderate southwesterly winds, moisture is extracted and transported from the Cat and AlgW sub-basins to the French coast within the thin marine boundary layer. It favours the triggering of severe deep convection along the French coast, including a tornado near Marseille. These results have to be confirmed by computing back-tracking trajectories and water budgets of the marine atmospheric boundary layer.

In the study of IOP13, the ocean response to atmospheric forcing and its feedback on the marine boundary layer have not been taken into account. Lebeaupin Brossier *et al.* (2013) showed that, after a Mistral episode, the ocean dynamics can maintain a SST anomaly that can influence the intensity and location of the subsequent HPE. In order to quantify the impact of the ocean dynamic on HPEs, the coupling of AROME–WMED with the ocean model Nucleus for European Modelling of the Ocean, Western Mediterranean (NEMO–WMED36; Madec, 2008; Lebeaupin Brossier *et al.*, 2014) over the western Mediterranean is in development. This high-resolution coupled system will provide a consistent evolution of the SST during the forecast, taking the atmospheric forcing and the ocean dynamics into account, and thus a more coherent estimation of the turbulent fluxes.

The ECUME and COARE3 parametrizations will be evaluated further in the near future using the air–sea fluxes estimated from airborne and shipborne turbulent parameter measurements during SOP1. In addition, as very few observations are available during strong wind episodes, an indirect evaluation will be carried out by examining the ocean response of the NEMO–WMED36 model using the AROME–WMED atmospheric forcing and several air–sea flux parametrizations.

Finally, our study aimed at characterizing the Mediterranean air–sea interface during SOP1 and highlighting some air–sea coupling mechanisms that took place prior and during precipitation events; however, the Mediterranean Sea is not the only moisture provider for HPEs over the northwestern Mediterranean coasts. Duffourg (2010) showed that the Atlantic Ocean or Africa are also remote sources of moisture, providing up to 60% of the moisture when cyclonic conditions prevailed prior to an HPE. Several studies are being carried out within HyMeX, aiming to characterize the atmospheric water–vapour field associated with HPEs, thanks to the numerous airborne and *in situ* instruments deployed during HyMeX SOP1 and high-resolution models such as AROME–WMED.

Acknowledgements

This work is a contribution to the MISTRALS/HyMeX programme. The authors acknowledge the DGA (Direction Générale de l'Armement), a part of the French Ministry of Defense, for its contribution to Romain Rainaud's PhD. The authors acknowledge Françoise Orain, Emilie Bresson and Françoise Taillefer from Météo France, as well the HyMeX database teams (IPSL and OMP), for their help in accessing the data. The authors also thank Dr J. Beck and Dr A. Hally for their advice.

References

Belamari S. 2005. 'Report on uncertainty estimates of an optimal bulk formulation for turbulent fluxes', Integrated project, Technical report. MERSEA IP Deliverable D.4.1.2., 29 pp.

- Béranger K, Drillet Y, Houssais MN, Testor P, Bourdallé-Badie R, Alhammoud B, Bozec A, Mortier L, Bouruet-Aubertot P, Crépon M. 2010. Impact of the spatial distribution of the atmospheric forcing on water mass formation in the Mediterranean sea. *J. Geophys. Res.: Oceans* **115**: 1–22, doi: 10.1029/2009JC005648.
- Bormans M, Garrett C, Thompson K. 1986. Seasonal variability of the surface inflow through the Strait of Gibraltar. *Oceanolog. Acta* **9**: 403–414.
- Brousseau P, Berre L, Bouttier F, Desroziers G. 2011. Background-error covariances for a convective-scale data-assimilation system: AROME–France 3D–Var. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **137**: 409–422.
- Brunke MA, Fairall CW, Zeng X, Eymard L, Curry JA. 2003. Which bulk aerodynamic algorithms are least problematic in computing ocean surface turbulent fluxes? *J. Clim.* **16**: 619–635.
- Buzzi A, Tartaglione N, Malguzzi P. 1998. Numerical simulations of the 1994 Piedmont flood: Role of orography and moist processes. *Mon. Weather Rev.* **126**: 2369–2383.
- Caniaux G, Brut A, Bourras D, Giordani H, Paci A, Prieur L, Reverdin G. 2005. A 1 year sea surface heat budget in the northeastern Atlantic basin during the Pomme experiment: 1. Flux estimates. *J. Geophys. Res.: Oceans* (1978–2012) **110**: 1–18.
- Delrieu G, Nicol J, Yates E, Kirstetter PE, Creutin JD, Anquetin S, Obled C, Saulnier GM, Ducrocq V, Gaume E, Payrastra O, Andrieu H, Ayrat PA, Bouvier C, Neppel L, Livet M, Lang M, du Chtelet JP, Walpersdorf A, Wobrock W. 2005. The catastrophic flash-flood event of 89 September 2002 in the Gard Region, France: A first case study for the CévennesVivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory. *J. Hydrometeorol.* **6**: 34–52, doi: 10.1175/JHM-400.1.
- Donlon CJ, Martin M, Stark J, Roberts-Jones J, Fiedler E, Wimmer W. 2012. The operational sea surface temperature and sea ice analysis (OSTIA) system. *Remote Sens. Environ.* **116**: 140–158.
- Drobinski P, Ducrocq V, Alpert P, Anagnostou E, Béranger K, Borga M, Braud I, Chanzy A, Davolio S, Delrieu G, Estournel C, Filali Boubrahmi N, Font J, Grubisic V, Gualdi S, Homar V, Ivancan-Picek B, Kottmeier C, Kotroni V, Lagouvardos K, Lionello P, Llasat M, Ludwig W, Lutoff C, Mariotti A, Richard E, Romero R, Rotunno R, Roussot O, Ruin I, Somot S, Taupier-Letage I, Tintore J, Uijlenhoet R, Wernli H. 2013. HYMEX, a 10-year multidisciplinary program on the Mediterranean water cycle. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **95**: 1063–1082, doi: 10.1175/BAMS-D-12-00242.1.
- Ducrocq V, Braud I, Davolio S, Ferretti R, Flamant C, Jansa A, Kalthoff N, Richard E, Taupier-Letage I, Taupier-Letage I, Ayrat PA, Belamari S, Berne A, Borga M, Boudevillain B, Bock O, Boichard JL, Bouin MN, Bousquet O, Bouvier C, Chiggiato J, Cimini D, Corsmeier U, Coppola L, Cocquerez P, Defer E, Delano J, Di Girolamo P, Doerenbecher A, Drobinski P, Dufournet Y, Fourrié N, Gourley JJ, Labatut L, Lambert D, Le Coz J, Marzano FS, Molinié G, Montani A, Nord G, Nuret M, Ramage K, Rison B, Roussot O, Saïd F, Schwarzenboeck A, Testor P, Van Baelen J, Vincendon B, Aran M, Tamayo J. 2014. HYMEX-SOP1, the field campaign dedicated to heavy precipitation and flash flooding in the northwestern Mediterranean. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **95**: 1083–1100, doi: 10.1175/BAMS-D-12-00244.1.
- Duffourg F. 2010. 'Sources et transports d'humidité pour les événements de pluies intenses en région méditerranéenne: Caractérisation et assimilation à mésoéchelle de radiances satellitaires infrarouges', Ph.D. Thesis. Université Toulouse III Paul Sabatier: Toulouse, France (in French).
- Duffourg F, Ducrocq V. 2011. Origin of the moisture feeding the Heavy Precipitating Systems over Southeastern France. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **11**: 1163–1178, doi: 10.5194/nhess-11-1163-2011.
- Duffourg F, Ducrocq V. 2013. Assessment of the water supply to Mediterranean heavy precipitation: A method based on finely designed water budgets. *Atmos. Sci. Lett.* **14**: 133–138.
- Fairall C, Bradley E, Hare J, Grachev A, Edson J. 2003. Bulk parameterization of air–sea fluxes updates and verification for the COARE algorithm. *J. Clim.* **16**: 571–591.
- Fischer C, Montmerle T, Berre L, Auger L, Ștefănescu SE. 2005. An overview of the variational assimilation in the ALADIN/France numerical weather-prediction system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **131**: 3477–3492, doi: 10.1256/qj.05.115.
- Flamant C. 2003. Alpine lee cyclogenesis influence on air–sea heat exchanges and marine atmospheric boundary layer thermodynamics over the western Mediterranean during a Tramontane/Mistral event. *J. Geophys. Res.: Oceans* **108**: 1–24, doi: 10.1029/2001JC001040.
- Gascard J. 1973. Vertical motions in a region of deep water formation. *Deep Sea Res.* **20**: 1011–1027.
- Gascard J. 1978. Mediterranean deep water formation baroclinic instability and ocean eddies. *Oceanolog. Acta* **1**: 315–330.
- Gatti J, Petrenko A, Devenon JL, Leredde Y, Ulses C. 2006. The Rhone river dilution zone present in the northeastern shelf of the Gulf of Lion in December 2003. *Cont. Shelf Res.* **26**: 1794–1805, doi: 10.1016/j.csr.2006.05.012.
- Gulev S, Belyaev K. 2012. Probability distribution characteristics for surface air–sea turbulent heat fluxes over the global ocean. *J. Clim.* **25**: 184–206, doi: 10.1175/2011JCLI4211.1.
- Hong X, Chang SW, Raman S, Shay LK, Hodur R. 2000. The interaction between Hurricane Opal (1995) and a warm core ring in the Gulf of Mexico. *Mon. Weather Rev.* **128**: 1347–1365.
- Kersalé M, Petrenko AA, Doglioli AM, Dekeyser I, Nencioli F. 2013. Physical characteristics and dynamics of the coastal Latex09 eddy derived from in

- situ data and numerical modeling. *J. Geophys. Res.: Oceans* **118**: 399–409, doi: 10.1029/2012JC008229.
- Krichak SO, Alpert P, Dayan M. 2004. The role of atmospheric processes associated with Hurricane Olga in the December 2001 floods in Israel. *J. Hydrometeorol.* **5**: 1259–1270, doi: 10.1175/JHM-399.1.
- Lebeaupin C, Ducrocq V, Giordani H. 2006. Sensitivity of torrential rain events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecasts. *J. Geophys. Res.: Atmos.* **111**: 1–19, doi: 10.1029/2005JD006541.
- Lebeaupin Brossier C, Drobinski P. 2009. Numerical high-resolution air–sea coupling over the Gulf of Lions during two tramontane/mistral events. *J. Geophys. Res.: Atmos.* **114**: 1–21, doi: 10.1029/2008JD011601.
- Lebeaupin Brossier C, Ducrocq V, Giordani H. 2008. Sensitivity of three Mediterranean heavy rain events to two different sea surface fluxes parameterizations in high-resolution numerical modeling. *J. Geophys. Res.: Atmos.* **113**: 1984–2012.
- Lebeaupin Brossier C, Arsouze T, Béranger K, Bastin S, Orain F. 2013. Ocean memory effect on the dynamics of coastal heavy precipitation preceded by a mistral event in the northwestern Mediterranean. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **139**: 1583–1597, doi: 10.1002/qj.2049.
- Lebeaupin Brossier C, Arsouze T, Béranger K, Bouin MN, Bresson E, Ducrocq V, Giordani H, Nuret M, Rainaud R, Taupier-Letage I. 2014. Ocean mixed layer responses to intense meteorological events during HYMEX-SOP1 from a high-resolution ocean simulation. *Ocean Model.* **84**: 84–103.
- Madec G. 2008. *NEMO Ocean Engine*. Note du Pole de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL): Paris.
- Mariotti A, Struglia MV, Zeng N, Lau KM. 2002. The hydrological cycle in the Mediterranean region and implications for the water budget of the Mediterranean sea. *J. Clim.* **15**: 1674–1690, doi: 10.1175/1520-0442015%3C1674:thcitm%3E2.0.co;2.
- Marshall J, Schott F. 1999. Open-ocean convection: Observations, theory, and models. *Rev. Geophys.* **37**: 1–64, doi: 10.1029/98RG02739.
- Masson V, Le Moigne P, Martin E, Faroux S, Alias A, Alkama R, Belamari S, Barbu A, Boone A, Bouyssel F, Brousseau P, Brun E, Calvet J, Carrer D, Decharme B, Delire C, Donier S, Essaouini K, Gibelin A, Giordani H, Habets F, Jidane M, Kerdraon G, Kourzeneva E, Lafaysse M, Lafont S, Lebeaupin-Brossier C, Lemonsu A, Mahfouf J, Marguinaud P, Mokhtari M, Morin S, Pigeon G, Salgado R, Seity Y, Taillefer F, Tanguy G, Tulet P, Vincendon B, Vionnet V, Voldoire A. 2012. The Surfexv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of Earth surface variables and fluxes. *Geosci. Model Dev. Discuss.* **5**: 3771–3851.
- Millot C, Taupier-Letage I. 2005. Circulation in the Mediterranean sea. In *The Mediterranean Sea*, Salot A (ed.). *Handbook of Environmental Chemistry* **5**: 29–66. Springer: Berlin and Heidelberg, Germany, doi: 10.1007/b107143.
- Nardeli B, Salusti E. 2000. On dense water formation criteria and their application to the Mediterranean sea. *Deep Sea Res.* **147**: 193–221.
- Orain F. 2014. ‘Product user manual for level 4 SST tri-hourly products over European seas: SST-eur_l4_nrt_observations_010_018’, Technical Report MYO2-OSI-PUM-010-018. Météo France, MyOcean: Brest, France.
- Özsoy E, Latif M, Sur H, Goryachkin Y. 1996. A review of the exchange flow regime and mixing in the Bosphorus Strait. *Bull. Inst. Oceanogr.* **17**: 187–204.
- Pullen J, Doyle JD, Signell RP. 2006. Two-way airsea coupling: A study of the Adriatic. *Mon. Weather Rev.* **134**: 1465–1483, doi: 10.1175/MWR3137.1.
- Ricard D, Ducrocq V, Auger L. 2011. A climatology of the mesoscale environment associated with heavily precipitating events over a North-western Mediterranean Area. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **51**: 468–488, doi: 10.1175/JAMC-D-11-017.1.
- Roberts JB, Robertson FR, Clayson CA, Bosilovich MG. 2012. Characterization of turbulent latent and sensible heat flux exchange between the atmosphere and ocean in Merri. *J. Clim.* **25**: 821–838.
- Romero R, Guijarro JA, Ramis C, Alonso S. 1998. A 30-year (1964–1993) daily rainfall data base for the Spanish Mediterranean regions: First exploratory study. *Int. J. Climatol.* **18**: 541–560.
- Samson G. 2009. ‘Modélisation de la réponse océanique un cyclone tropical et de sa rétroaction sur l’atmosphère’ (in French), Ph.D. Thesis. Université Toulouse III, Paul Sabatier: Toulouse, France.
- Seity Y, Brousseau P, Malardel S, Hello G, Bénard P, Bouttier F, Lac C, Masson V. 2010. The AROME-France convective-scale operational model. *Mon. Weather Rev.* **139**: 976–991.
- Shay LK, Goni GJ, Black PG. 2000. Effects of a warm oceanic feature on Hurricane Opal. *Mon. Weather Rev.* **128**: 1366–1383.
- Shuckburgh E, Maze G, Ferreira D, Marshall J, Jones H, Hill C. 2011. Mixed layer lateral eddy fluxes mediated by air–sea interaction. *J. Phys. Oceanogr.* **41**: 130–144.
- Small R, Carniel S, Campbell T, Teixeira J, Allard R. 2012. The response of the Ligurian and Tyrrhenian seas to a summer mistral event: A coupled atmosphere ocean approach. *Ocean Modell.* **48**: 30–44, doi: 10.1016/j.ocemod.2012.02.003.
- Taillefer F. 2002. ‘Canari (Code for the Analysis Necessary for Arpegefor its Rejets and its Initialization): technical documentation’, Technical Report. CNRM/GMAP, Groupe de Modél. pour l’Assimilation et la Prévision, Cent. Natl. de Rech. Météorol., Météo-France, Toulouse, France. <http://www.cnrm.meteo.fr/gmapdoc/spip.php?article3> (accessed 28 November 2014).
- Xie SP. 2004. Satellite observations of cool ocean–atmosphere interaction. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **85**: 195–208, doi: 10.1175/bams-85-2-195.
- Xie SP, Xu HM, Kessler WS, Nonaka M. 2005. Air–sea interaction over the Eastern Pacific warm pool: Gap winds, thermocline dome, and atmospheric convection. *J. Clim.* **18**: 5–20.

3.2 Résumé de l'article, compléments et conclusion

Les observations de la SOP1 HyMeX ont permis de réaliser une évaluation de la représentation de l'interface air-mer dans les analyses et les prévisions du modèle AROME-WMED. À l'exception des observations de vent et de pression des bouées fixes GL, Az et dérivantes de type Marisonde (assimilées dans l'analyse atmosphérique) et des observations de SST transmises en temps réel sur le GTS par ces mêmes bouées (assimilées dans l'analyse de surface), toutes les autres observations utilisées constituent des observations indépendantes pour l'évaluation d'AROME-WMED.

La comparaison aux observations de température et d'humidité à 2 m, de vent à 10 m et de pression de surface montre globalement un bon accord avec les analyses et les prévisions à courte échéance. Les différences les plus importantes sont trouvées pour la vitesse du vent à 10 m et pour l'humidité relative à 2 m. Ces différences peuvent en partie dépendre de la localisation des plate-formes. En effet, pour le vent, une part du biais à la bouée Az pourrait être attribuée au fait que la bouée se trouve dans une zone où le cisaillement est important à cause de la proximité des montagnes.

Il faut mentionner qu'en décembre 2014, un biais (sous-estimation d'environ 10%) sur le jeu de données de l'humidité relative à 2 m à la bouée GL utilisé dans l'article précédent a été mis en évidence. Les données du second capteur ont alors été récupérées pour la SOP1 et mises à disposition sur la base de données HyMeX. Les scores (Tableau 3.1) et les composites journaliers (Figure 3.1) pour ce nouveau jeu de données ont été calculés et comparés aux résultats du premier capteur publiés dans l'article. On voit, avec ce nouveau jeu, une diminution du biais d'un facteur 3 et de l'écart-absolu d'environ 50 %. Ces nouveaux scores confirment et améliorent les conclusions sur les bonnes performances d'AROME-WMED décrites dans Rainaud *et al.* (2015).

Scores Hu2m (%) Bouée GL				
Données	Abs. dev $\pm 95\%$	Biais (% biais)	R^2	Données valides
Anciennes	(8 ± 1)	6 (8,9%)	0,69	1608
Nouvelles	(5 ± 1)	-2 (-2,4%)	0,51	1104

TABLEAU 3.1 – Écart-absolu avec intervalle de confiance à 95 %, biais et pourcentage de biais correspondant et coefficient de corrélation (R^2) entre les prévisions AROME-WMED et les observations à la bouée GL pour l'humidité relative à 2 m (du premier capteur utilisé dans l'article ainsi que du second capteur dont les données ont été transmises après publication). La dernière colonne indique le nombre de données valides sur la SOP1.

Nous avons également montré que le modèle ne reproduisait pas les forts refroidissements de l'air qui ont eu lieu entre le 27 et le 29 octobre 2012 (POI16b, Figures 2a et 9d dans l'article). Il s'agit d'un épisode de vent fort et froid, principalement

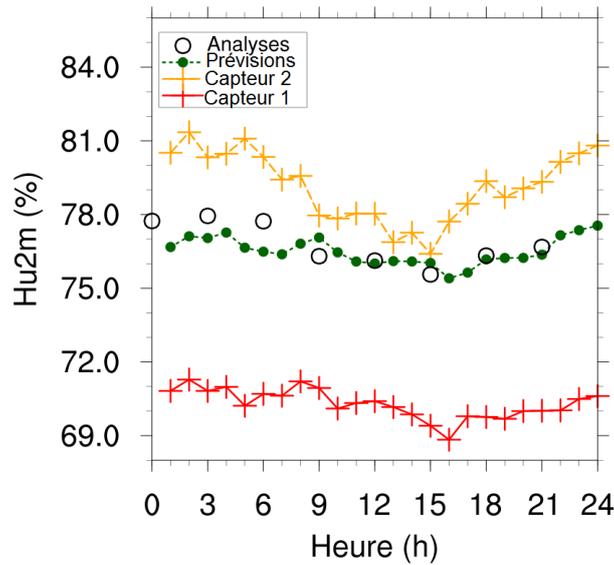


FIGURE 3.1 – Composites journaliers de l’humidité relative à 2 mètres pour les prévisions AROME-WMED, les analyses AROME-WMED, les mesures du premier capteur (Capteur 1) et les données du second capteur (Capteur 2) transmises après publication de l’article Rainaud *et al.* (2015).

de Mistral dont la vitesse dépasse 20 m.s^{-1} . Les différences de température de l’air entre modèle et observations atteignent jusqu’à 4°C durant cette période.

Nous avons exploré deux pistes nous permettant d’expliquer ces différences de température durant ces épisodes de Mistral. Une première concerne la SST du modèle. À la bouée GL, la différence entre la SST du modèle et l’observation atteint également 4°C pendant la POI16b (Figure 9d dans l’article). En effet, la SST du modèle est constante durant tout le cycle de prévision, ne lui permettant pas de prendre en compte les évolutions rapides de SST en réponse à cet événement intense. De plus, l’analyse de SST de 00UTC, résultant de la fusion avec le produit OSTIA pouvant dater de 3 jours, ne corrige pas suffisamment les différences de SST. Cela a un impact sur l’estimation des flux de chaleur et donc de la température et de l’humidité dans les basses couches atmosphériques.

Une deuxième hypothèse porte sur la paramétrisation des flux turbulents. En effet, la paramétrisation ECUME surestime le flux de chaleur sensible lorsque le vent dépasse 20 m.s^{-1} et quand le gradient thermique est important (ici air froid). Cette surestimation ponctuelle des flux calculés avec la paramétrisation ECUME a été confirmée par le calcul du rapport de Bowen pour des flux recalculés off-line avec les paramétrisations ECUME et COARE3 (Figure 3.2). Le rapport de Bowen atteint des valeurs proches de 0,7 (Figure 3.2a) pour les flux calculés avec ECUME. Or à nos latitudes, celui-ci devrait être autour de 0,25 (Shuckburgh *et al.*, 2011), valeur que l’on retrouve pour les flux calculés avec COARE3. Notons cependant que, en dehors de ces conditions de vent intense et froid, les rapports de Bowen des deux paramétrisations des flux sont quasiment égaux (Figure 3.2b), ce qui montre des performances générales de la paramétrisation ECUME proches de celles de CO-

ARE3. Il a également été montré dans l'article que la paramétrisation ECUME est plus sensible aux erreurs de SST que la paramétrisation COARE3. Ceci a motivé l'utilisation de la paramétrisation COARE3 pour caractériser les échanges air-mer pendant la SOP1 et les HPEs dans la seconde partie de l'article.

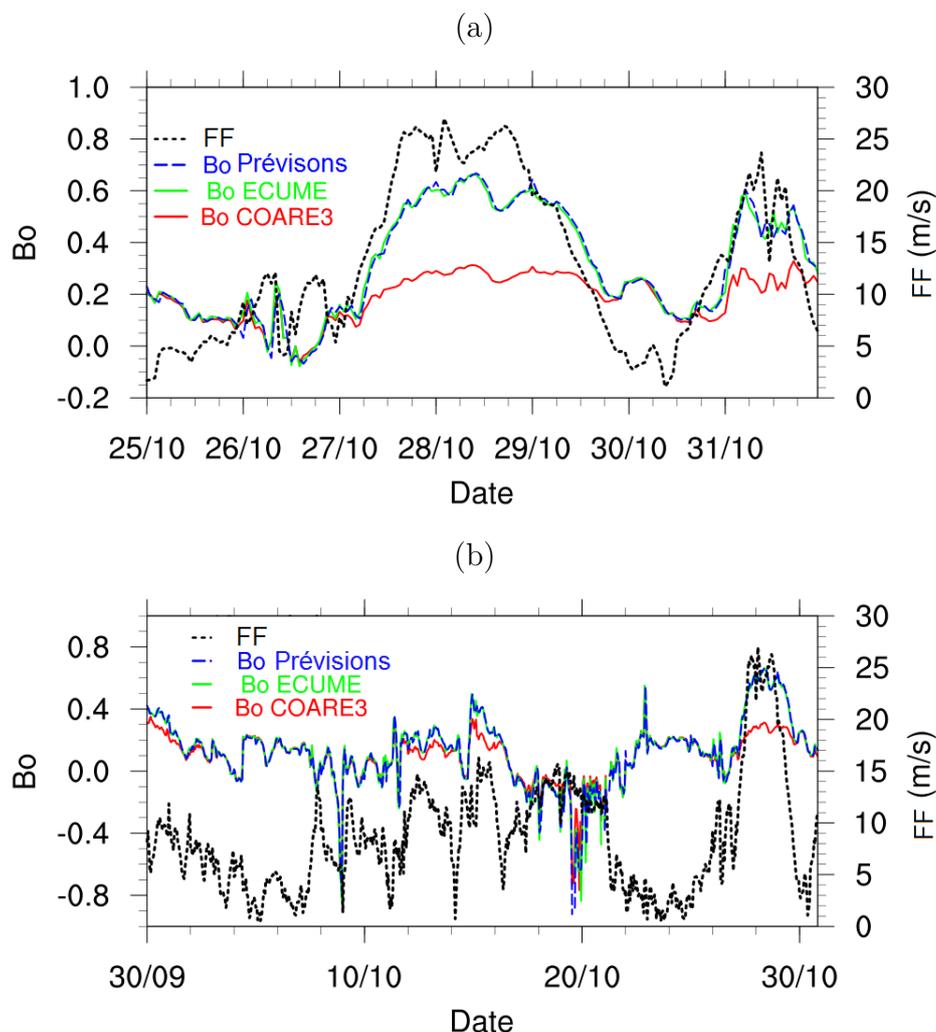


FIGURE 3.2 – Rapport de Bowen pour les prévisions en temps réel d'AROME-WMED et pour les flux recalculés avec ECUME et COARE3 ainsi que la vitesse du vent à 10 m (FF , indiquée en tirets noirs) à la bouée GL (a) durant la POI16 et (b) pendant le mois d'octobre.

Les champs moyens des flux de chaleur durant la SOP1 mettent en évidence quatre zones susceptibles d'être favorables à l'extraction de chaleur et de vapeur d'eau pouvant alimenter les systèmes précipitants (Figure 12 dans l'article). Ces zones sont le golfe du Lion, les sous-bassins Catalan, Ligurien et Tyrrhénien.

La POI13, du 12 au 15 octobre 2012, a ensuite été examinée plus en détails afin de déterminer les interactions air-mer durant un événement de pluie intense. Le but

de cette étude était d'identifier des relations possibles entre des zones d'échanges importants entre l'océan et l'atmosphère et les zones de précipitations.

L'examen des vents à 10 m sur la durée de l'épisode a permis d'identifier trois phases. La première phase est caractérisée par du Mistral soufflant dans le golfe du Lion à environ 12 m.s^{-1} et des précipitations dans le sous-bassin Catalan. Cette phase se déroule entre le 12 octobre à 01UTC et le 13 octobre à 10UTC. La zone identifiée comme zone d'extraction d'énergie est le golfe du Lion. L'extraction de vapeur d'eau et de chaleur depuis la mer est due principalement aux contrastes importants de température et d'humidité entre l'air et la mer générés par le Mistral transportant de l'air froid et sec. La vapeur d'eau et la chaleur extraites ont pu être transportées par le Mistral jusqu'à la limite de l'influence de ce vent, où la convergence avec les vents de nord-ouest soufflant depuis l'Espagne et de sud-ouest dans le sud de la Méditerranée a entraîné la convection puis les précipitations (Figure 13 c de l'article).

Dans la deuxième phase, le vent est plus calme et il n'y a pas de pluie dans la zone d'intérêt. Cette phase se déroule entre le 13 octobre à 11UTC et le 14 octobre à 03UTC.

On définit la troisième phase par la présence d'un vent de sud-ouest qui souffle depuis les côtes espagnoles et des précipitations fortes sur la Côte d'Azur et la Ligurie en Italie dans l'après-midi. Cette phase se déroule à partir du 14 octobre à 04UTC jusqu'au 15 octobre à 00UTC. Les précipitations débutent à partir de 17UTC. Durant cette phase, la zone identifiée comme zone d'extraction de vapeur d'eau et de chaleur est le sous-bassin Catalan. Cette énergie extraite le matin a pu être transportée par le vent vers la Côte d'Azur et arriver aux alentours de 17UTC pour alimenter le système convectif engendrant des précipitations intenses (Figure 14 c de l'article).

Dans cette étude de la POI13, la réponse de l'océan au forçage atmosphérique n'a pas été prise en compte, ni sa rétroaction sur l'atmosphère.

La prochaine partie de la thèse est consacrée à l'étude de la réponse de la couche de mélange océanique aux événements intenses de la SOP1 à l'aide du modèle océanique NEMO forcé en surface par les flux turbulents issus des paramétrisations ECUME et COARE3 et des conditions atmosphériques prévues par AROME-WMED que nous avons qualifiées dans cette partie. Nous reviendrons également sur la POI13 dans la partie III pour étudier l'impact du couplage sur cette situation.

Deuxième partie

Réponse de la couche de mélange océanique aux flux turbulents de la SOP1

Chapitre 4

Modèle océanique à haute résolution : NEMO-WMED36

Ce chapitre a pour but de décrire les outils et le protocole des expériences numériques pour l'étude de la couche de mélange océanique (CMO) pendant la SOP1 HyMeX. Dans un premier temps, nous décrirons le modèle océanique NEMO en général puis la version que nous avons utilisée, NEMO-WMED36. Les différentes simulations et les diagnostics associés seront ensuite décrits. Enfin, nous détaillerons les forçages en surface puis les conditions initiales et aux limites ainsi que les éléments qui les différencient.

4.1 Le modèle NEMO

4.1.1 Dynamique du modèle

Le modèle océanique utilisé dans cette thèse est le modèle NEMO (*Nucleus for European Modelling of the Ocean*, Madec, 2008). Il permet de simuler la dynamique et la thermodynamique de l'océan avec le module OPA (Océan Parallélisé), la biogéochimie avec LOBSTER et PISCES ou encore la dynamique et thermodynamique de la glace de mer (LIM, *Louvain-la-Neuve Ice Model*). Ici, seul le module OPA est activé.

NEMO résout les équations primitives pour le fluide océanique, à savoir les équations de Navier-Stokes et une équation d'état non-linéaire. Les équations de Navier-Stokes sont résolues pour les composantes horizontales (U_h) et verticale (w) de la vitesse du fluide et pour les traceurs océaniques, la température potentielle T et la salinité S . Étant donné que nous nous intéresserons ici uniquement à la CMO, la température potentielle de l'eau pourra être par abus de langage confondue avec la température de l'eau. L'équation d'état est utilisée pour donner la masse volumique ρ du fluide. Plusieurs approximations permettent de résoudre ces équations :

- approximation de Terre sphérique : la Terre est supposée être une sphère parfaite, la gravité est donc orientée selon la verticale locale,
- approximation de couche mince : la profondeur de l'océan est considérée négligeable devant le rayon de la Terre,

- hypothèse de fermeture turbulente : les flux turbulents sont considérés comme des processus sous-maille et sont paramétrés en fonction des variables moyennes.
- approximation de Boussinesq : les variations de masse volumique sur l'horizontale sont négligeables par rapport à la verticale. Seule leur contribution à la force de flottabilité est prise en compte,
- approximation hydrostatique : l'équation de conservation de la quantité de mouvement sur la verticale est réduite à l'équilibre entre le gradient vertical de pression et la force de flottabilité,
- hypothèse d'incompressibilité : la divergence de la vitesse du fluide est supposée nulle.

Ces approximations permettent d'obtenir un système de six équations à six inconnues : l'équation de conservation de la quantité de mouvement (équation 4.1), l'équation d'équilibre hydrostatique (équation 4.2), l'équation d'incompressibilité (équation 4.3), les équations de conservation de la chaleur (équation 4.4) et du sel (équation 4.5) et l'équation d'état du fluide océanique (équation 4.6).

$$\frac{\partial \vec{U}_h}{\partial t} = - \left[(\nabla \times \vec{U}) \times \vec{U} + \frac{1}{2} \nabla (\vec{U}^2) \right]_h - f \vec{k} \times \vec{U}_h - \frac{1}{\rho_0} \nabla_h p + \vec{D}^{\vec{U}} + \vec{F}^{\vec{U}} \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (4.2)$$

$$\nabla \cdot \vec{U} = 0 \quad (4.3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot (T \vec{U}) + D^T + F^T \quad (4.4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla \cdot (S \vec{U}) + D^S + F^S \quad (4.5)$$

$$\rho = \rho(T, S, p) \quad (4.6)$$

où \vec{k} est le vecteur unitaire sur l'axe z, p la pression, f l'accélération de Coriolis $f = 2\vec{\Omega} \cdot \vec{k}$, $\vec{\Omega}$ la vitesse angulaire de la Terre, g la gravité. \vec{U}_h représente la composante horizontale de la vitesse du courant \vec{U} avec $\vec{U} = \vec{U}_h + w\vec{k}$. $\vec{D}^{\vec{U}}$, D^T et D^S sont les paramétrisations des processus turbulents sous-maille pour la quantité de mouvement, de chaleur et de sel. $\vec{F}^{\vec{U}}$, F^T et F^S sont les forçages en surface.

4.1.2 Paramétrisations physiques

Les processus turbulents sous-maille $\vec{D}^{\vec{U}}$, D^T et D^S définis dans les équations 4.1, 4.4 et 4.5 sont divisés en une partie verticale $\vec{D}^{v\vec{U}}$, D^{vT} et D^{vS} et latérale $\vec{D}^{l\vec{U}}$, D^{lT} et D^{lS} . Nous allons discuter de la formulation de ces différents termes. Notons que, fondamentalement, il s'agit des mêmes phénomènes que dans l'atmosphère puisque la turbulence est une propriété de l'écoulement et non du fluide.

Pour les processus verticaux, d'après l'hypothèse de fermeture turbulente de Boussinesq, les flux turbulents verticaux peuvent être considérés comme dépendants linéairement des quantités moyennes, d'où $\overline{X'w'} = -A^{vX} \partial_z \overline{X}$ où X représente \vec{U} ou T ou S et A^{vX} un coefficient d'échange turbulent. Les processus turbulents sous-maille verticaux peuvent donc s'écrire :

$$D^{v\vec{U}} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(A^{vm} \frac{\partial \vec{U}}{\partial z} \right) \quad (4.7)$$

$$D^{vT} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(A^{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (4.8)$$

$$D^{vS} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(A^{vS} \frac{\partial S}{\partial z} \right) \quad (4.9)$$

avec A^{vm} le coefficient de viscosité cinématique, A^{vT} le coefficient de diffusivité thermique et A^{vS} le coefficient de diffusivité du sel. Il est généralement admis que $A^{vS} = A^{vT}$.

Différentes paramétrisations dans NEMO permettent de définir le coefficient A^{vm} qui est gardé constant et déterminé en fonction de propriétés locales du fluide (nombre de Richardson, fréquence de Brunt-Vaisälä...), ou encore calculé à partir d'un schéma de fermeture de la turbulence. C'est généralement cette dernière option qui est utilisée dans ce travail, et le schéma de fermeture de la turbulence est un schéma de type TKE d'ordre 1.5, selon par Blanke et Delecluse (1993). Ce schéma permet d'écrire l'évolution temporelle de la TKE (e), qui résulte de sa production par cisaillement vertical, sa destruction par stratification, sa diffusion verticale et sa dissipation visqueuse. De façon analogue à l'atmosphère, on retrouve :

$$\frac{\partial e}{\partial t} = \frac{A^{vm}}{e_z^2} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] - A^{vT} N^2 + \frac{1}{e_z} \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{A^{vm}}{e_z} \frac{\partial e}{\partial z} \right] - \epsilon \quad (4.10)$$

où N représente la fréquence de Brunt-Vaisälä, et ϵ le taux de dissipation visqueuse qui s'écrit (Kolmogorov, 1941) :

$$\epsilon = C_\epsilon \frac{e^{3/2}}{l_\epsilon} \quad (4.11)$$

où $C_\epsilon \simeq 0,7$ est une constante définie dans Gaspar *et al.* (1990) et l_ϵ l'échelle de longueur de dissipation visqueuse.

On peut alors, à partir de e , définir le coefficient A^{vm} grâce à la relation de Prandtl-Kolmogorov :

$$A^{vm} = C_k l_k \sqrt{e} \quad (4.12)$$

où $C_k = 0,1$ est une constante définie dans Gaspar *et al.* (1990) et l_k l'échelle de longueur de mélange. Dans notre cas, $l_k = l_\epsilon$ et est définie à partir de la dimension verticale des tourbillons (Madec *et al.*, 1997). A^{vT} se déduit alors grâce au nombre de

Prandtl P_{rt} ($A^{vT} = A^{vm}/P_{rt}$), qui se détermine en fonction du nombre de Richardson Ri :

$$P_{rt} = \begin{cases} 1 & \text{si } Ri \leq 0,2 \\ 5Ri & \text{si } 0,2 < Ri \leq 2 \\ 10 & \text{si } 2 < Ri \end{cases} \quad (4.13)$$

La turbulence latérale de méso-échelle est associée aux tourbillons et peut être résolue explicitement dans les équations primitives si la résolution est suffisante. Si le modèle ne résout pas les tourbillons, le schéma de fermeture de la turbulence est alors identique à celui de la turbulence verticale, et les flux turbulents horizontaux dépendent linéairement des quantités moyennes. NEMO résout les tourbillons avec un opérateur de second ordre :

$$D^{lT} = \nabla \cdot (A^{lT} R \nabla T) \quad (4.14)$$

$$D^{lS} = \nabla \cdot (A^{lS} R \nabla T) \quad (4.15)$$

$$D_u^{l\vec{u}} = \nabla \cdot (A^{lm} R \nabla u) \quad (4.16)$$

$$D_v^{l\vec{v}} = \nabla \cdot (A^{lm} R \nabla v) \quad (4.17)$$

4.2 Diagnostics dans la CMO

La profondeur de la CMO peut être déterminée selon trois critères. Un premier critère en densité, donnée par la profondeur à partir de laquelle le saut de masse volumique avec la surface est supérieur à un seuil variable en fonction des configurations du modèle. On parlera alors de couche mélangée. Un second critère en turbulence, donnée par la profondeur à partir de laquelle le coefficient de diffusivité due à la turbulence est inférieur à $5.10^{-4} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. On parlera alors de couche mélangante. Un critère en température peut également s'appliquer mais n'est pas utilisé ici. Dans cette thèse, la CMO est celle définie par le premier critère sauf mention contraire.

La valeur moyenne des traceurs (température T ou salinité S) dans la CMO est calculée de la façon suivante :

$$X_{global} = \frac{1}{h} \sum_{i=1}^N X(i) \times \Delta z(i) \quad (4.18)$$

avec X_{global} la valeur globale sur la CMO de T ou S, h la profondeur de la CMO, $X(i)$ la valeur de T ou S au niveau i , N le nombre de niveaux verticaux dans la CMO ($z(N) = h$) et $\Delta z(i)$ l'épaisseur du niveau i .

Ensuite, afin d'étudier l'impact des forçages en surface et de l'initialisation sur les processus physiques intervenant dans l'évolution de la température et la salinité dans la CMO, des bilans de température et salinité dans la CMO ont été analysés. Ces diagnostics sont obtenus directement à partir des équations du modèle (4.4 pour la température et 4.5 pour la salinité). Ainsi, le bilan sur le paramètre X (température ou salinité), s'exprime de la façon suivante :

$$\begin{aligned}
h \frac{\partial \langle X \rangle}{\partial t} = & \underbrace{F^X}_{for \times h} - \underbrace{h \langle \vec{U} \cdot \vec{\Delta} X \rangle}_{adh \times h} - \underbrace{w_{(z=-h)} (\langle X \rangle - X_{(z=-h)})}_{zad \times h} \\
& + h \underbrace{\left[\frac{\partial}{\partial x} \left(A^{lT} \frac{\partial \langle X \rangle}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A^{lT} \frac{\partial \langle X \rangle}{\partial y} \right) \right]}_{ldf \times h} \\
& + h \underbrace{\left[\frac{\partial}{\partial z} \left(A^{vT} \frac{\partial \langle X \rangle}{\partial z} \right) \right]}_{zdf \times h} - \underbrace{\left(\frac{\partial h}{\partial t} + \underbrace{\vec{U} \cdot \vec{\Delta} h}_{=0} \right) (\langle X \rangle - X_{(z=-h)})}_{ent \times h}
\end{aligned} \tag{4.19}$$

Les différents termes (illustrés dans la Figure 4.1) de cette équation de bilan sont :

- *for* : terme de forçage en surface. Pour la température, ce terme s'écrit :

$$\frac{F^T}{h} = \frac{Q_{net}}{\rho_0 C_p h} \tag{4.20}$$

où Q_{net} est le flux net de chaleur en surface (voir section 4.5), ρ_0 la masse volumique moyenne de l'eau ($\rho_0 = 1020 \text{ kg.m}^{-3}$) et C_p sa capacité calorifique massique ($C_p = 4180 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$).

Le forçage pour la salinité est donné par l'équation 4.22,

- *adh* : terme d'advection horizontale, représente les advections zonales et méridiennes.
- *zad* : terme d'advection verticale.
- *ldf* : terme de diffusion latérale due à la turbulence.
- *zdf* : terme de diffusion verticale due à la turbulence.
- *ent* : terme d'entraînement, décrivant les variations de X dues aux variations de profondeur de la CMO. Ce terme est calculé par résidu.

La somme de ces différents termes constitue la tendance totale (*tot*).

4.3 La configuration NEMO-WMED36

Les simulations océaniques de la SOP1 sont réalisées avec une configuration sous-régionale (nommée WMED36) sur la mer Méditerranée occidentale (Figure 4.2). NEMO-WMED36 utilise une grille ORCA de résolution horizontale égale à $1/36^\circ$ (entre 2,2 et 2,5 km de résolution). Le domaine contient deux frontières ouvertes : une à l'ouest (4.8°O) à environ 60 km à l'est du détroit de Gibraltar et une au sud (37°N)

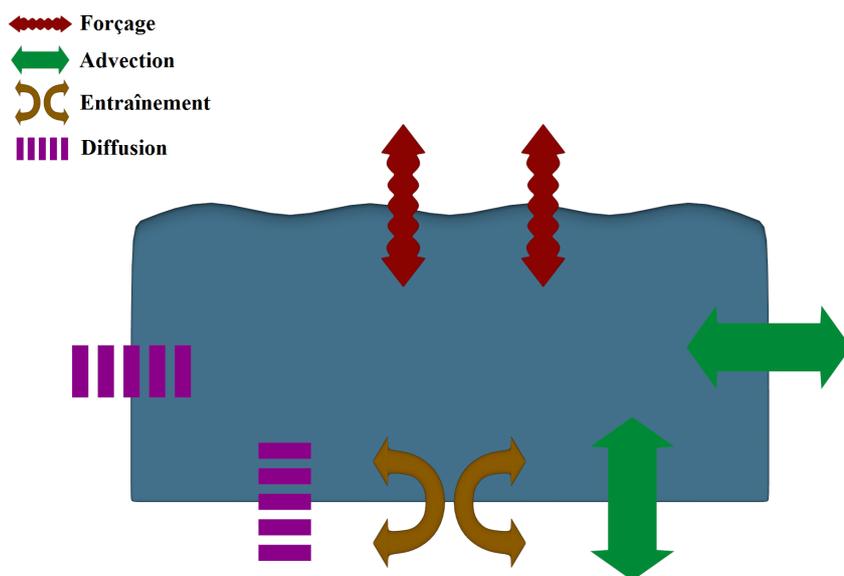


FIGURE 4.1 – Schéma résumant les différents termes des bilans de température et de salinité dans la CMO.

au détroit de Sicile. Le détroit de Messine (entre la Sicile et l’Italie continentale) est fermé. Cette configuration possède 50 niveaux verticaux, en coordonnées z , étirés (les 22 premiers niveaux sont sur les 100 premiers mètres à partir de la surface de la mer).

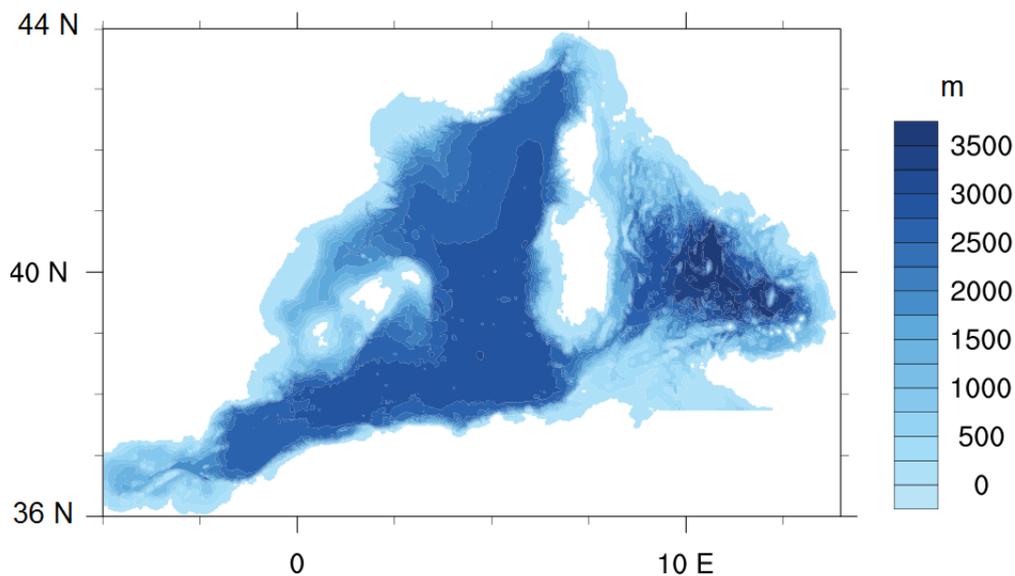


FIGURE 4.2 – Bathymétrie (en m) du domaine de la configuration sous-régionale NEMO-WMED36.

Les paramétrisations physiques et hypothèses spécifiques à cette configuration

sont les suivantes :

- l'advection des traceurs T et S est calculée en utilisant un schéma TVD (*Total Variance Dissipation scheme*) qui conserve l'énergie et l'énstrophie (Barnier *et al.*, 2006),
- lorsque la turbulence est très faible, on fixe les coefficients A^{vT} et A^{vm} à des valeurs minimales $A_0^{vT} = 1.10^{-5} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ et $A_0^{vm} = 1.10^4 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. De plus, dans les cas où le profil de masse volumique est instable (*e.g.* formation d'eau dense), on impose $A^{vT} = 10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ afin de paramétrer la convection océanique profonde à la résolution $1/36^\circ$ (schéma EVD, *Enhanced Vertical Diffusion*, Lazar *et al.*, 1999),
- la valeur minimale de A^{lT} et A^{lS} est fixée à $30 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ et celle de A^{lm} à $-1.10^9 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$,
- la hauteur de surface de la mer est une variable prognostique, résolue avec le schéma de surface libre filtrée de Roulet et Madec (2000),
- les flux de chaleur et de sel sont nuls au fond de l'océan,
- la friction de fond suit une loi quadratique :

$$\vec{F}_B = C_D \sqrt{u_H^2 + v_H^2 + E} \frac{\vec{U}_H}{\|\vec{U}_H\|} \quad (4.21)$$

où C_D est le coefficient de trainée de fond (sans unité, $C_D = 1.10^{-3}$), u_H et v_H les vitesses zonales et méridiennes au fond et E l'énergie cinétique turbulente de fond fournie par un champ 2D représentant l'effet moyen de l'énergie de marée (Figure 4.3, Lyard *et al.*, 2006). E est maximal (environ $500 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$) à l'est du détroit de Sicile et prend des valeurs importantes au niveau du détroit de Gibraltar (environ $100 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$). Ailleurs, E est quasiment nul.

- On applique un rappel en salinité de surface vers une référence :

$$\frac{F^S}{h} = SSS(emp + \frac{dE}{dS}(SSS - SSS_{ref})) \quad (4.22)$$

où emp est le flux net d'eau douce (voir section 4.5), $\frac{dE}{dS}$ le coefficient de rappel vers SSS_{ref} ($\frac{dE}{dS} = -16,7 \text{ mm.day}^{-1}.\text{psu}^{-1}$, exprimant la hauteur d'eau évaporée en un point par jour lorsque l'on gagne 1 psu de salinité en ce point). SSS_{ref} est une salinité de surface de référence vers laquelle est rappelée la SSS. Cette salinité de référence peut provenir d'une climatologie, d'une réanalyse ou d'une autre simulation,

- le seuil de saut de masse volumique avec la surface déterminant la profondeur de la couche mélangée est fixé à 0.01 kg.m^{-3} .

4.4 Les simulations océaniques

Les caractéristiques des quatre simulations réalisées avec le modèle NEMO-WMED36 sont résumées dans le Tableau 4.1. Les quatre simulations couvrent la période de la SOP1 HyMeX et la simulation de référence, ECMED, est décrite dans Lebeaupin Brossier *et al.* (2014) (voir Annexe A).

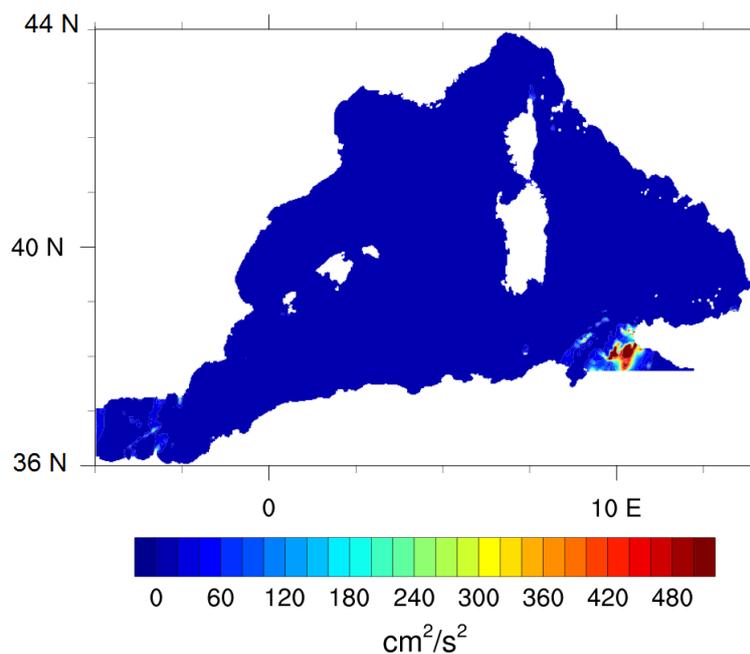


FIGURE 4.3 – Champ 2D de l'énergie cinétique turbulente de fond (en $\text{cm}^2.\text{s}^{-2}$) sur le domaine WMED36.

Nom	ECMED (référence)	COMED	ECPSY	COPSY
Spin-up	15 août - 5 septembre 2012	15 août - 5 septembre 2012	1 ^{er} - 5 septembre 2012	1 ^{er} - 5 septembre 2012
Conditions initiales	Champs T, S mensuels MED36v50-ARPERA3 (août 2012)	ECMED 05/09/2012 00UTC	Champs T, S PSY2V4R4 (01/09/2012)	ECPSY 05/09/2012 00UTC
Conditions aux frontières ouvertes	Champs mensuels MED36v50-ARPERA3	Champs mensuels MED36v50-ARPERA3	Champs mensuels PSY2V4R4	Champs mensuels PSY2V4R4
Forçage en surface	Flux prévision temps réel d'AROME-WMED (ECUME)	Flux COARE3	Flux prévision temps réel d'AROME-WMED (ECUME)	Flux COARE3

TABEAU 4.1 – Description des simulations NEMO-WMED36.

Pour construire le premier état océanique initial, NEMO-WMED36 est tout d'abord initialisé au 15 août 2012 avec les champs T et S mensuels de la simulation régionale libre MED36v50-ARPERA3 (voir section 4.6.1), avec des courants

nuls et un forçage en surface constant et représentatif des conditions climatologiques de fin août (Lebeaupin Brossier *et al.*, 2011; Dubois *et al.*, 2012), jusqu'au 31 août 2012 : $\tau_u = 0,01 \text{ N.m}^{-2}$, $\tau_v = -0,01 \text{ N.m}^{-2}$, $Q_{ns} = IR_{net} + SHF + LHF = -150 \text{ W.m}^{-2}$, $Q_{sol} = SW = 200 \text{ W.m}^{-2}$, $E-P = 1.10^{-5} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ (voir la section 4.5 pour la définition des forçages en surface). Cette période de spin-up permet aux courants de se mettre en place dans le bassin (Figure 4.4a). Entre le 1er et le 5 septembre, les flux prévus en temps réel d'AROME-WMED sont utilisés pour le forçage à la fréquence horaire.

À partir de l'état océanique du 5 septembre, les simulations ECMED et COMED sont lancées pour 2 mois. Les conditions aux frontières ouvertes de ces deux simulations proviennent des champs mensuels de MED36v50-ARPERA3. Pour la simulation ECMED, les flux LHF, SHF et τ imposés pour le forçage en surface sont donnés par les prévisions en temps réel d'AROME-WMED alors que pour COMED, ils sont calculés avec la paramétrisation COARE3 appliquée aux variables prévues par AROME-WMED en temps réel.

L'autre couple de simulations a une stratégie d'initialisation différente, des tests préalables ayant montré une mise en place rapide des courants dans la couche superficielle (Figure 4.4b). L'initialisation est réalisée à partir du 1^{er} septembre avec les champs T et S de l'analyse Mercator PSY2V4R4 (voir section 4.6.2). Du 1^{er} au 5 septembre, la surface est forcée par les prévisions en temps réel d'AROME-WMED.

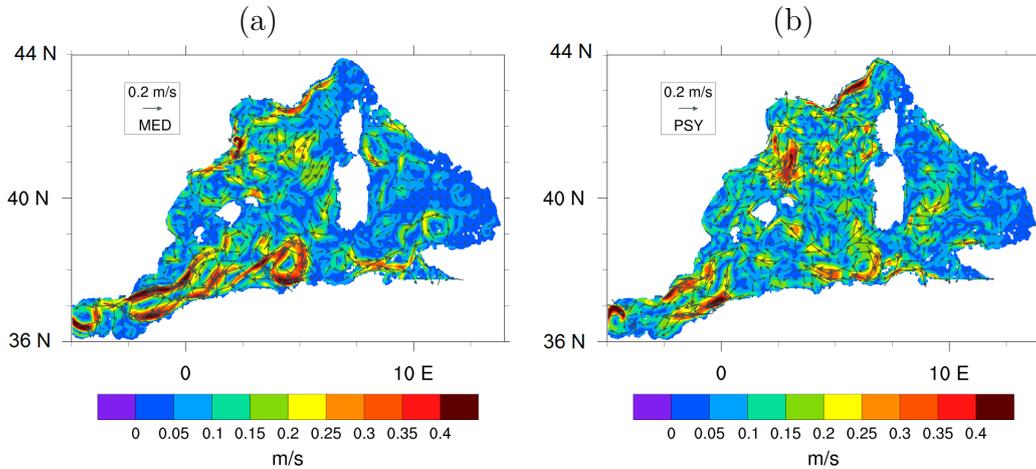


FIGURE 4.4 – Courants à 30 m de profondeur (vitesse en couleurs et vecteurs) du 05 septembre à 00UTC des simulations (a) MED et (b) PSY.

À partir du 5 septembre, on lance les simulations ECPSY et COPSY, forcées en surface respectivement par les flux prévus en temps réel par AROME-WMED (ECUME) et COARE3. Les champs moyennés mensuellement de PSY2V4R4 sont utilisés comme conditions aux frontières ouvertes.

Ces simulations vont permettre d'évaluer la sensibilité de la CMO à la paramétrisation des flux turbulents par comparaisons des simulations ECMED et COMED puis des simulations ECPSY et COPSY. La sensibilité de la CMO aux conditions initiales et aux limites sera évaluée quant à elle par comparaison des simulations

ECPSY et ECMED, puis des simulations COPSY et COMED. On comparera plus particulièrement les différences moyennées sur la SOP1 du contenu moyen de température et salinité dans la CMO, de la profondeur de la CMO notée MLD (*Mixed Layer Depth*), et de la hauteur de surface SSH (*Sea Surface Height*).

Afin d’alléger le discours dans cette partie, nous utiliserons l’appellation MED lorsque nous ferons référence simultanément aux simulations ECMED et COMED, et l’appellation PSY lorsque nous ferons référence simultanément aux simulations ECPSY et COPSY. De même, nous utiliserons l’appellation ECs pour faire référence simultanément à ECMED et ECPSY, et l’appellation COs pour COMED et COPSY.

4.5 Forçages atmosphériques en surface

Les forçages atmosphériques de surface sont composés à partir des flux de chaleur net (Q_{net}) et solaire (Q_{sol}), de quantité de mouvement et d’eau douce :

- Le bilan net en eau douce, $emp = E - P - R$ (Évaporation moins Précipitations moins Rivières) avec : l’évaporation E (en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$), fournie par la relation $E = -LHF/\mathcal{L}_v$ où LHF est le flux de chaleur latente (en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) et \mathcal{L}_v la chaleur latente de vaporisation $\mathcal{L}_v = 2,5\cdot 10^6 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$.

P est le taux de précipitations en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$.

Un apport d’eau douce par les rivières et le ruissellement côtier R est imposé en surface à la côte selon la climatologie de Beuvier *et al.* (2010), dont le cycle annuel sur tout le domaine est présenté Figure 4.5.

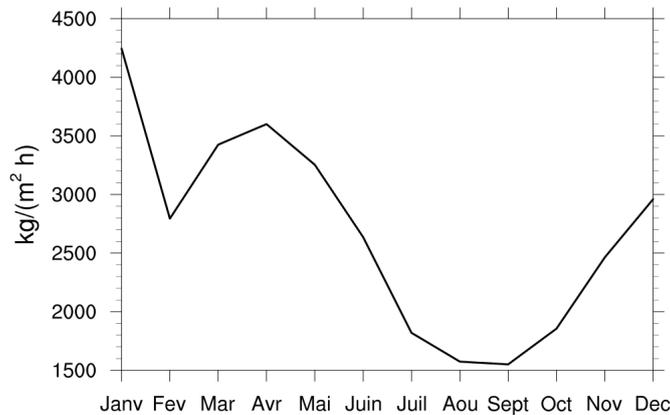


FIGURE 4.5 – Cycle annuel de l’apport d’eau douce total (en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$) par les rivières et le ruissellement côtier dans le domaine WMED36.

- Le flux net de chaleur à la surface (Q_{net}) correspondant à la somme des flux de chaleur radiatifs (rayonnement visible SW_{net} et infrarouge, IR_{net}) et turbulents (latent, LHF et sensible, SHF). Soit,

$$\begin{aligned} Q_{net} &= SW_{net} + IR_{net} + SHF + LHF \\ &= (1 - \alpha)SW_{down} + IR_{down} - \sigma T_s^4 + SHF + LHF \end{aligned} \quad (4.23)$$

SW_{down} et IR_{down} sont les composantes descendantes (vers la surface) du rayonnement visible et infrarouge, α est l'albedo de surface, σ est la constante de Stefan-Boltzman, $\sigma = 5,67.10^{-8} \text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$.

— Les composantes zonales (τ_x) et méridiennes (τ_y) du stress du vent.

Entre les deux jeux de forçages utilisés pour ECs et COs, seuls les flux de chaleur latente LHF, de chaleur sensible SHF et le stress du vent τ sont différents. Avant d'analyser l'impact de ces différents forçages sur la CMO, nous décrivons ci-dessous les forçages EC, puis nous les comparerons aux forçages CO.

4.5.1 Le forçage de référence : EC

Le champ moyen sur la SOP1 de Q_{net} (Figure 4.6a) est négatif sur la quasi totalité du domaine (sauf dans le sous-bassin ouest Algérien), ce qui implique une extraction de chaleur de l'océan vers l'atmosphère. Les valeurs de Q_{net} sont généralement comprises entre 0 et 60W.m^{-2} dans le sous-bassin ouest Algérien, entre -30 et -90W.m^{-2} dans les sous-bassins Catalan et Tyrrhénien. Le golfe du Lion présente la plus importante perte de chaleur avec $Q_{net} \simeq -120 \text{W.m}^{-2}$. Ceci est dû aux épisodes fréquents de Mistral et Tramontane qui, par le transport de masses d'air froid et sec en basses couches, créent un important contraste thermique et d'humidité entre la mer et l'atmosphère. La moyenne globale sur le domaine pendant la SOP1 est d'environ -40W.m^{-2} . À titre indicatif, les champs moyens de Q_{net} sur le domaine de la Méditerranée occidentale provenant des analyses et ré-analyses ECMWF utilisés par Béranger *et al.* (2010) sont compris entre environ -100 et -200W.m^{-2} pendant les automnes (septembre-octobre-novembre) entre 1998 et 2003. Notons toutefois que le mois de novembre n'est pas entièrement pris en compte dans notre période d'étude, ce qui peut expliquer les différences avec les valeurs de Béranger *et al.* (2010). Les valeurs obtenues dans le golfe du Lion (-120W.m^{-2}) correspondent toutefois bien aux gammes de valeurs climatologiques pour les automnes sur la période 1961-2006 (Herrmann *et al.*, 2010).

En ce qui concerne le stress du vent τ (Figure 4.6b), le champ moyen sur la SOP1 est compris entre $0,02$ et $0,04 \text{N.m}^{-2}$ sur la quasi totalité du domaine, avec une moyenne spatiale de $0,03 \text{N.m}^{-2}$. Cette valeur est proche des analyses et ré-analyses ECMWF (entre $0,03$ et $0,05 \text{N.m}^{-2}$, Béranger *et al.*, 2010). Les valeurs sont maximales (jusqu'à $0,14 \text{N.m}^{-2}$) dans le golfe du Lion, conséquence de la fréquente occurrence d'épisodes de vents forts.

Le bilan d'eau douce emp (Figure 4.6c) montre une tendance à l'évaporation sur la totalité du domaine, entre 2 et 6mm/jour , avec une moyenne spatiale d'environ 4mm/jour . Cette évaporation intense est caractéristique du bassin méditerranéen et résulte également de l'occurrence d'épisodes de vents forts et d'un important contraste thermique entre l'atmosphère et l'océan en automne. Le flux d'eau douce moyen montre également la présence de structures plus fines que celles de Q_{net} et de τ (Figure 4.6 c), qui sont dues aux précipitations. Les précipitations affectent plus fortement les zones côtières, en particulier la côte catalane, le sous-bassin algérien ouest, la Côte d'Azur et les côtes italiennes.

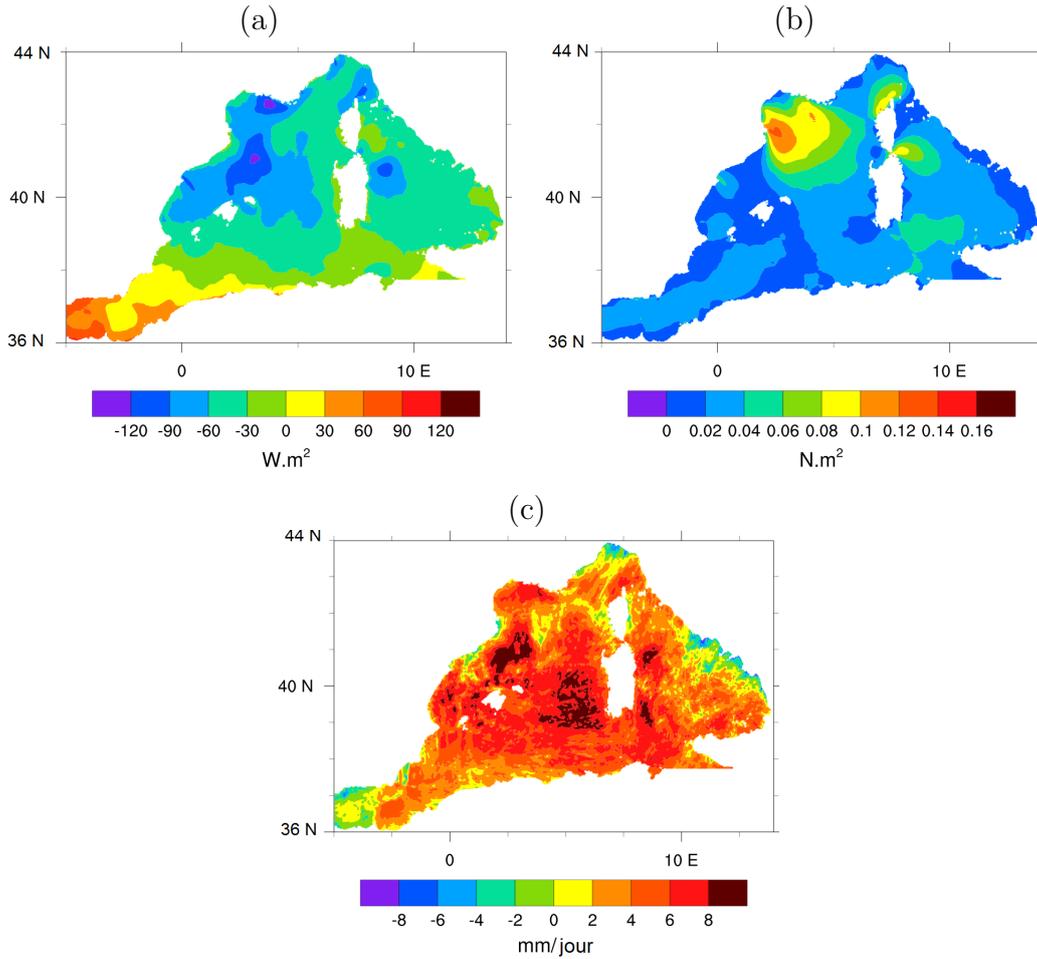


FIGURE 4.6 – (a) Q_{net} , (b) τ , (c) emp moyens pendant la SOP1 dans le forçage atmosphérique "EC".

4.5.2 Comparaisons des forçages EC et CO

Nous comparons ici les forçages EC avec l'autre jeu de forçage horaire en surface CO. Il s'agit de quantifier les différences entre les deux forçages de quantité de chaleur et de mouvement ainsi que de bilan net en eau douce fournis au modèle océanique. La Figure 4.7 présente la moyenne sur la SOP1 des différences entre EC et CO pour la quantité de chaleur nette (Figure 4.7a, $DQ_{net} = Q_{net,EC} - Q_{net,CO}$), le stress du vent (Figure 4.7b, $D\tau = \tau_{EC} - \tau_{CO}$) et le flux net d'eau douce (Figure 4.7c, $Demp = emp_{EC} - emp_{CO}$).

DQ_{net} correspond en fait à la différence des flux turbulents de chaleur (latente et sensible) puisque les flux radiatifs sont identiques entre les deux forçages. Le champ moyen sur la SOP1 de DQ_{net} (Figure 4.7a) montre que dans le golfe du Lion, le retrait de chaleur de l'océan vers l'atmosphère est plus intense avec EC qu'avec CO, et ce jusqu'à environ 30 W.m^{-2} en moyenne sur la SOP1. Ceci illustre à nouveau des flux de chaleur sensible plus forts pour EC par vents forts et froids (Mistral et Tramontane) mis en évidence précédemment (Rainaud *et al.*, 2015). Sur le reste du

domaine, CO induit un retrait de chaleur moyen sur la SOP1 plus important de l'océan vers l'atmosphère, d'environ $10\text{-}20 \text{ W.m}^{-2}$ et localement jusqu'à 30 W.m^{-2} dans les sous-bassin Catalan et Tyrrhénien.

Pour $D\tau$ (Figure 4.7b), les valeurs sont quasiment nulles sur tout le domaine sauf dans le sous-bassin Tyrrhénien et dans le golfe du Lion où les valeurs pour EC sont supérieures à CO (entre $0,04$ et $0,06 \text{ N.m}^{-2}$).

Dans le terme $Demp$, seul le terme E varie d'un forçage à l'autre (les précipitations et les écoulements des rivières proviennent des mêmes sources). L'évaporation est plus importante sur l'ensemble du domaine avec CO (Figure 4.7c), d'environ $1,2$ à $1,6 \text{ mm/jour}$. Dans le sous-bassin Catalan, l'intensité de $Demp$ est maximale en valeur absolue (E_{CO} supérieur de $1,6 \text{ mm/jour}$ à E_{EC}). Dans le Golfe du Lion, la différence d'évaporation est plus faible que dans les autres régions.

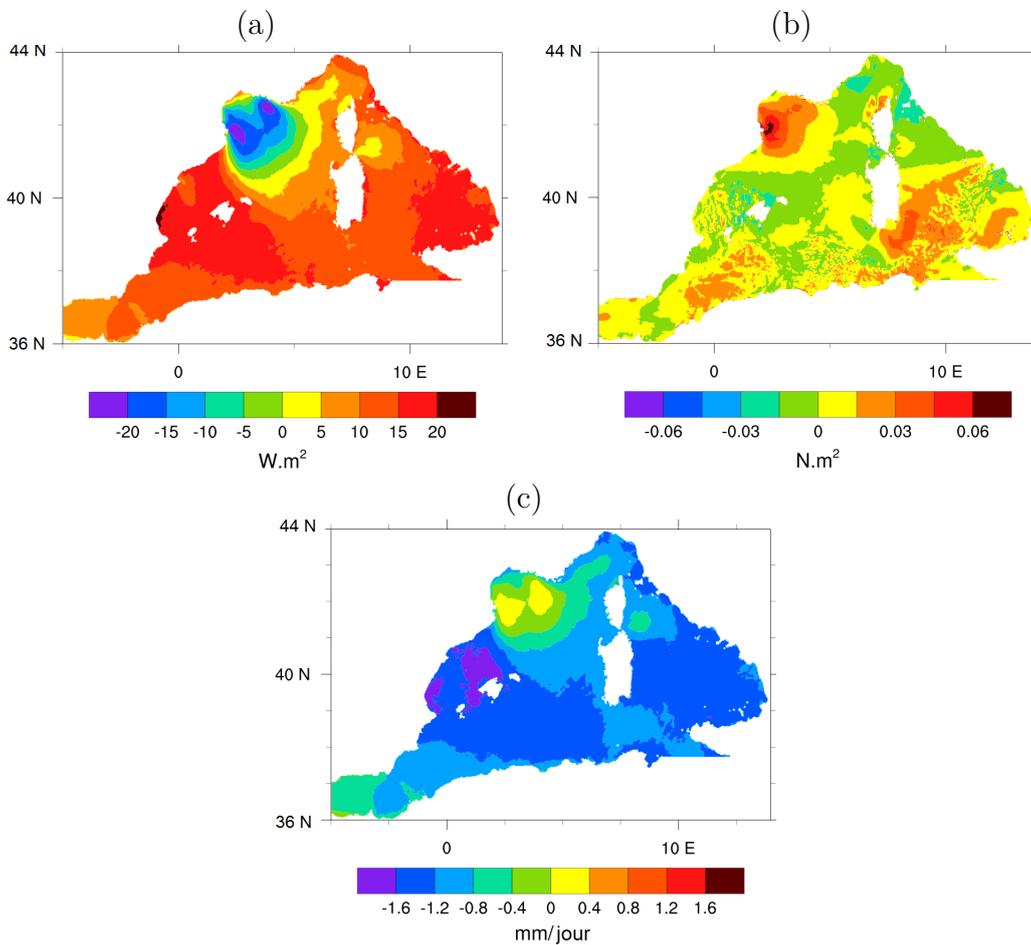


FIGURE 4.7 – Différences moyennes sur la SOP1 de (a) Q_{net} , (b) τ et (c) emp entre les forçages EC et CO.

Les différences maximales de forçage se trouvent principalement donc dans le golfe du Lion et les sous-bassins Catalan et Tyrrhénien. On définit alors, en suivant ces zones, 3 boîtes (GoL, Cat et Tyr, Figure 4.8) dans lesquelles nous étudierons en détail l'évolution des forçages puis de la CMO.

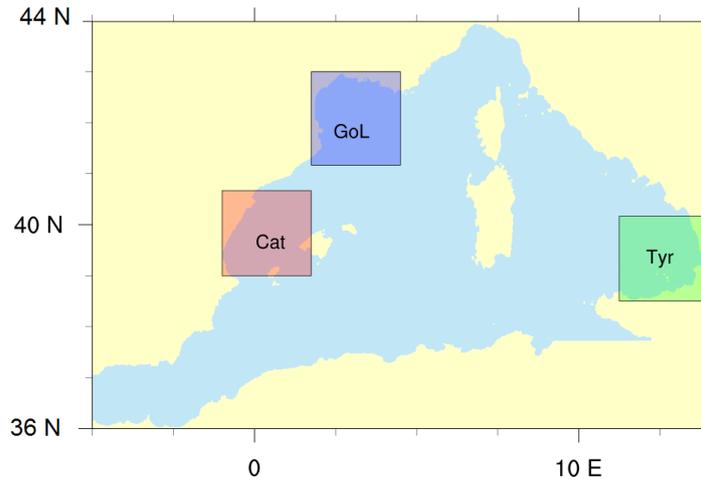


FIGURE 4.8 – Délimitation des boîtes GoL, Cat et Tyr dans le domaine de NEMO-WMED36.

La Figure 4.9 présente l'évolution temporelle moyennée toutes les 3 heures de DQ_{net} , $D\tau$ et $Demp$ sur ces boîtes. Dans la boîte Tyr (en vert), le retrait de chaleur Q_{net} (Figure 4.9a) de l'océan vers l'atmosphère est supérieur (entre 10 et 30 $W.m^{-2}$) avec CO pendant la quasi totalité de la période. Les différences les plus fortes ont lieu le 13-14 septembre, le 16-17 octobre (retrait de chaleur plus fort avec CO) et les 29 et 31 octobre (retrait de chaleur plus fort avec EC, jusqu'à 70 $W.m^{-2}$). Les stress du vent EC et CO sont globalement similaires, excepté durant les événements de vent fort (Figure 4.9c). Le stress CO est légèrement supérieur à EC (environ 0,04 $N.m^{-2}$) durant ces événements, excepté durant l'épisode de Mistral intense du 27 et 28 octobre où l'inverse est observé. Concernant emp (Figure 4.9e), dans la boîte Tyr, l'évaporation est plus importante avec CO pendant toute la période (environ 0,5 mm/jour). Plusieurs pics à -2 mm/jour sont également observés, durant des POIs (4, 13 et 18) dédiées à des HPEs (Figure 5).

Pour la boîte Cat (en rouge), le retrait de chaleur Q_{net} (Figure 4.9a) de l'océan vers l'atmosphère est globalement supérieur avec CO, comme pour la boîte Tyr, sauf pour l'évènement de vent fort du 27-28 octobre et du 31 octobre où le retrait de chaleur avec EC est plus fort. Un retrait de chaleur beaucoup plus important avec CO est également relevé entre le 23 et le 28 septembre (POIs 5, 6 et 7), périodes marquées par un vent de sud-ouest dans la boîte Cat et des précipitations sur les Cévennes. Pour le stress du vent, les résultats sont similaires à ceux de la boîte Tyr (Figure 4.9c). Concernant emp (Figure 4.9e), CO a une évaporation plus forte sur la période 24-29 septembre associée à un évènement de précipitations majeur sur l'Espagne (POI8).

Dans la boîte GoL (en bleu), DQ_{net} est quasiment nul, hormis pendant les périodes de Mistral (Figure 4.9b). Pendant ces périodes de vent fort, le retrait de chaleur est nettement supérieur avec EC (entre 80 et 160 $W.m^{-2}$ en moyenne et, par exemple, environ 200 $W.m^{-2}$ entre le 13 et 15 septembre, POIs 2 et 4), et atteint

jusqu'à 800 W.m^{-2} entre le 27 et le 29 Octobre. Le stress du vent EC est également nettement supérieur au stress CO (environ $0,2 \text{ N.m}^{-2}$) durant cet épisode de Mistral (Figure 4.9d). Enfin, on voit que Demp est quasiment nul durant la quasi globalité de la période, sauf entre le 13 et le 15 septembre et le 27 et 29 octobre, c'est-à-dire pendant les épisodes de forts Mistral et Tramontane. Demp atteint d'ailleurs durant ces périodes des valeurs d'environ 3 mm/jour et environ 9 mm/jour respectivement, montrant une évaporation avec EC bien plus importante. Cependant, la moyenne sur la SOP1 de Demp dans la boîte GoL est égale à $\simeq -0,08 \text{ mm/jour}$, ce qui montre que les différences importantes d'évaporations entre EC et CO sont ponctuelles (durant les événements de fort Mistral) et n'ont qu'une faible influence sur l'évaporation moyennée sur une longue période comme la SOP1. D'ailleurs, ce résultat est également en adéquation avec la Figure 4.7c qui montre une faible différence d'évaporation moyenne sur la SOP1 dans le golfe du Lion.

Ces résultats montrent qu'en général, les deux paramétrisations des flux donnent des forçages quasiment similaires, hormis durant les événements de vent intenses où des différences significatives entre les deux paramétrisations apparaissent.

En résumé, pendant les régimes de Mistral (parfois étendu jusqu'à la zone Tyr comme les 27-29 et 31 octobre), la perte de chaleur, l'évaporation et le stress sont plus importants dans le forçage EC. Pendant le reste de la SOP1, en particulier pour les situations de fortes précipitations avec un vent de sud, le forçage CO produit de plus fortes évaporations et pertes de chaleur, excepté pour la zone GoL.

4.6 Initialisation et conditions aux limites

4.6.1 État initial et aux limites de référence : MED36v50-ARPERA3

La simulation libre MED36v50-ARPERA3 (Arsouze *et al.*, 2013) résulte de l'intégration du modèle régional NEMOMED36 (Beuvier *et al.*, 2012) entre 1998 et 2013 à partir de conditions initiales issues de la climatologie mensuelle MEDAR/MEDATLAS-II (MEDATLAS Group, 2003) construite à partir de données *in situ* filtrées sur la période 1997-1999. Son forçage atmosphérique quotidien (ARPERA) provient de la descente en échelle dynamique de la réanalyse ERA40 (Simmons et Gibson, 2000) par le modèle ARPEGE-Climat (Déqué et Piedelievre, 1995). Cette simulation est dite libre car elle n'assimile pas de données durant toute sa durée. Les résolutions ainsi que les paramétrisations physiques de cette simulation sont les mêmes que celles que nous utilisons pour nos simulations océaniques (section 4.3).

Le domaine MED36 inclut la Mer Méditerranée (excluant la Mer Noire, représentée par un flux d'eau douce au détroit des Dardanelles) et une partie de l'Océan Atlantique à l'ouest du détroit de Gibraltar (jusqu'à 11°O) dans une zone tampon. Dans cette zone, la température et la salinité sont rappelées vers la climatologie mensuelle de Levitus *et al.* (2005). Les sections verticales de température, salinité et du courant horizontal de MED36v50-ARPERA3, moyennées mensuellement, sont utilisées comme conditions aux frontières ouvertes de ECMED et COMED.

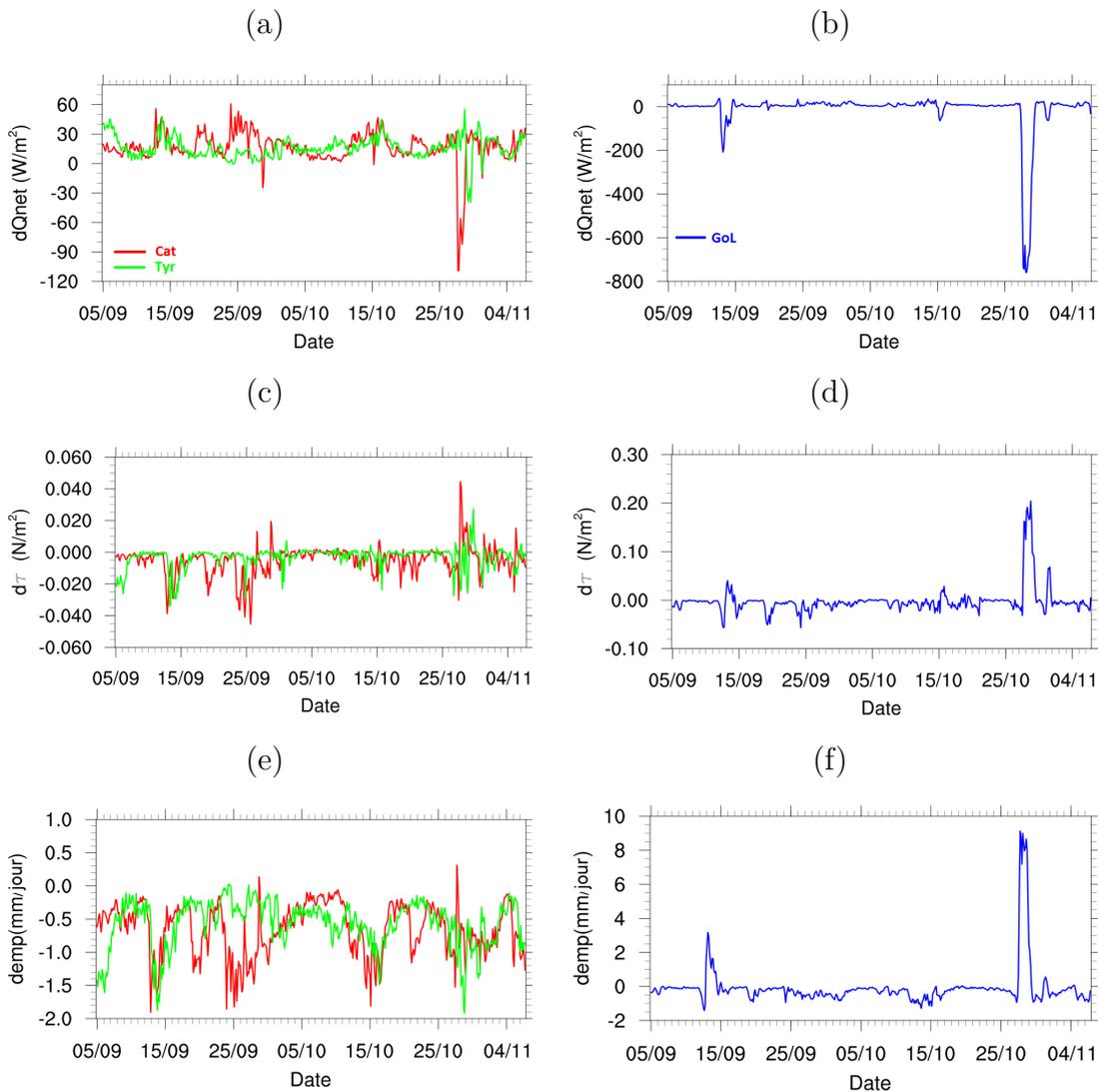


FIGURE 4.9 – Séries temporelles sur la SOP1 des différences entre les forçages EC et CO de (a-b) Q_{net} , (c-d) τ et (e-f) emp moyennés dans les boîtes Cat et Tyr (rouge et vert respectivement, à gauche) puis GoL (en bleu, à droite), montrées Figure 4.8.

4.6.2 Les conditions initiales et aux limites PSY2V4R4

Le second jeu de conditions initiales et aux limites provient des analyses quotidiennes issues du système opérationnel PSY2V4R4 de Mercator-Océan. Ces analyses sont également produites sur une grille ORCA mais à $1/12^\circ$ de résolution horizontale (entre 6 et 8 km de résolution pour la Méditerranée) et 50 niveaux verticaux. Le domaine PSY2 recouvre l’Océan Atlantique et la Mer Méditerranée ($103^\circ O-57^\circ E/20^\circ S-81^\circ N$), mais n’inclut pas la Mer Noire. Les conditions aux frontières ouvertes Nord et Sud sont fournies quotidiennement par le système opérationnel PSY3V3R3 de Mercator-Océan. Les conditions initiales (au 1er Janvier 2007) en température potentielle et salinité proviennent de Levitus *et al.* (2009). Le schéma d’assimilation de données est le schéma SAM2v1 (Filtre de Kalman formulation SEEK, Brasseur et

Verron, 2006). Le système opérationnel de Mercator-Océan assimile principalement les données d'altimétrie satellite, mais également des données *in situ*, en particulier les profils ARGOS et la SST des bouées ancrées Az et GL. Les paramétrisations physiques de PSY2 sont les mêmes que pour les configurations MED36 et WMED36 (section 4.3) mais avec différents coefficients en accord avec la résolution. On a $A_0^{vT} = 1.10^{-5} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$, $A_0^{vm} = 1.10^4 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$, $A_0^{lT} = 125 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ et $A_0^{lm} = -1,5.10^{10} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. L'initialisation est réalisée à partir des champs T et S de l'analyse du 1^{er} septembre (section 4.4). Les sorties de température, salinité et courant horizontal de PSY2V4R4, moyennées mensuellement sont utilisées comme conditions aux frontières de ECPSY et COPSY.

Le 5 septembre, les conditions initiales des simulations PSY sont nettement plus chaudes ($1,7^\circ\text{C}$ en moyenne sur le bassin, Figure 4.10a et c) et plus salées que pour MED ($0,2 \text{ psu}$ en moyenne sur le bassin, Figure 4.10b et d). Bien que significatives sur tout le bassin, ces différences sont plus importantes dans le golfe du Lion en particulier pour la zone de plateau, ainsi que dans le sous-bassin Catalan.

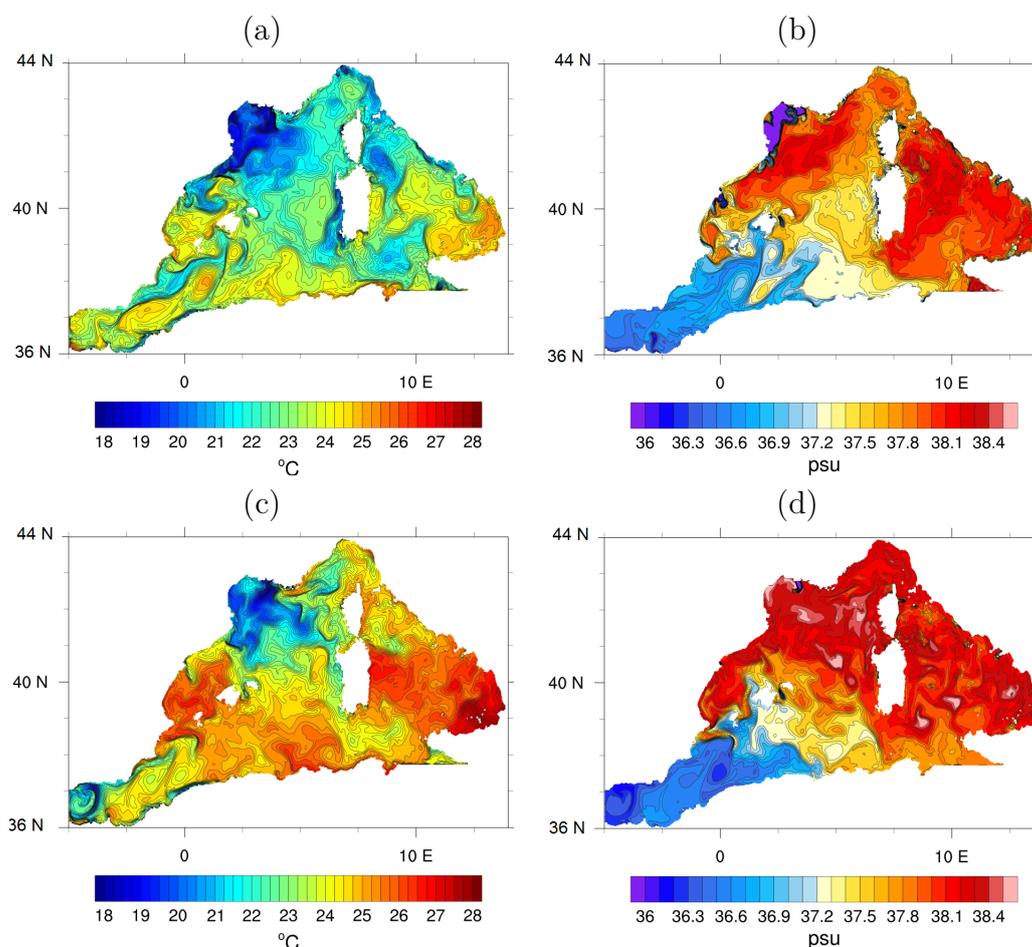


FIGURE 4.10 – (à gauche) Température et (à droite) salinité de surface le 5 Septembre 2012 des simulations (en haut) MED initialisées avec MED36v50-ARPERA3 et (en bas) PSY initialisées par PSY2V4R4.

Chapitre 5

Couche de mélange océanique pendant la SOP1 HyMeX : Sensibilité à la paramétrisation des flux turbulents et aux conditions initiales et aux limites

Ce chapitre va nous permettre d'examiner l'évolution de la CMO durant la SOP1. Ensuite, nous évaluons la sensibilité de la CMO à la paramétrisation des flux ainsi qu'aux conditions initiales et aux limites. Les bilans de température et de salinité seront utilisés pour étudier les processus physiques dans la CMO. Enfin, la comparaison aux observations nous permettra de conclure sur la meilleure des configurations, parmi celles dont nous disposons, pour le compartiment océanique pour les simulations du système couplé (dans la partie III).

5.1 Description de la CMO dans la simulation de référence : ECMED

Dans cette section, nous allons évaluer la circulation de surface de la simulation de référence en la comparant à celle décrite par Millot et Taupier-Letage (2005) puis examiner les contenus moyens sur la SOP1 en température et en salinité dans la CMO.

La circulation des eaux de surface en Méditerranée débute par l'entrée par le détroit de Gibraltar des eaux chaudes et peu salées de l'océan Atlantique (AW, *Atlantic Water* en anglais, Figure 5.1a). Ce flux rentrant par le détroit de Gibraltar décrit dans un premier temps, selon Millot et Taupier-Letage (2005), un tourbillon anticyclonique entre l'Espagne et le Maroc. Dans ECMED, ce tourbillon est cyclonique (Figure 5.1b). Cette différence est probablement attribuable à la position de la frontière ouverte du modèle par rapport à la position de ce tourbillon. Néanmoins, le modèle représente bien ensuite les tourbillons algériens suivants, anticycloniques.

L'AW progresse vers l'est depuis le bassin Algérien-est et vers le nord sous forme de tourbillons, formant le Front Baléares. Au sud de la Sardaigne, une partie des AW forme la veine nord-Tunisienne et continue de longer les côtes africaines, puis passe dans le bassin oriental en traversant le détroit de Sicile. Une autre partie, la veine Tyrrhénienne, longe la Sicile et l'Italie et remonte vers le Canal de Corse et les eaux de surface deviennent plus froides au contact des masses d'air froides et plus salées à cause de l'évaporation.

À l'est du Déroit de Bonifacio, on observe bien la présence du tourbillon cyclonique créé par les vents d'ouest qui sont accélérés par effet Venturi.

Au nord du bassin occidental, dans le sous-bassin Ligurien, commence le Courant Nord Méditerranéen, qui constitue la veine nord de la circulation cyclonique du bassin. Ce courant fait l'objet de nombreuses études et ses principales caractéristiques sont décrites dans la thèse de Gatti (2008). On remarquera toutefois que la vitesse moyenne de ce courant est entre 15 et 25 cm.s^{-1} dans ECMED alors que Gatti (2008) propose une vitesse moyenne en automne entre 30 et 50 cm.s^{-1} .

Dans la zone du plateau du golfe du Lion, la circulation est fortement influencée par la variation spatiale du vent. Estournel *et al.* (2003) montrent que les rotationnels du Mistral et de la Tramontane peuvent induire une circulation anticyclonique sur la partie nord du plateau et cyclonique sur la partie ouest en période stratifiée (Petrenko *et al.*, 2008). On observe sur le champ moyen du courant de surface pendant la SOP1 une trace de ces circulations. Dans le sous-bassin Catalan, le Courant Nord atteint le canal d'Ibiza où il se scinde en deux. Une partie traverse le canal alors que l'autre partie se dirige vers le nord-est et forme le courant des Baléares.

La simulation ECMED représente donc bien les principales caractéristiques de la circulation océanique de surface en Méditerranée occidentale.

Le contenu moyen de température [salinité] (Figure 5.1c et d) dans la CMO, montre un gradient nord-sud [ouest-est] sur le domaine (de 18°C au Nord [36,5 psu à l'ouest] à 24°C au sud [38,5 psu à l'est]), dû à cette circulation générale en Méditerranée et à l'interaction avec les masses d'air froides et sèches. Le golfe du Lion est la zone la plus froide (environ 18°C), en raison des upwellings côtiers et du mélange vertical dus au Mistral et à la Tramontane fréquents sur la région. Cette région est également l'une des plus salées à cause de l'évaporation intense due à la fois aux vents et aux forts contrastes thermiques et/ou d'humidité pendant la SOP1. Le sous-bassin Algérien ouest, où entre l'AW, est à l'inverse la zone la plus chaude (23-24°C) et la moins salée (36-36,5 psu).

5.2 Sensibilité de la CMO à la paramétrisation des flux

Dans cette section, on compare les simulations deux à deux afin d'examiner la sensibilité de la CMO aux paramétrisations de flux turbulents tout en s'affranchissant des effets de l'initialisation qui seront examinés par la suite.

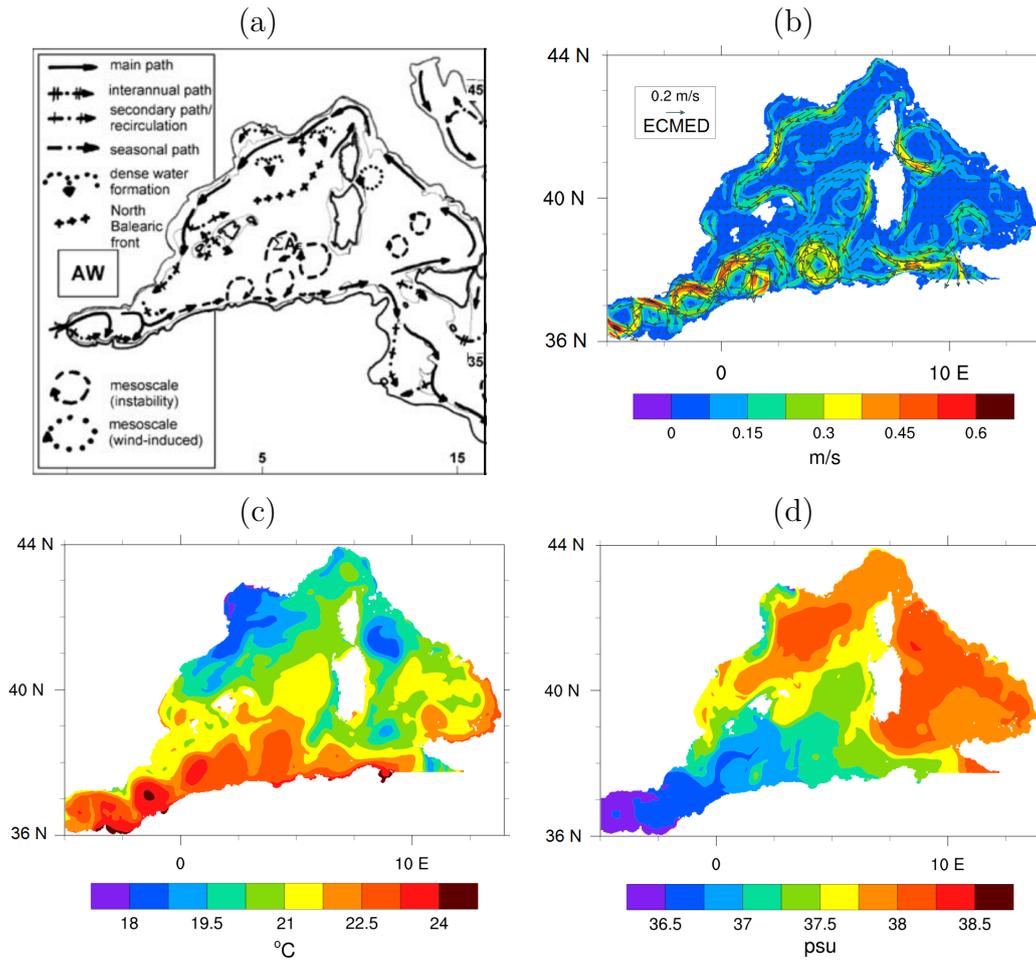


FIGURE 5.1 – (a) Circulation générale de surface dans le bassin méditerranéen occidental. Le symbole ΣA_E représente la zone d’accumulation de tourbillons dans le sous-bassin Algérien est. Source : Millot et Taupier-Letage (2005). (b) Courants de surface moyens pendant la SOP1 pour la simulation de référence ECMED. Contenus moyens dans la CMO de (c) température et (d) salinité pendant la SOP1.

Dans un premier temps, on compare les simulations MED. Que ce soit pour les contenus dans la CMO en température (Figure 5.2a), en salinité (Figure 5.2b), la MLD (Figure 5.2c) ou la SSH (Figure 5.2d), la distribution spatiale des différences entre les simulations ECMED et COMED ne correspond pas à celle des différences de forçages décrites précédemment (Figure 4.7). Les différences semblent plutôt reliées à l’intensité de la circulation dans la CMO. En effet, ces différences sont plus intenses dans la partie sud du domaine, le long de la veine Tyrrhénienne et du Courant Nord. Au sud du domaine, au niveau des tourbillons algériens, on remarque la présence de plusieurs dipôles, d’une intensité d’environ $0,6^\circ\text{C}$ en température, $0,04$ m en SSH et 6 m en MLD. Le long de la veine Tyrrhénienne et dans la partie Ligure du Courant Nord, la simulation ECMED est plus chaude d’environ $0,8^\circ\text{C}$ et $0,2^\circ\text{C}$, respectivement. Elle a également une SSH plus importante de $0,04$ m et une MLD plus profonde d’environ 2 m.

Pour la salinité, les différences entre les deux simulations sont faibles sur le domaine. Autour des îles Baléares, la simulation COMED est plus salée de plus de 0,24 psu, en raison d'une évaporation plus importante dans cette région avec CO (Figure 4.9). Dans le golfe du Lion, la simulation ECMED est plus salée de plus de 0,24 psu, or l'évaporation est quasiment identique entre EC et CO en moyenne dans cette zone.

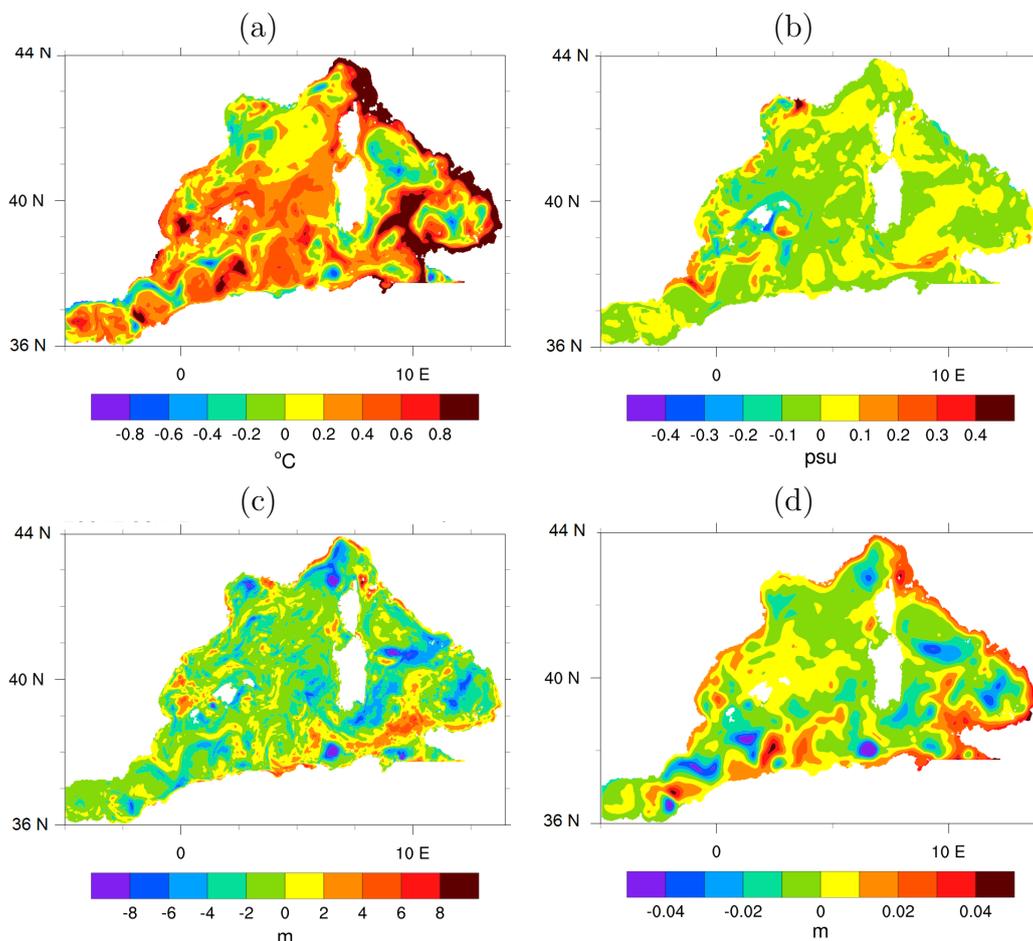


FIGURE 5.2 – Différences moyennes sur la SOP1 entre les simulations ECMED et COMED des contenus moyens dans la CMO (a) en température, (b) en salinité, (c) de la MLD et (d) de la SSH.

On compare alors les courants de surface moyennés sur la SOP1 des deux simulations (Figure 5.3a). On remarque que dans les zones riches en tourbillons, les directions et les intensités des courants sont très différentes. Les dipôles des tourbillons algériens ont des différences dans les vitesses de courants de surface qui dépassent $0,12 \text{ m.s}^{-1}$ en moyenne sur la SOP1. Pour la veine Tyrrhénienne et le Courant Nord, la vitesse moyenne sur la SOP1 du courant de surface de la simulation ECMED est plus importante d'environ $0,12 \text{ m.s}^{-1}$ que celle de la simulation COMED. Dans la simulation COMED, la partie Ligure du Courant Nord est très peu marquée car on a une faible convergence des courants Est Corse et Ouest Corse, à l'origine de la

formation du Courant Nord (Astraldi *et al.*, 1990). Les champs des différences de température, salinité, MLD et SSH entre les deux simulations présentent les mêmes structures que celui des différences de courants. La CMO est donc très sensible aux modifications de la dynamique et son épaisseur permet de propager verticalement les effets du forçage en surface.

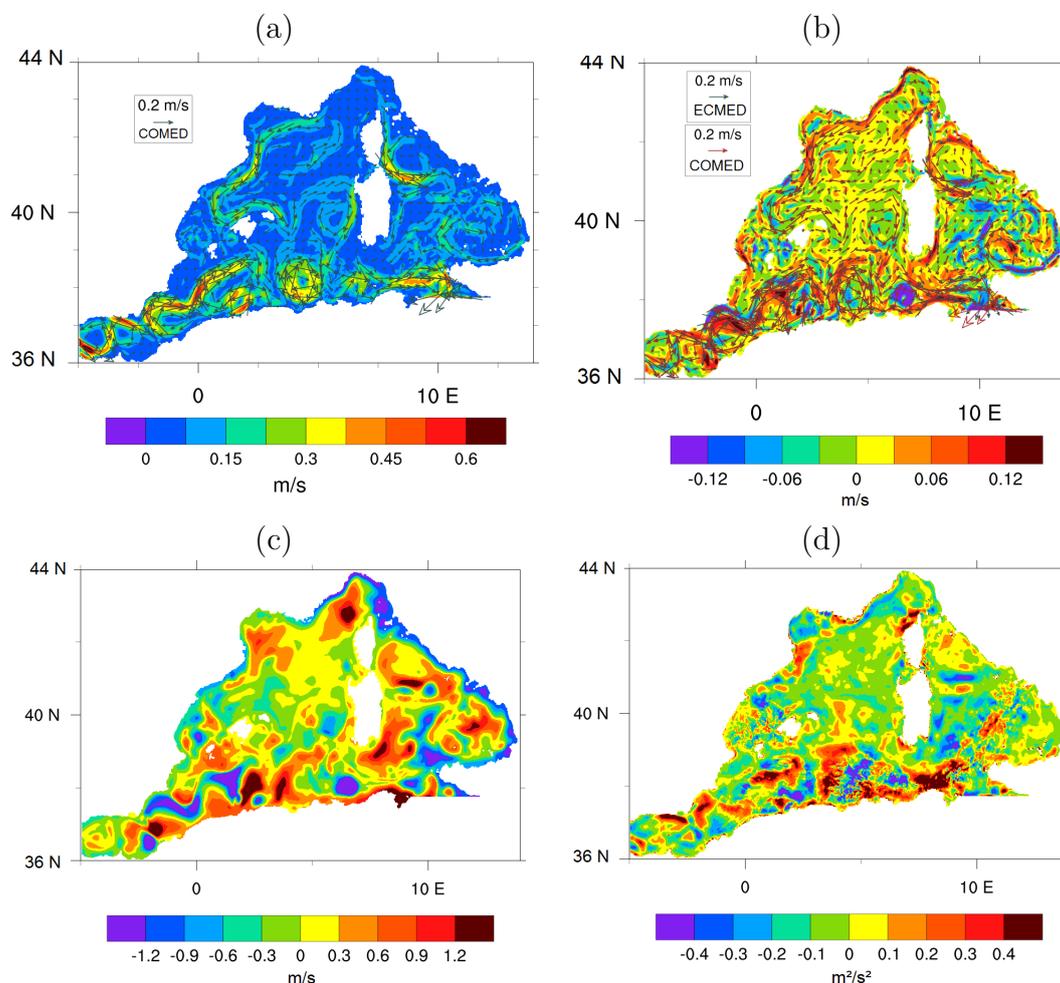


FIGURE 5.3 – (a) Courants de surface moyens pendant la SOP1 pour la simulation COMED. Différences moyennes sur la SOP1 entre les simulations ECMED et COMED (b) pour le courant de surface (vitesse, couleurs), (c) le courant géostrophique et (d) le Wind Energy Flux (WEF). Les courants de surface moyens des simulations ECMED et COMED sont représentés par des vecteurs gris et marrons, respectivement.

Le modèle n'étant pas contraint (pas d'assimilation de données), les structures de méso-échelle sont libres de se développer dans les simulations océaniques. L'apport de chaleur est également différent dans les deux simulations, ce qui implique une modification des gradients de densité, donc de la géostrophie et des courants de surface qui sont généralement moins rapides dans COMED (Figure 5.3a et b). Ceci se confirme par le champ de différences du courant géostrophique (Figure 5.3c), où l'on retrouve les mêmes structures que dans le champ de différences de courants

(Figure 5.3b), principalement dans la partie sud du domaine. Cependant, les intensités des différences de courant géostrophique sont supérieures aux intensités de différences de courants, ce qui veut dire que la composante d'Ekman du courant (induite par le vent) compense les fortes différences du courant géostrophique. On vérifie ici cette hypothèse de façon qualitative, en calculant la différence de WEF (*Wind Energy Flux*) entre ECMED et COMED (Figure 5.3c). Le WEF se définit par le produit scalaire entre le vent et le courant de surface, et représente le flux d'énergie apportée en surface par le vent. De plus, le WEF représente la source de la composante d'Ekman du courant. On remarque dans ce champ de différences de WEF (Figure 5.3d) que la localisation des patches de valeurs positives [négatives] coïncide avec la localisation des patches de valeurs négatives [positives] de différences de courant géostrophiques. Les différences de courant géostrophiques peuvent donc être compensées par les différences du courant induit par le vent, illustré ici par le WEF.

Les différences de température dans la CMO ne sont pas constantes pendant toute la SOP1 et n'évoluent pas de façon régulière. En effet, au début de la période, elles sont quasiment nulles. Ce n'est qu'à certains moments clés que ces différences vont augmenter rapidement, à savoir pendant les événements de vents forts, quand les différences de flux entre EC et CO sont importantes (voir Figure 4.9). En dehors de ces périodes, les patches de différences de température qui se sont développés n'évoluent quasiment pas mais se déplacent avec la dynamique océanique. Le cas de l'évènement de Mistral du 28 Octobre illustre bien ceci (Figure 5.4). Avant cet évènement, la différence de température entre ECMED et COMED est d'environ $0,4^{\circ}\text{C}$ (ECMED plus froide) dans le golfe du Lion et le sous-bassin Tyrrhénien. Cette différence augmente le 28 Octobre jusqu'à $1,2^{\circ}\text{C}$ (ECMED plus froide) et se maintient jusqu'à la fin de la SOP1.

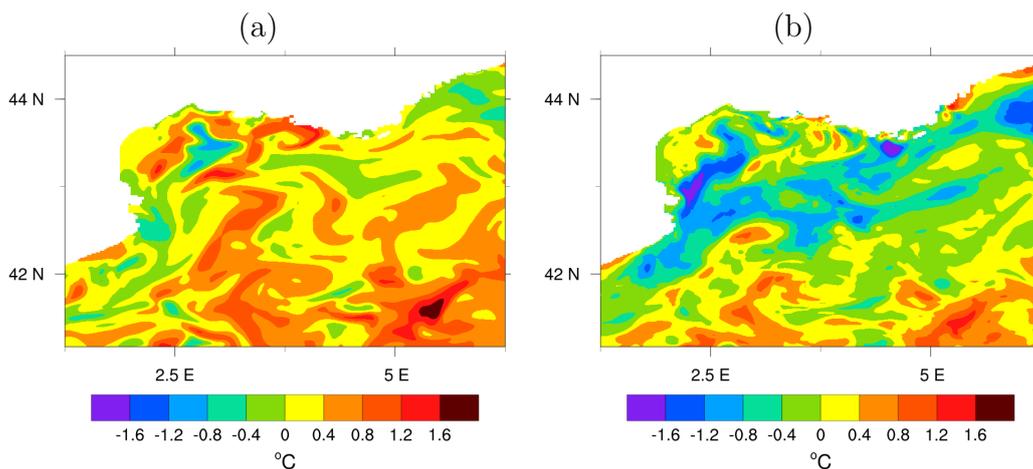


FIGURE 5.4 – Différences des contenus en température dans la CMO entre les simulations ECMED et COMED le (a) 27 octobre à 00UTC et (b) le 29 octobre à 00UTC.

À présent, on compare les simulations PSY. Que ce soit pour les contenus en

température (Figure 5.5a) et salinité (Figure 5.5b), la MLD (Figure 5.5c) ou la SSH (Figure 5.5d), on remarque que les champs sont très similaires à ceux de la comparaison des simulations MED.

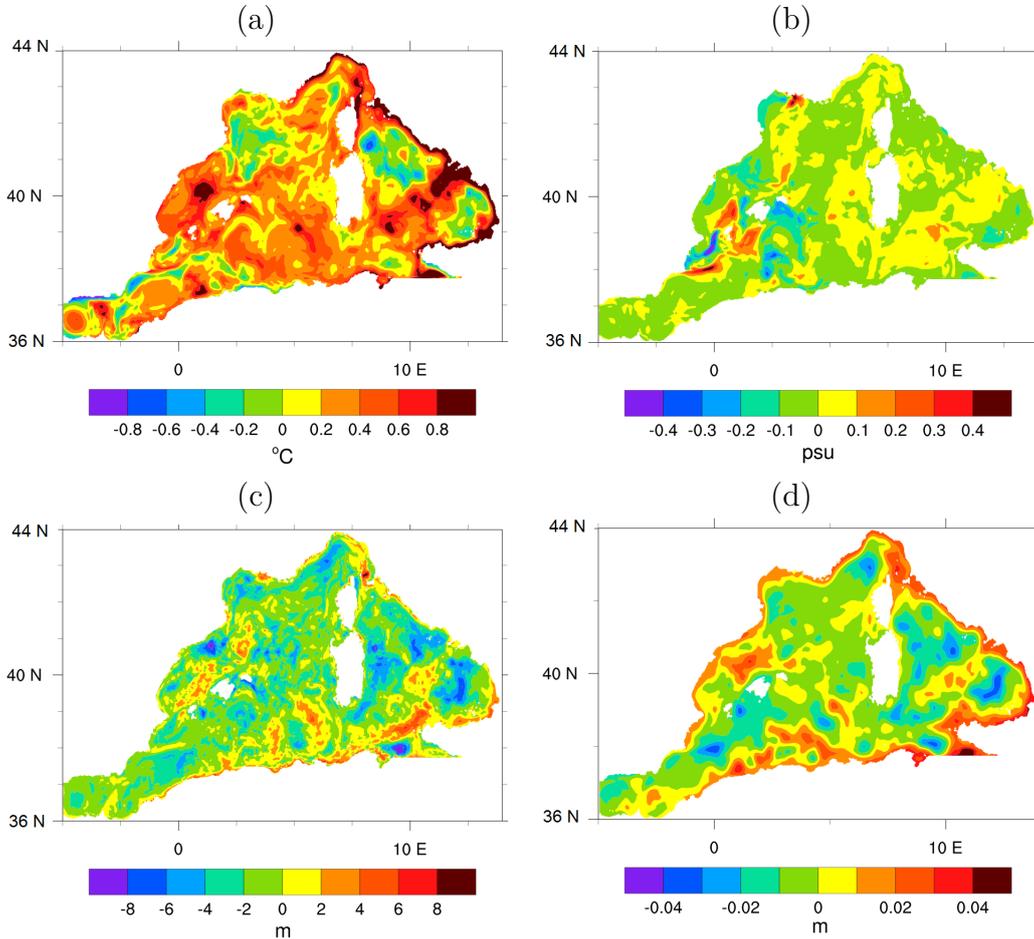


FIGURE 5.5 – Différences moyennes sur la SOP1 entre les simulations ECPSY et Copsy des contenus moyens dans la CMO (a) en température, (b) en salinité, (c) de la MLD et (d) de la SSH.

En effet, on retrouve plusieurs dipôles au sud du domaine, au niveau des tourbillons algériens et dans le sous-bassin Tyrrhénien, dont l'intensité des différences entre les simulations ECPSY et Copsy est autour de $0,8^{\circ}\text{C}$ en température, atteint $0,04\text{ m}$ en SSH et 8 m en MLD. Cependant, les structures tourbillonnaires étant moins nombreuses pour ces simulations, les dipôles sont moins marqués. On retrouve également les mêmes différences pour ces paramètres le long de la veine Tyrrhénienne et du Courant Nord, avec des intensités similaires. Concernant la salinité, on voit que les différences entre les deux simulations se situent principalement en mer Baléares, où les tourbillons sont nombreux et produits par l'instabilité du Front Baléares, avec alternativement des zones où ECPSY est plus ou moins salée que Copsy (d'environ $0,2\text{ psu}$). À nouveau, les différences des courants moyens sur la SOP1 des simulations ECPSY et Copsy (Figure 5.6) montrent que dans ces

CHAPITRE 5. COUCHE DE MÉLANGE OCÉANIQUE PENDANT LA SOP1 HYMEX :
SENSIBILITÉ À LA PARAMÉTRISATION DES FLUX TURBULENTS ET AUX
CONDITIONS INITIALES ET AUX LIMITES

zones dynamiques, les directions et les intensités des courants sont différentes. Ceci est dû aux mêmes phénomènes que précédemment. Les différences de vitesses de courant entre ces simulations sont significatives et autour de $0,12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ en moyenne sur la SOP1.

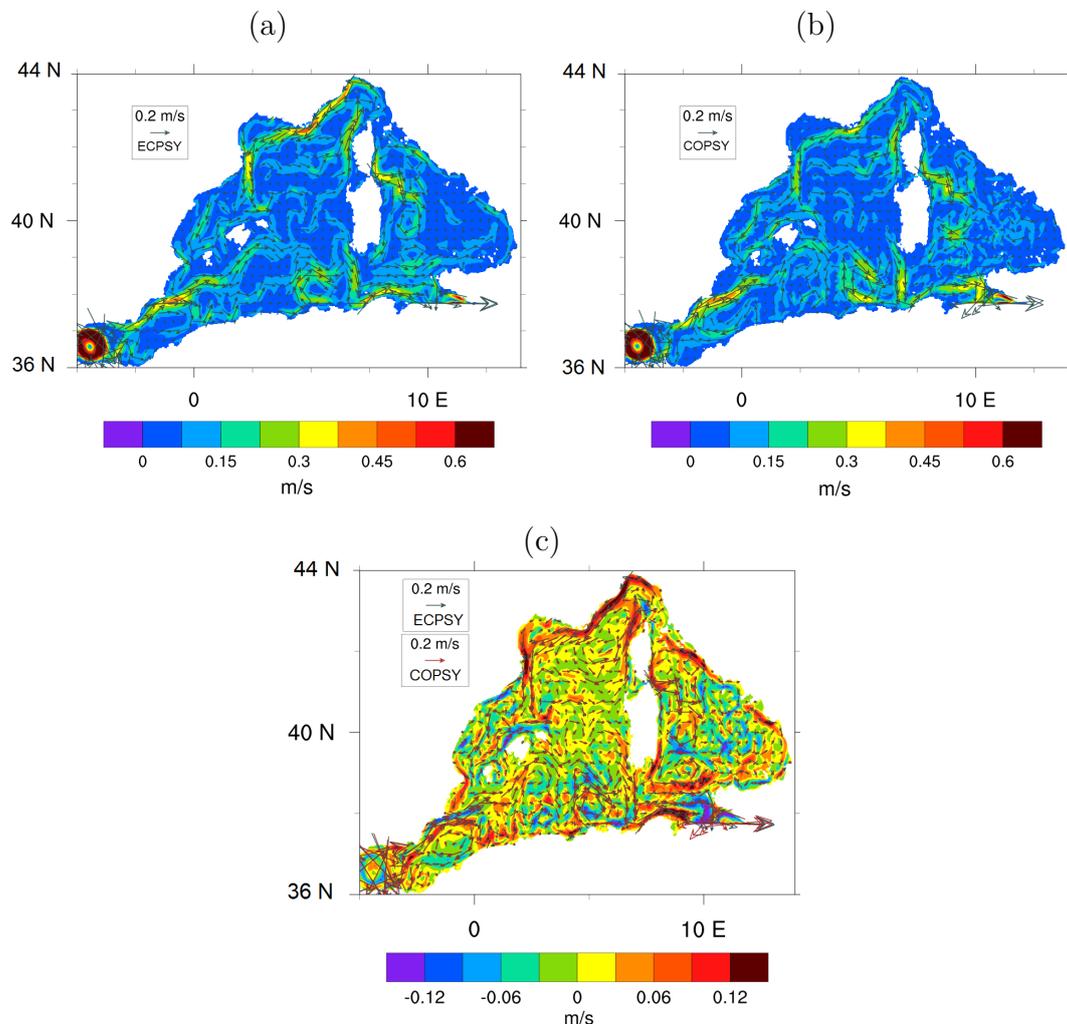


FIGURE 5.6 – Courants de surface moyens pendant la SOP1 pour les simulations (a) ECPSY et (b) COPSY. (c) Différence des courants de surface moyens pendant la SOP1 (vitesse en couleurs) entre les simulations ECPSY (vecteurs gris) et COPSY (vecteurs marrons).

Malgré le changement d'initialisation, les différences entre les simulations ECPSY et COPSY sont globalement similaires à celles entre les simulations ECMED et COMED, ce qui nous permet de confirmer que les différences de flux turbulents modifient principalement la dynamique, quelque soit l'état initial. Le déplacement des structures de méso-échelle est la principale source de différences pour la CMO, et non le forçage.

5.3 Sensibilité aux conditions initiales et aux frontières

Dans cette section, nous examinons l'impact des conditions initiales et aux frontières sur la CMO. On compare dans un premier temps les simulations ECs.

Pour le contenu en température dans la CMO (Figure 5.7a), ECPSY est en général plus chaude sur la quasi totalité du domaine (entre 0,8 et environ 3,2°C) en moyenne sur la SOP1 sauf à l'entrée des AW dans le sous-bassin ouest Algérien où elle est plus froide d'environ 1 à 3°C. Le long des côtes, ECPSY est particulièrement plus chaude que ECMED, d'environ 2,4°C. Pour le contenu en sel (Figure 5.7b), ECPSY est en moyenne plus salée que ECMED. Au nord et à l'est des Baléares, les différences sont généralement entre 0,2 et 0,8 psu. Concernant la différence de MLD

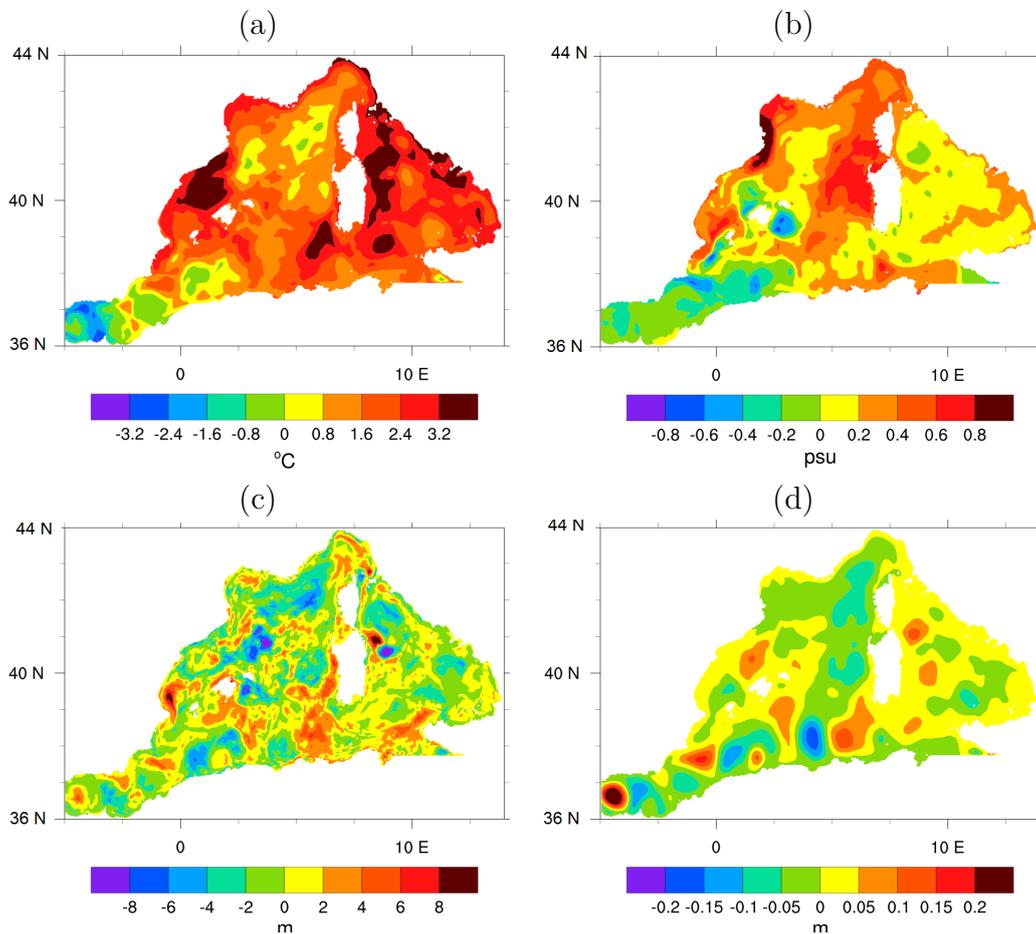


FIGURE 5.7 – Différences moyennes sur la SOP1 entre les simulations ECPSY et ECMED des contenus moyens dans la CMO (a) en température, (b) en salinité, (c) de la MLD et (d) de la SSH.

(Figure 5.7c), on remarque la présence de nombreux dipôles d'amplitude comprise entre ± 4 et ± 8 m. Pour la différence de SSH (Figure 5.7d), les dipôles sont marqués au sud du domaine (tourbillons algériens), dans le sous-bassin Catalan et Tyrrhénien,

CHAPITRE 5. COUCHE DE MÉLANGE OCÉANIQUE PENDANT LA SOP1 HYMEX :
SENSIBILITÉ À LA PARAMÉTRISATION DES FLUX TURBULENTS ET AUX
CONDITIONS INITIALES ET AUX LIMITES

d'amplitude comprise entre $\pm 0,1$ et $\pm 0,2$ m. Dans le reste du domaine, les différences de SSH sont quasiment nulles.

Lorsque l'on compare les courants de surface moyens (Figure 5.8a), on remarque qu'à nouveau, les différences entre les simulations se trouvent dans les zones dynamiques comme les tourbillons algériens et le Courant Nord. En ce qui concerne les tourbillons algériens, les courants ECMED sont bien plus intenses que pour ECPSY. Les différentes conditions aux frontières ouvertes peuvent avoir un impact important dans ces zones, puisque les tourbillons algériens sont proches de la frontière ouverte ouest. Pour le Courant Nord, sa vitesse moyenne dans la simulation ECPSY est supérieure d'environ $0,2-0,3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ à ceux de la simulation ECMED. La vitesse du

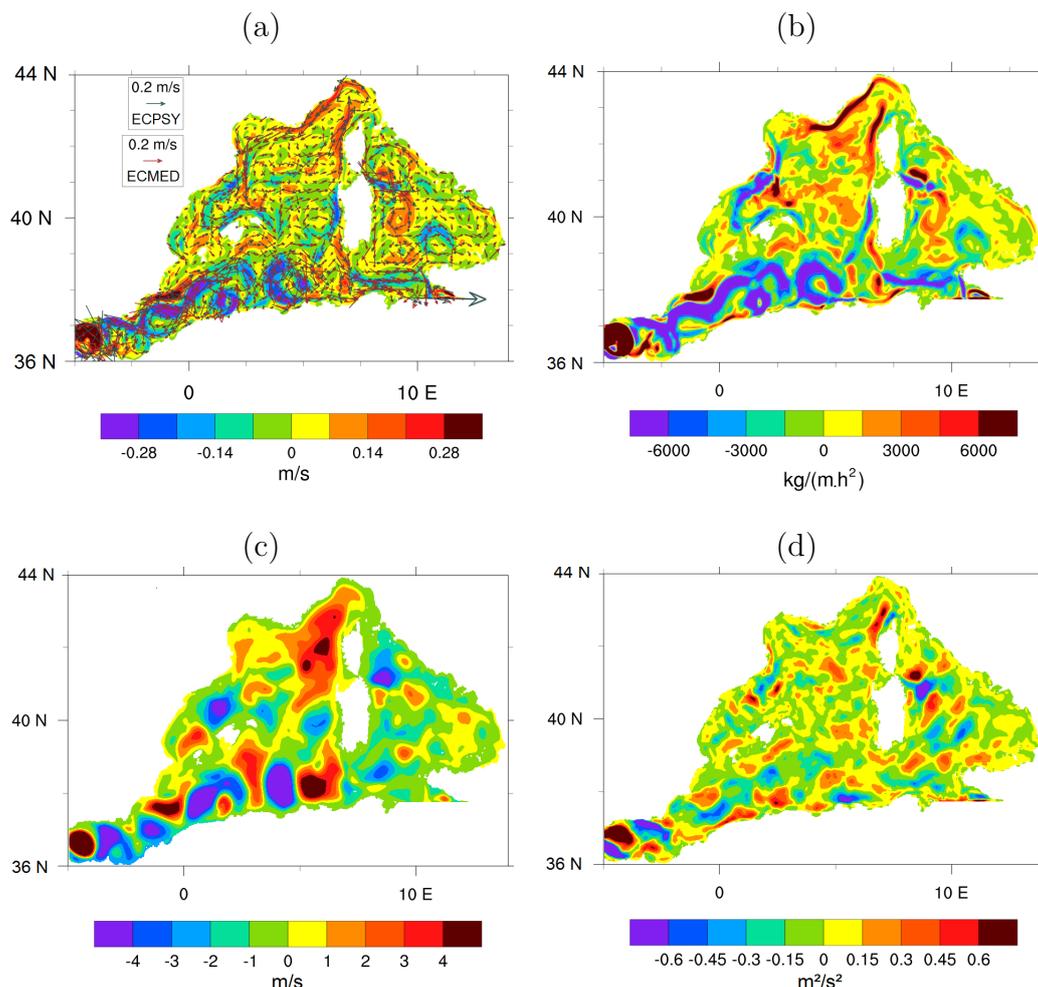


FIGURE 5.8 – (a) Différence des courants de surface moyens pendant la SOP1 (vitesse en couleurs) entre les simulations ECPSY (vecteurs gris) et ECMED (vecteurs marrons). (b) Champ moyen sur la SOP1 de différence d'énergie cinétique entre les simulations ECPSY et ECMED. Différence (c) de courant géostrophique et (d) de WEF moyens sur la SOP1 entre ECPSY et ECMED

Courant Nord de ECPSY correspond donc mieux aux valeurs que l'on retrouve dans la littérature (Gatti, 2008). Les différences de courant correspondent aux différences

d'énergie cinétique moyenne sur la SOP1 (Figure 5.8b). Ces différences proviennent des conditions initiales en température et salinité qui ont conduit à une circulation géostrophique différente (Figure 5.8c). Or, comme précédemment, les différences des courants géostrophiques sont supérieures aux différences de courant, mais cette différence peut être compensée par la composante du courant d'Ekman illustrée par le WEF (Figure 5.8d). Cependant, ici, les différences de WEF ne sont pas dues au forçage mais aux courants différents. Les différences moyennes de contenus en température et en salinité dans la CMO correspondent aux différences observées en début de période, dues à l'initialisation.

Si on compare désormais les simulations COs, les champs des différences observés sont similaires à ceux précédemment étudiés (Figure 5.9). Ceci montre que quels que soient les flux turbulents à la surface, l'initialisation et les conditions aux limites du modèle océanique et les conditions aux frontières jouent un rôle important dans la représentation de la CMO et sur la circulation de surface.

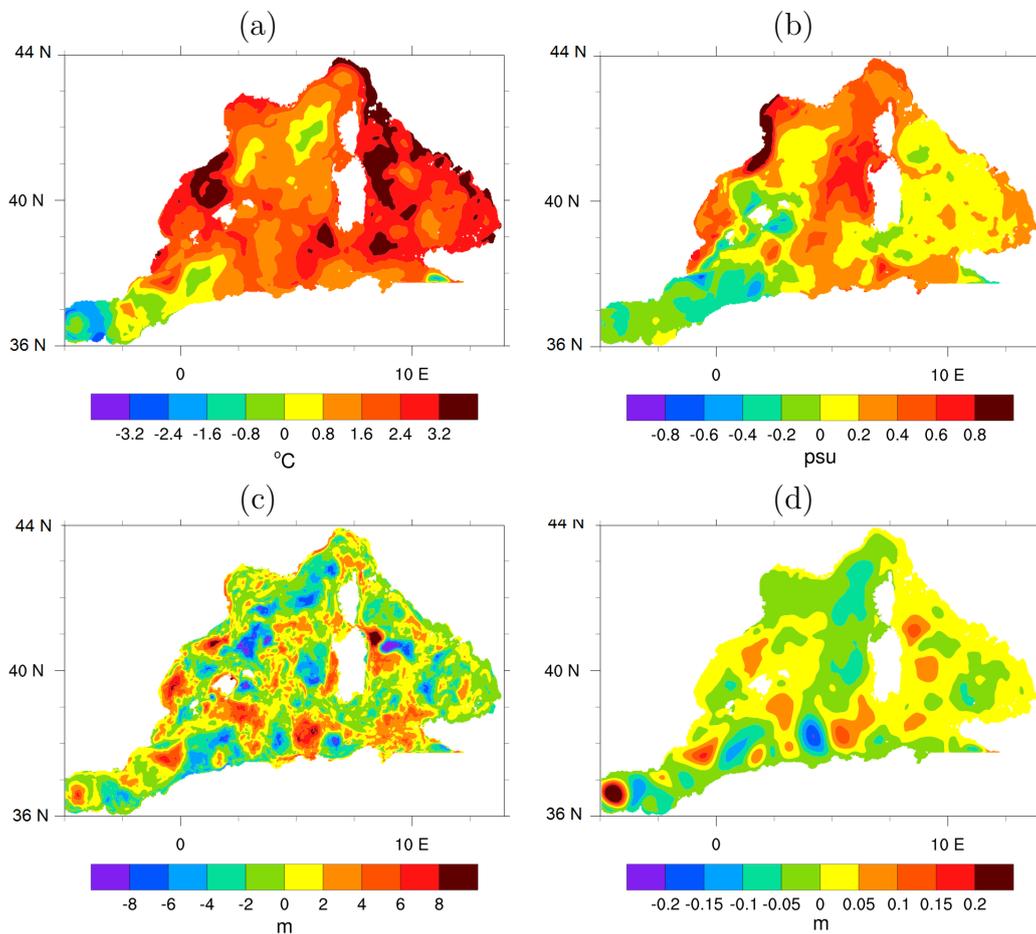


FIGURE 5.9 – Différences moyennes sur la SOP1 entre les simulations COPSY et COMED des contenus moyens dans la CMO (a) en température, (b) en salinité, (c) de la MLD et (d) de la SSH.

En conclusion, les comparaisons entre les simulations ECMED et COMED, puis

ECPSY et COPSYP, ont montré que les paramétrisations de flux avaient principalement une influence sur la dynamique, modifiant les directions et les vitesses des courants. Il en résulte des positions différentes des structures de méso-échelles. Les comparaisons entre les simulations ECMED et ECPSY puis COMED et COPSYP ont montré que les différences dans l'état initial et les conditions limites persistent pendant la simulation, modifiant la dynamique.

5.4 Bilans de température et salinité

On s'intéresse à présent aux bilans des traceurs (température, salinité) dans la CMO (voir section 4.2) sur la SOP1 dans les 3 boîtes (GoL, Cat et Tyr) définies dans la Figure 4.8. L'objectif est de déterminer quel(s) terme(s) domine(nt) le bilan total et également s'il y a des différences de contribution de chaque terme entre les simulations.

Les bilans totaux en température et salinité des deux simulations ECs [COs] sont similaires. L'état initial n'a donc aucune influence sur les bilans de température et de salinité à l'échelle d'une boîte. Ceci s'explique par le fait que les boîtes sont peu profondes, donc les bilans traduisent en premier lieu les effets des forçages en surface.

Dans la boîte GoL (Figure 5.10a), le bilan total en température est quasiment similaire entre ECs et COs ($\simeq -4^\circ\text{C}$ en 63 jours). De plus, les simulations montrent un comportement très proche à l'exception des termes d'advection verticale (zad) et d'advection horizontale (adh). Les termes de forçage en surface ($for \simeq -3^\circ\text{C}$), d'entraînement ($ent \simeq -3^\circ\text{C}$) et de diffusion verticale ($zdf \simeq -1^\circ\text{C}$) tendent à faire diminuer la température dans les quatre expériences. On notera que le terme d'entraînement est plus important que celui de diffusion verticale, contrairement à ce que l'on peut retrouver dans plusieurs études (*e.g.* Dourado et Caniaux, 2001; Giordani *et al.*, 2013). Ceci est dû à l'occurrence des épisodes de Mistral durant la SOP1 qui entraînent de fréquentes et intenses modifications de la profondeur de la CMO. Les termes de forçage sont proches entre les simulations ECs et COs car même si la série temporelle de DQ_{net} (Figure 4.9) présente quelques pics importants, ces pics sont ponctuels, et ces différences, même cumulées sur la SOP1, ne suffisent pas à avoir un impact global important. Les termes d'advection verticale et d'advection horizontale tendent à faire augmenter la température. On peut voir qu'il y a des contributions antagonistes entre les termes de forçage et d'advection (verticale et horizontale), indiquant que la dynamique tend à s'opposer au forçage subit en surface. Le refroidissement dû au forçage, à l'entraînement et à la diffusion verticale est donc finalement compensé par un réchauffement dû à l'advection (verticale et horizontale). L'eau de surface refroidie s'alourdit et coule, expliquant la contribution positive de zad . D'ailleurs, la moyenne sur la SOP1 dans la boîte de la composante verticale du courant est dirigée vers le fond confirmant cette hypothèse. Le terme de diffusion latérale ldf a une contribution négligeable devant les autres termes. Dans cette boîte, on remarque que ce sont les contributions des advections verticales et horizontales qui sont significativement modifiées lorsque la paramétrisation des flux turbulents est changée. Cependant la somme des advections est inchangée. De plus, les simulations ECs ont des écarts-types plus importants que les simulations COs

pour l'advection (horizontale et verticale). Ceci semble lié à l'intensité du Courant Nord plus importante dans ECs (Figure 5.3).

Pour la salinité dans GoL (Figure 5.10b), on remarque que les bilans totaux sont similaires entre ECs et COs ($\simeq 0,5$ psu en 63 jours), ainsi que les contributions de chaque terme. Les termes d'entraînement ($ent \simeq 0,5$ psu), d'advection verticale ($zad \simeq 1,25$ psu) et de diffusion verticale ($zdf \simeq 0,25$ psu) tendent à augmenter la salinité dans la CMO. Il s'agit des processus verticaux qui font interagir la CMO avec les eaux des couches plus profondes. L'advection horizontale tend, en moyenne, à faire diminuer la salinité ($adh \simeq -1,5$ psu), principalement à cause de l'advection du panache du Rhône. Les écarts-types importants sont dus principalement à l'eau douce (salinité nulle) injectée par ruissellement et précipitations, mais également à la forte évaporation due au Mistral. Malgré ces écarts-types importants, le terme de diffusion latérale a une contribution négligeable en moyenne sur la boîte par rapport aux autres termes.

Dans la boîte Cat (Figure 5.10c), le bilan total en température est comme précédemment quasiment similaire entre ECs et COs ($\simeq -6,5^\circ\text{C}$ en 63 jours). Toutefois, dans cette boîte, on remarque un comportement différent des termes de forçage, d'entraînement et d'advection horizontale entre ECs et COs. Les termes de forçage ($for \simeq -6,5^\circ\text{C}$ pour COs et $for \simeq -5^\circ\text{C}$ pour ECs), d'entraînement ($ent \simeq -0,5^\circ\text{C}$ pour COs et $ent \simeq -1^\circ\text{C}$ pour ECs) et de diffusion verticale ($zdf \simeq -0,5^\circ\text{C}$) tendent à faire diminuer la température. Le terme d'advection verticale ($zad \simeq +0,5^\circ\text{C}$) tend à la faire augmenter de manière similaire à ce qui a été trouvé pour la boîte GoL. Pour le terme d'advection horizontale, on voit que pour ECs, il tend à faire diminuer la température ($adh \simeq -0,5^\circ\text{C}$) alors que pour COs, il tend à la faire augmenter ($adh \simeq +0,5^\circ\text{C}$). La diminution de température due au forçage est plus importante avec COs dans le sous-bassin Catalan, ce qui est en accord avec la Figure 4.7a. En effet, contrairement à la boîte GoL, la série temporelle de DQ_{net} (Figure 4.9) montre un retrait de chaleur continu de l'océan vers l'atmosphère supérieur avec CO. La différence de comportement de l'advection horizontale dans les simulations ECs et COs peut être dû à une advection d'eaux plus froides dans les simulations ECs depuis le golfe du Lion (Figure 5.2a). Enfin, on voit à nouveau que la contribution du terme de diffusion latérale est négligeable devant les autres termes.

Pour la salinité dans la boîte Cat (Figure 5.10d), le bilan total des 4 simulations est similaire ($\simeq 0,2$ psu en 63 jours), ainsi que les contributions de chaque terme. Les termes de forçage ($for \simeq 0,25$ psu), d'entraînement ($ent \simeq 0,25$ psu), d'advection verticale ($zad \simeq 0,1$ psu) et de diffusion verticale ($zdf \simeq 0,1$ psu) tendent à augmenter la salinité alors que le terme d'advection horizontale ($adh \simeq -0,5$ psu) la diminue. À nouveau, on remarque un écart-type important, pouvant être causé par les eaux fluviales de l'Ebre qui se jettent dans le sous-bassin Catalan ainsi que celles du panache du Rhône qui peuvent entrer dans la boîte par le nord, et/ou par les conditions atmosphériques. En effet, un épisode de pluie va rapidement faire diminuer la salinité de surface par apport d'eau douce alors que la Tramontane va augmenter la salinité par évaporation. Le terme de diffusion latérale a à nouveau une contribution négligeable.

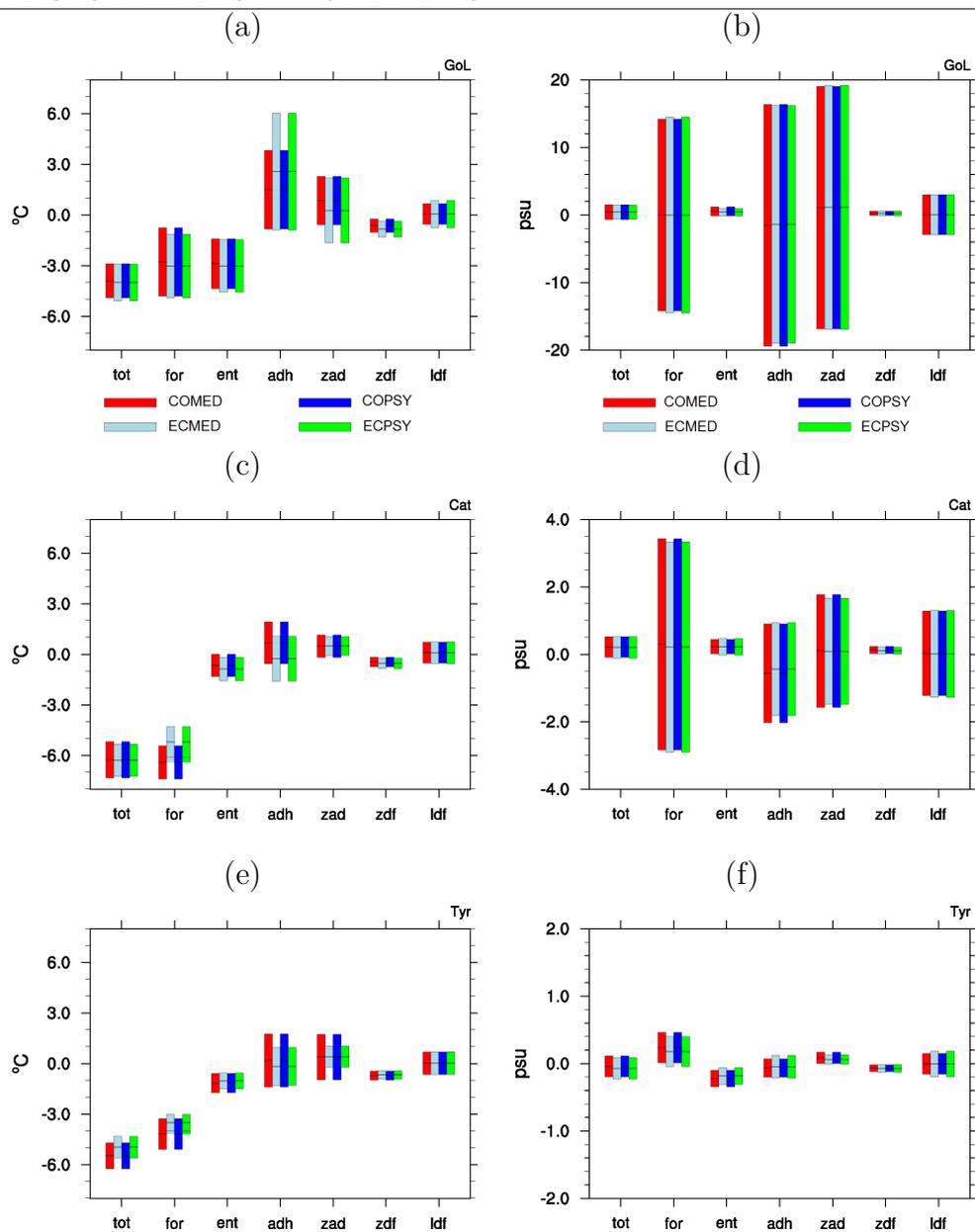


FIGURE 5.10 – Cumul sur la SOP1 des bilans totaux dans la CMO de température et salinité, et des termes contribuant à ces bilans référencés dans l’équation 4.18, moyennés sur les boîtes (a-b) GoL, (c-d) Cat et (e-f) Tyr, et encadrés par l’écart-type de chaque boîte.

Dans la boîte Tyr (Figure 5.10e), le bilan total en température est légèrement différent entre ECs et COs ($\simeq -5,5^{\circ}\text{C}$ pour COs et $\simeq -5^{\circ}\text{C}$ pour ECs en 63 jours). Des comportements différents dans les termes de forçage et d’advection horizontale sont à noter. Le refroidissement dans cette boîte est dû aux termes de forçage ($for \simeq -4^{\circ}\text{C}$ pour COs et $for \simeq -3,5^{\circ}\text{C}$ pour ECs), d’entraînement et de diffusion verticale (ent et $zdf \simeq -1^{\circ}\text{C}$). Les termes d’advection verticale ($zad \simeq +0,5^{\circ}\text{C}$) et horizontale

($adh \simeq +0,5^\circ\text{C}$ pour COs et $adh \simeq +0,1^\circ\text{C}$ pour ECs) tendent à augmenter la température. La diminution de température due au forçage est plus importante avec COs dans le sous-bassin Tyrrhénien, ce qui est à nouveau en accord avec la Figure 4.7a. Ceci correspond à une perte de chaleur plus importante et continue avec CO (Figure 4.9). On retrouve à nouveau des contributions antagonistes entre les termes de forçage et d'advection (horizontale et verticale). Le réchauffement dû à l'advection horizontale est moins important dans ECs que dans COs (d'environ $0,4^\circ\text{C}$), mais ceci est compensé par les différences de forçage quasiment équivalentes. La dispersion des valeurs dans les contributions des termes d'advection est également différente, ce qui peut être dû aux différences de vitesses du courant dans la veine Tyrrhénienne entre les simulations ECs et COs (Figure 5.3).

Pour la salinité (Figure 5.10f), le bilan total des quatre simulations est quasiment nul. Les contributions de chaque terme sont également quasiment nulles, avec des écarts-typiques maximums d'environ 0,2 psu. N'ayant aucun fleuve majeur se jetant dans cette boîte et les vents étant moins forts que dans les deux autres boîtes (Figure 4.6 b), les écarts-typiques sont moins importants.

En résumé, on a vu que la température dans les boîtes a tendance à diminuer alors que la salinité augmente, ce qui est cohérent avec la saison étudiée (automne). Les schémas de la Figure 5.11 résument les contributions des processus physiques en jeu dans les bilans de température et de salinité. Durant la SOP1, le refroidissement et l'augmentation de la salinité sont principalement dus aux forçages atmosphériques et à l'entraînement vertical alors que l'advection (horizontale et verticale) tend à compenser ces deux termes, en particulier pour la température.

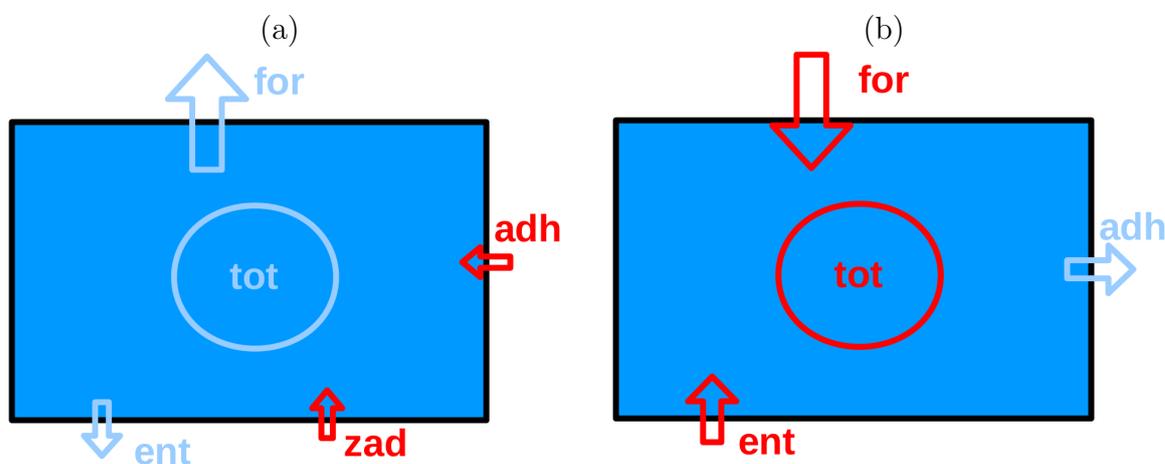


FIGURE 5.11 – Schémas résumant les contributions des processus physiques en jeu dans les bilans (a) de température et (b) de salinité. Les termes représentés en bleu clair avec une flèche dirigée vers l'extérieur de la boîte indiquent une perte (de température ou de salinité) et les termes représentés en rouge avec une flèche dirigée vers l'intérieur de la boîte indiquent un gain de chaleur ou de sel pour la boîte. La taille des flèches représente qualitativement l'intensité de la contribution du processus qu'elles représentent.

5.5 Comparaisons des simulations avec les observations

Nous allons maintenant comparer nos simulations avec les observations provenant de mesures faites dans la CMO pendant la SOP1 HyMeX. Ces observations ont été obtenues par différents instruments, à savoir les bouées ancrées Az et GL, les bouées dérivantes (de type Marisonde), les capteurs du navire d'opportunité (Marfret-Niolon), des flotteurs ARGO et les profils CTD faits à bord du navire *Le Provence* (voir Figure 5.12 pour les positions des instruments).

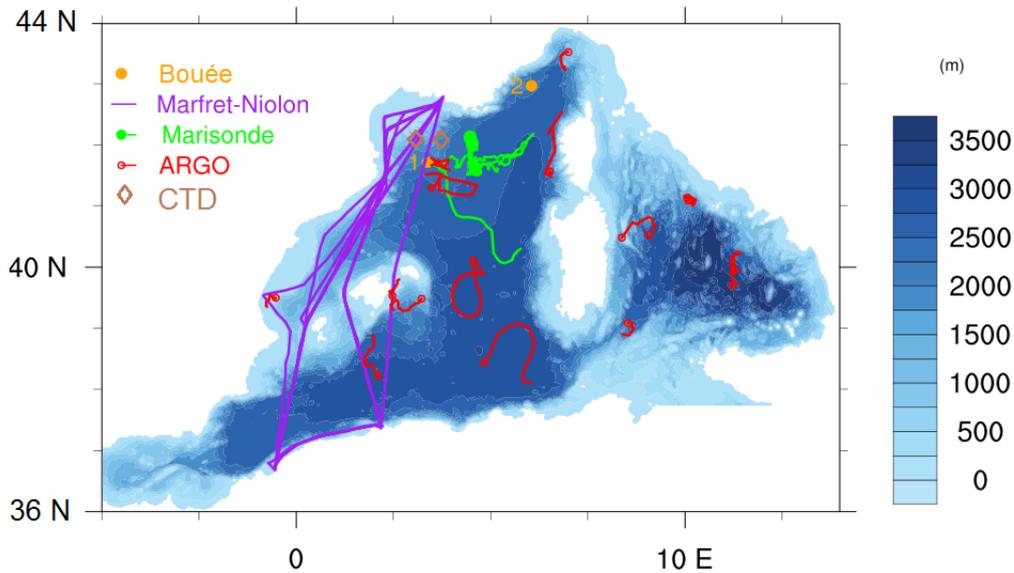


FIGURE 5.12 – Positions des observations de la couche de mélange océanique disponibles pendant la SOP1 superposées à la bathymétrie de NEMO-WMED36.

5.5.1 SST

Les biais et les écarts-types de SST entre les mesures et les simulations en moyenne journalière sont examinés pour les plateformes pré-citées. Les moyennes journalières de la simulation MED36v50-ARPERA3 et des analyses PSY2V4R4 sont également comparées aux observations.

À la bouée Az (Tableau 5.1), des biais inférieurs à 1°C sont constatés pour toutes les simulations et MED36v50-ARPERA3 et PSY2V4R4 ont un biais similaire (minimal en amplitude). Les simulations MED sous-estiment la SST (biais de $-0,3$ à $-0,4^{\circ}\text{C}$) alors que les simulations PSY la surestiment (biais de $0,7$ à $0,8^{\circ}\text{C}$). Les biais et écarts-types sont plus importants pour les simulations PSY en grande partie à cause d'une surestimation importante à partir du 21 octobre jusqu'à la fin de la SOP1 (Figure 5.13a). Cette surestimation est due à un courant Nord le long de la Côte d'Azur plus chaud d'environ 3°C dans les simulations PSY que dans les simulations MED. Les simulations ECs et COs ont des biais très proches pour un

même jeu de conditions initiales et aux frontières. Hormis pour les 15 derniers jours de la SOP1, la série temporelle de SST montrent qu'à Az, la simulation COMED est la plus proche des observations.

À la bouée GL (Tableau 5.1), toutes les simulations sous-estiment la SST. Cette sous-estimation est plus importante pour les simulations MED que pour les simulations PSY, en particulier du 5 au 20 Octobre 2012 (Figure 5.13b). Ces différences de biais entre les simulations MED et les simulations PSY s'expliquent en grande partie par les conditions initiales qui présentent des différences de biais similaires (PSY2V4R4 est plus chaude d'environ $0,6^{\circ}\text{C}$ que MED36v50-ARPERA3). À nouveau, les différences de biais entre les simulations ECs et COs sont plus faibles qu'entre les simulations MED et PSY. À GL, les simulations PSY sont donc les plus proches des observations, en moyenne sur la SOP1. Cependant, les scores et la série temporelle ne permettent pas de définir une meilleure simulation entre COPSY ou ECPSY.

Az SST		
	Biais (%Biais)	Ecart-type
ECMED - Obs	$-0,3^{\circ}\text{C}$ (-1,6%)	$0,4^{\circ}\text{C}$
COMED - Obs	$-0,4^{\circ}\text{C}$ (-1,7%)	$0,9^{\circ}\text{C}$
MED36 - Obs	$-0,2^{\circ}\text{C}$ (-1,4%)	$0,6^{\circ}\text{C}$
ECPSY - Obs	$0,8^{\circ}\text{C}$ (4,1%)	$0,9^{\circ}\text{C}$
COPSY - Obs	$0,7^{\circ}\text{C}$ (3,5%)	$1,3^{\circ}\text{C}$
PSY2 - Obs	$-0,2^{\circ}\text{C}$ (-1,4%)	$0,8^{\circ}\text{C}$
GL SST		
	Biais (%Biais)	Ecart-type
ECMED - Obs	$-1,1^{\circ}\text{C}$ (-5,3%)	$0,9^{\circ}\text{C}$
COMED - Obs	$-1,0^{\circ}\text{C}$ (-5,1%)	$0,9^{\circ}\text{C}$
MED36 - Obs	$-1,0^{\circ}\text{C}$ (-5,1%)	$1,0^{\circ}\text{C}$
ECPSY - Obs	$-0,5^{\circ}\text{C}$ (-2,3%)	$0,8^{\circ}\text{C}$
COPSY - Obs	$-0,3^{\circ}\text{C}$ (-1,4%)	$1,0^{\circ}\text{C}$
PSY2 - Obs	$-0,4^{\circ}\text{C}$ (-1,5%)	$0,6^{\circ}\text{C}$

TABLEAU 5.1 – Biais et pourcentage de biais associés et écarts-types de SST aux bouées Az et GL.

Les comparaisons aux observations du Marfret-Niolon (Tableau 5.2) montrent également des scores moins bons pour les simulations MED. Cependant, il faut mentionner que, contrairement aux comparaisons à la bouée GL, les simulations MED et PSY ont des scores moins bons que leurs conditions initiales et aux frontières respectives. Les scores pour les bouées de type Marisonde (Tableau 5.3) sont également meilleurs pour les simulations PSY.

En résumé, les conditions initiales et aux limites issues de PSY2 sont plus proches des observations de SST que celles issues de MED36. On notera toutefois qu'à la bouée Az, à partir du 21 Octobre jusqu'à la fin de la SOP1, la SST des simulations PSY est largement surestimée (Figure 5.13a). Concernant la sensibilité à la paramétrisation des flux turbulents, en moyenne sur la SOP1, les scores sont légèrement

CHAPITRE 5. COUCHE DE MÉLANGE OCÉANIQUE PENDANT LA SOP1 HYMEX :
SENSIBILITÉ À LA PARAMÉTRISATION DES FLUX TURBULENTS ET AUX
CONDITIONS INITIALES ET AUX LIMITES

MN SST-SEOS		
	Biais (%Biais)	Ecart-type
ECMED - Obs	-1,3°C (-5,8%)	2,4°C
COMED - Obs	-1,5°C (-6,8%)	2,4°C
MED36 - Obs	-0,7°C (-2,9%)	2,4°C
ECPSY - Obs	0,6°C (2,6%)	2,2°C
COPSY - Obs	0,2°C (1,0%)	2,2°C
PSY2 - Obs	0,1°C (0,1%)	0,9°C

TABLEAU 5.2 – Biais et pourcentage de biais associés et écarts-types de SST pour le Marfret-Niolon (SEOS).

bouées Marisonde SST		
	Biais (%Biais)	Ecart-type
ECMED - Obs	-0,9°C (-4,3%)	1,0°C
COMED - Obs	-1,1°C (-5,4%)	1,1°C
MED36 - Obs	-0,4°C (-1,9%)	0,7°C
ECPSY - Obs	0,1°C (0,5%)	1,9°C
COPSY - Obs	0,1°C (0,5%)	1,6°C
PSY2 - Obs	0,0°C (0,0%)	1,0°C

TABLEAU 5.3 – Biais et pourcentage de biais associés et écarts-types de SST pour les bouées Marisonde (moyennées).

meilleurs avec le forçage CO qu'avec le forçage EC pour les simulations PSY. Cependant, le refroidissement dû au Mistral en fin de SOP1 semble légèrement sous-estimé dans les simulations COs (Figure 5.13).

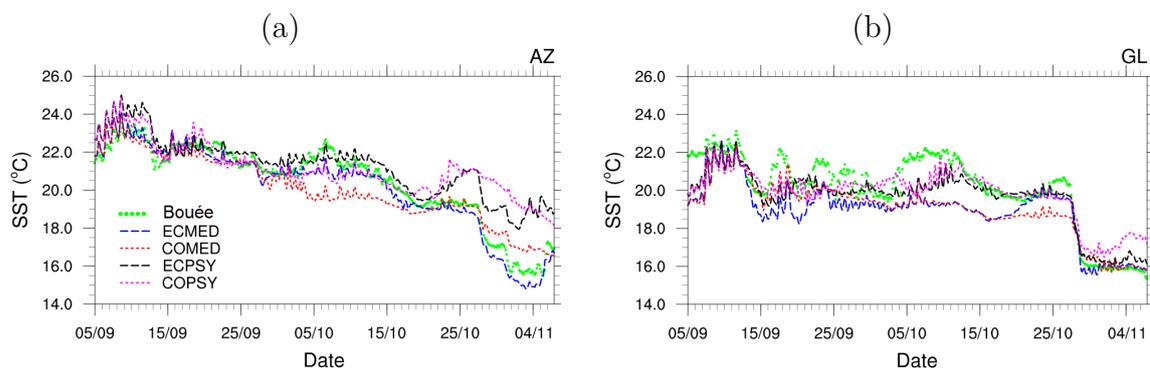


FIGURE 5.13 – Série temporelle sur la SOP1 pour la SST aux bouées (a) Az et (b) GL, observée (en vert) et dans les simulations ECMED (en bleu), COMED (en rouge), ECPSY (en noir) et COPSY (en magenta).

5.5.2 SSS

Ici sont examinés les scores pour la salinité de surface comparée aux bouées Az et GL (Tableau 5.4).

À la bouée Az, toutes les simulations sous-estiment la SSS. Les simulations MED sous-estiment plus fortement la SSS que les simulations PSY et ceci est dû en grande partie aux conditions initiales et aux limites. Leur impact sur la salinité de surface est plus important que sur la température car on rappelle la SSS du modèle vers la SSS mensuelle de MED36v50-ARPERA3 (pour les simulations MED) ou de PSY2V4R4 (pour les simulations PSY). Les différences entre les simulations et les observations sont constantes sur la SOP1 (Figure 5.14a). À nouveau, les différences de biais entre les simulations ECs et COs sont inférieures à celles entre les simulations MED et PSY.

Az SSS		
	Biais (%Biais)	Ecart-type
ECMED - Obs	-0,45 psu (-1,2%)	0,05 psu
COMED - Obs	-0,48 psu (-1,2%)	0,09 psu
MED36 - Obs	-0,46 psu (-1,2%)	0,05 psu
ECPSY - Obs	-0,06 psu (-0,2%)	0,08 psu
COPSY - Obs	-0,05 psu (-0,1%)	0,09 psu
PSY2 - Obs	-0,07 psu (-0,2%)	0,08 psu
GL SSS		
	Biais (%Biais)	Ecart-type
ECMED - Obs	-0,13 psu (-0,3%)	0,09 psu
COMED - Obs	-0,06 psu (-0,2%)	0,07 psu
MED36 - Obs	-0,10 psu (-0,3%)	0,10 psu
ECPSY - Obs	0,04 psu (0,1%)	0,07 psu
COPSY - Obs	0,03 psu (0,1%)	0,07 psu
PSY2 - Obs	0,03 psu (0,1%)	0,09 psu

TABLEAU 5.4 – Biais et pourcentage de biais associés et écarts-types de SSS aux bouées Az et GL.

À la bouée GL, les simulations MED sous-estiment la SSS alors que les simulations PSY la surestiment. Les causes de ces différences sont les mêmes que pour la bouée Az et sont constantes sur toute la SOP1 (Figure 5.14b). Cependant, on remarque à GL que les simulations COs sont moins biaisées que les simulations ECs (Tableau 5.4), ce qui nous permet de conclure sur la supériorité de COPSY à la bouée GL.

Ces scores montrent pour la salinité de surface, que l'initialisation à partir de PSY2 permet d'être plus proche des observations qu'avec l'initialisation par MED36. De plus, les simulations utilisées pour fournir les conditions initiales et aux limites contraignent fortement nos simulations du fait du rappel en SSS. En ce qui concerne les biais sur la SOP1 pour les différentes paramétrisations de flux turbulents, les

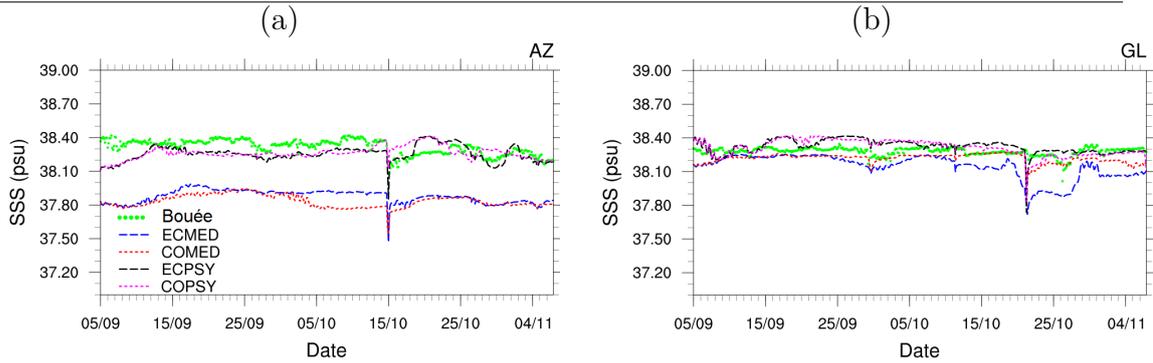


FIGURE 5.14 – Série temporelle sur la SOP1 pour la SSS aux bouées (a) Az et (b) GL, observée (en vert) et dans les simulations ECMED (en bleu), COMED (en rouge), ECPSY (en noir) et COPSY (en magenta).

différences pour les simulations COs et ECs sont inférieures à celles entre MED et PSY. Ceci est probablement dû au fait que d’une part l’évaporation dans la zone des bouées est en moyenne proche entre les deux paramétrisations de flux turbulents (Figure 4.7c), mais également que le rappel vers la SSS contraint fortement nos simulations.

5.5.3 Profils de température aux bouées ancrées

Les profils de température aux bouées Az et GL sont comparés aux observations des capteurs installés sur la chaîne des bouées jusqu’à environ 200 m. Les Figures 5.15 et 5.16 montrent les profils de température des observations et des simulations sur les 120 premiers mètres aux bouées Az et GL respectivement afin de zoomer sur la CMO. Globalement sur les deux bouées, on peut voir que les simulations PSY [MED] ont le même comportement.

À la bouée Az (Figure 5.15), les simulations MED montrent une bonne correspondance avec les observations sur les 20 premiers mètres mais sont plus chaudes entre 40 m et 80 m. Ceci est dû à la position trop basse de la thermocline. Les phénomènes à court terme, comme le refroidissement du 27-28 octobre dû au Mistral, sont représentés par les simulations. Ce refroidissement est cependant trop intense pour ECMED et trop faible pour COMED. Les simulations PSY montrent globalement une bonne correspondance avec les observations sur les 120 premiers mètres, malgré une thermocline plus profonde que dans les observations. Le refroidissement du 27-28 octobre dû au Mistral est également représenté dans les simulations PSY mais est sous-estimé. Ceci peut être dû au réchauffement simulé quelques jours avant et qui n’apparaît pas dans les observations. Un méandre du Courant Nord ou une structure de fine échelle plus chaude dans les simulations peut avoir causé ce réchauffement.

À la bouée GL (Figure 5.16), les simulations MED sont plus froides que les observations sur les 60 premiers mètres alors que les simulations PSY montrent une bonne correspondance avec les observations. La position de la thermocline dans toutes les simulations correspond relativement bien à celle des observations. L’intensité du refroidissement du 27-28 octobre dû au Mistral des simulations MED correspond

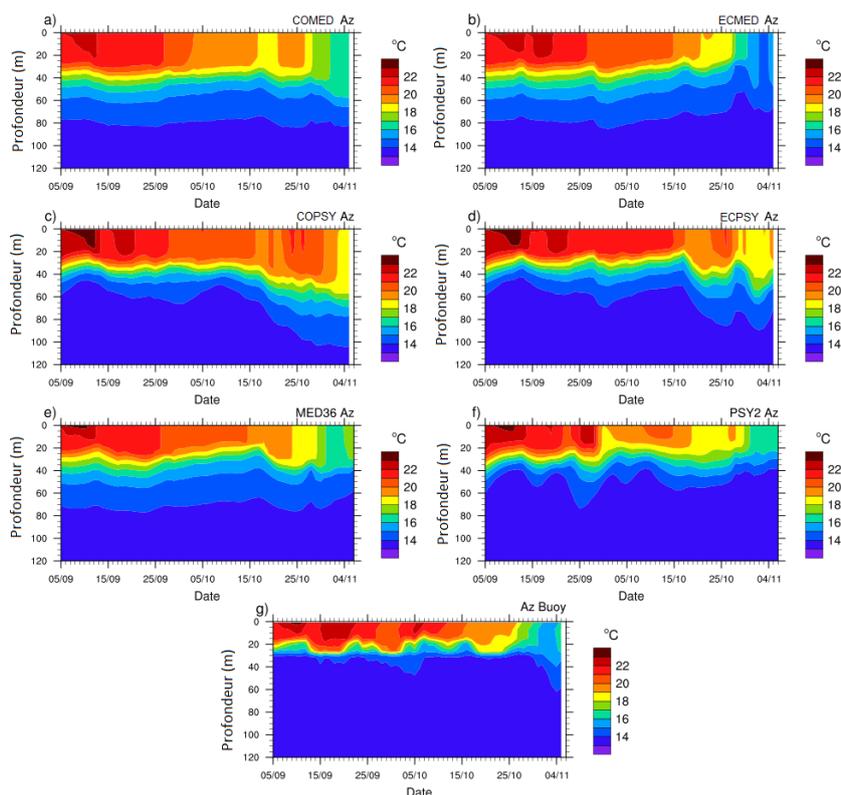


FIGURE 5.15 – Profils de température sur les 120 premiers mètres à la bouée Az.

mieux aux observations que celui des simulations PSY, mais les simulations MED ne représentent pas, contrairement aux simulations PSY, le réchauffement observé entre le 5 et le 15 octobre.

5.5.4 Comparaison aux profils ARGOs

Dans cette partie, nous allons étudier les profils verticaux des biais entre simulations et observations issues de tous les profils ARGOs de la SOP1, pour la température et la salinité, ainsi que les écarts-types de ces biais. La localisation des ARGOs est présentée dans la Figure 5.12.

La Figure 5.17 présente les profils de biais pour la température. En général, les simulations initialisées à partir d'un même jeu sont relativement similaires. En effet, pour les profils des simulations MED (Figure 5.17a, c), on voit que les biais sur les 20 premiers mètres sont relativement similaires ($\simeq -2, 0^\circ\text{C}$). S'en suit une diminution du biais qui devient nul à 90 m de profondeur. L'écart-type maximal se situe vers 40 m pour les simulations ECMED ($\simeq 2, 3^\circ\text{C}$) et COMED ($\simeq 2, 5^\circ\text{C}$). Pour la simulation MED36v50-ARPERA3 (Figure 5.17e), le biais est également négatif, mais d'intensité plus faible que les simulations MED entre la surface en 40 m environ (-1 à $-1,5^\circ\text{C}$). Les simulations MED et MED36v50-ARPERA3 ont des biais similaires en-dessous de 40 m.

Pour les profils des simulations PSY (Figure 5.17b, d), jusqu'à 30 m, le biais est

CHAPITRE 5. COUCHE DE MÉLANGE OCÉANIQUE PENDANT LA SOP1 HYMEX :
SENSIBILITÉ À LA PARAMÉTRISATION DES FLUX TURBULENTS ET AUX
CONDITIONS INITIALES ET AUX LIMITES

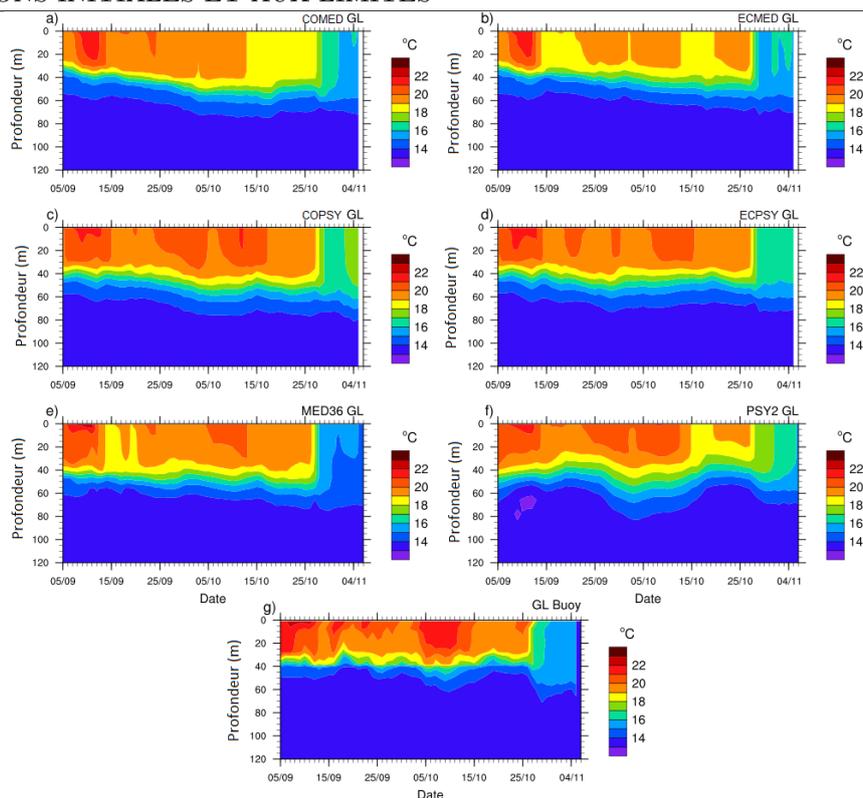


FIGURE 5.16 – Profils de température sur les 120 premiers mètres à la bouée GL.

inférieur à $\approx 0,5^\circ\text{C}$. Pour la simulation ECPSY (Figure 5.17b), ce biais est positif sur les 20 premiers mètres alors que pour la simulation COPSY (Figure 5.17d), ce biais est négatif entre 5 et 20 m de profondeur. Le biais augmente ensuite jusqu'à 30 m où il atteint sa valeur maximale. C'est aussi à cette profondeur que l'écart-type est maximal. Le biais diminue et devient nul à 40 m de profondeur pour ECPSY et 80 m de profondeur pour COPSY. Pour PSY2V4R4 (Figure 5.17f), le biais sur les 20 premiers mètres est presque nul. Entre 20 et 40 m, ce biais augmente jusqu'à $0,5^\circ\text{C}$ redevient nul en-dessous.

Les profils de biais pour la salinité sont présentés Figure 5.18. Ces profils sont sensiblement identiques pour les simulations MED (Figure 5.18a et c). En surface, le biais de salinité est d'environ $-0,3$ psu. Le biais diminue ensuite avec la profondeur de façon relativement monotone. Ces profils sont similaires au profil de biais entre les observations et la simulation MED36v50-ARPERA3 (Figure 5.18e).

Les profils de biais pour les simulations PSY (Figure 5.18b et d) sont également très similaires. En surface, le biais est égal à environ $-0,05$ psu, puis augmente jusqu'à $-0,2$ psu à 5 m de profondeur. Le biais en surface est en effet réduit par le rappel en SSS vers PSY2V4R4. De 5 à 40 m, le biais est quasiment constant puis rediminue pour devenir nul autour de 110 m. Le maximum d'écart-type se situe à environ 40 m. Le biais entre les observations et l'analyse PSY2V4R4 (Figure 5.18f) est également négatif en surface ($-0,15$ psu) et diminue de façon monotone jusqu'à 90 m. Ces faibles biais aussi bien en température qu'en salinité s'expliquent par une

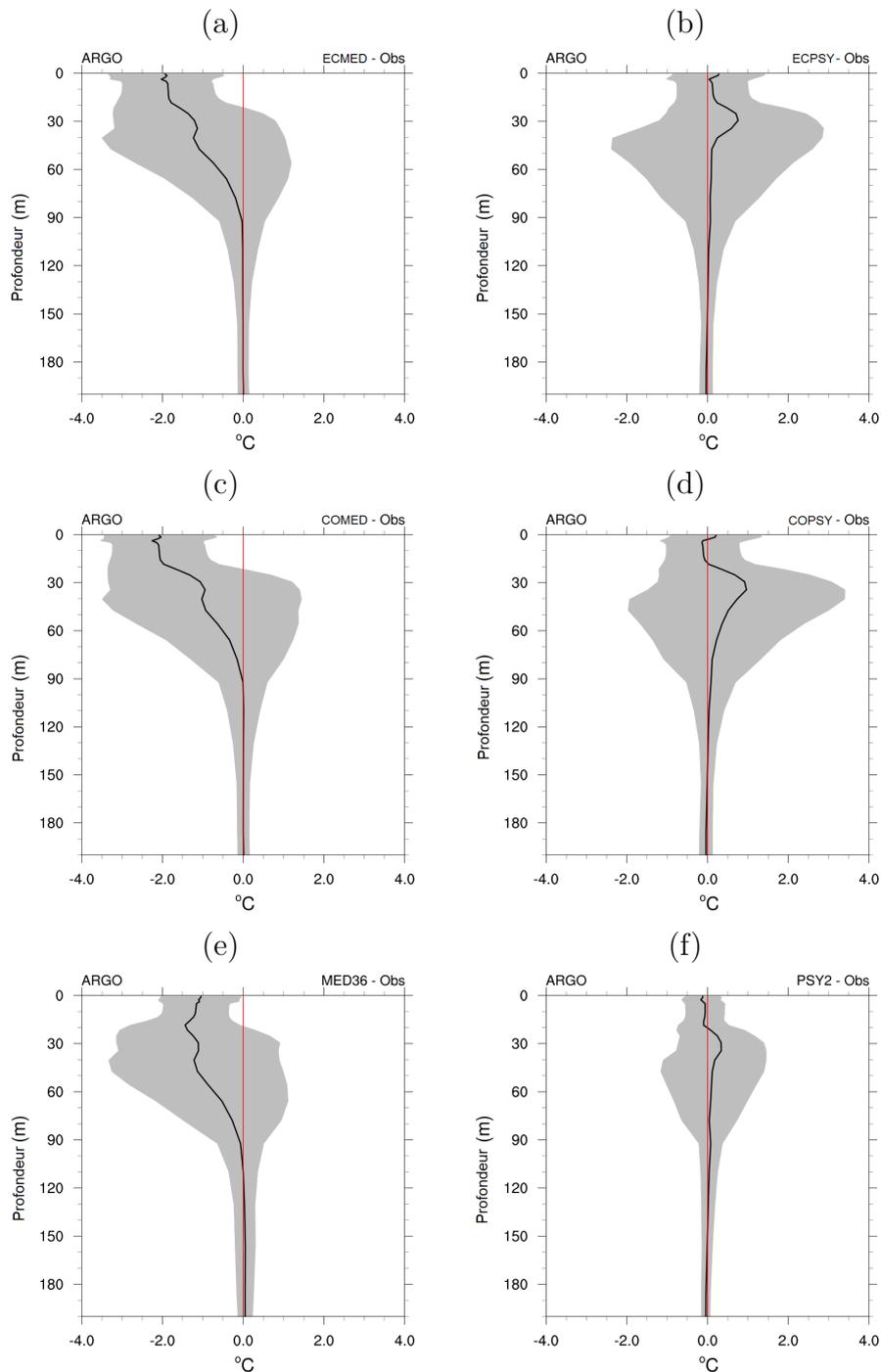


FIGURE 5.17 – Profils verticaux des biais en température sur tous les profils ARGOs (voir Figure 5.12 pour les positions des profils) et écarts-types entre les observations et les simulations (a) ECMED, (b) ECPSY, (c) COMED, (d) COPSY, (e) MED36v50-ARPERA3 et (f) PSY2V4R4.

assimilation des profils ARGOs dans l'analyse PSY2V4R4 de Mercator Océan.

Ces profils montrent que les simulations PSY donnent une température et une

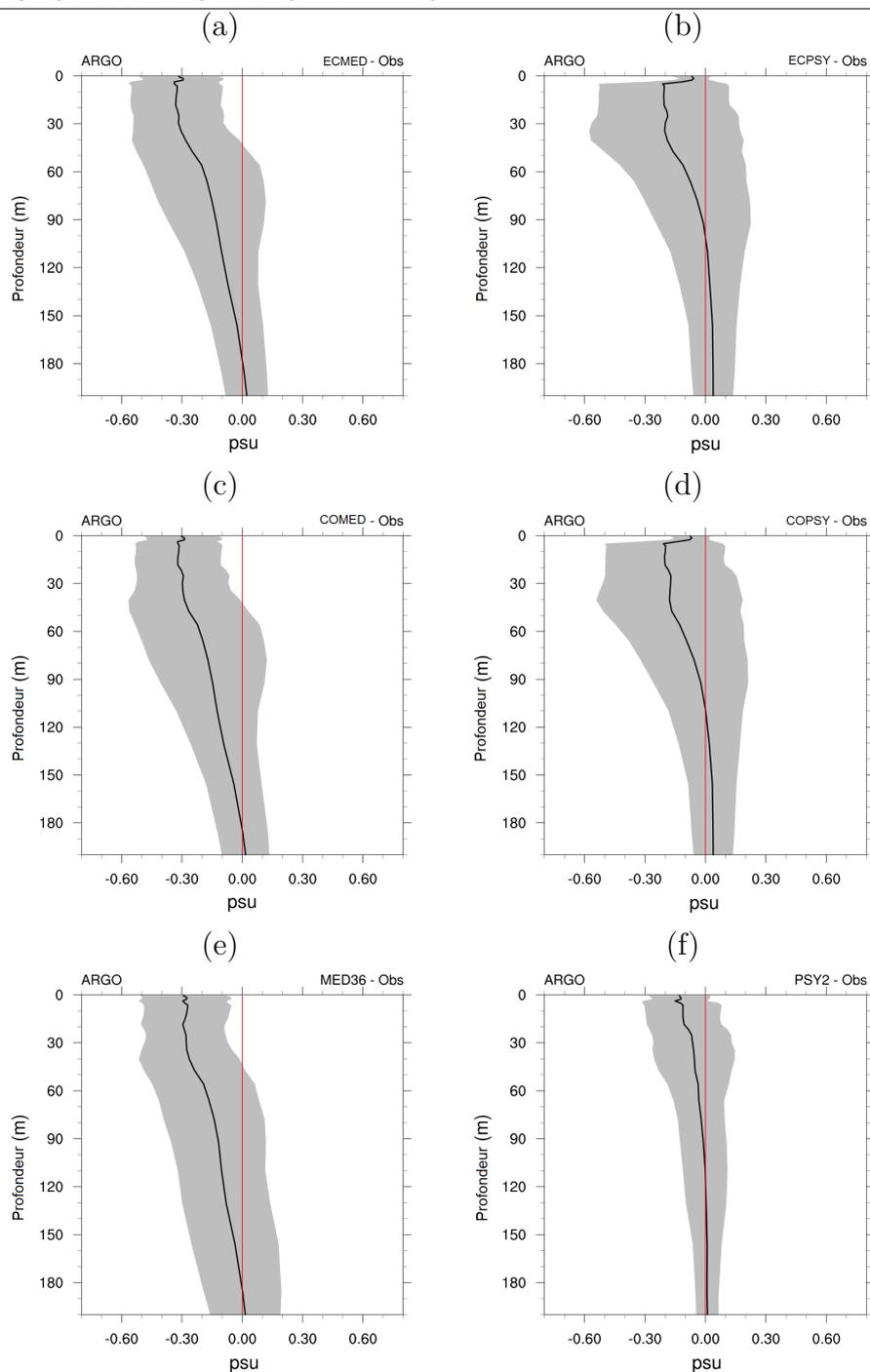


FIGURE 5.18 – Profils verticaux des biais en salinité sur tous les profils ARGOs (voir Figure 5.12 pour les positions des profils) et écarts-types entre les observations et les simulations (a) ECMED, (b) ECPSY, (c) COMED, (d) COPSYP, (e) MED36v50-ARPERA3 et (f) PSY2V4R4.

salinité plus proches des mesures que les simulations MED. Ceci montre le bénéfice d'utiliser des conditions initiales et aux limites à partir d'analyses ayant assimilé des observations. Bien que les simulations PSY n'ont pas d'assimilation, leur biais restent

faibles grâce à l'initialisation et les conditions aux limites provenant de PSY2V4R4. Les biais des simulations ECs et COs sont relativement proches pour la température et la salinité. Enfin, ces biais ne sont nuls qu'à partir d'environ 60-80 m de profondeur.

5.5.5 Comparaison aux profils CTD

Dans cette partie, nous comparons les simulations aux observations issues de 25 profils CTDs répartis sur 5 jours de la SOP1 (25 et 26 septembre puis 11, 25 et 26 octobre) qui ont été fait dans le golfe du Lion à bord du navire *Le Provence*.

Pour les profils de biais en température (Figure 5.19), le biais est quasiment nul à partir de 90-100 m pour les quatre simulations. Les simulations MED sous-estiment la température jusqu'à 30 m puis la surestiment jusqu'à 90 m. Les simulations PSY surestiment la température de 1 à 1,5°C entre 0 et 50 m puis le biais décroît. Le biais est en général plus faible pour les simulations EC que pour les simulations CO.

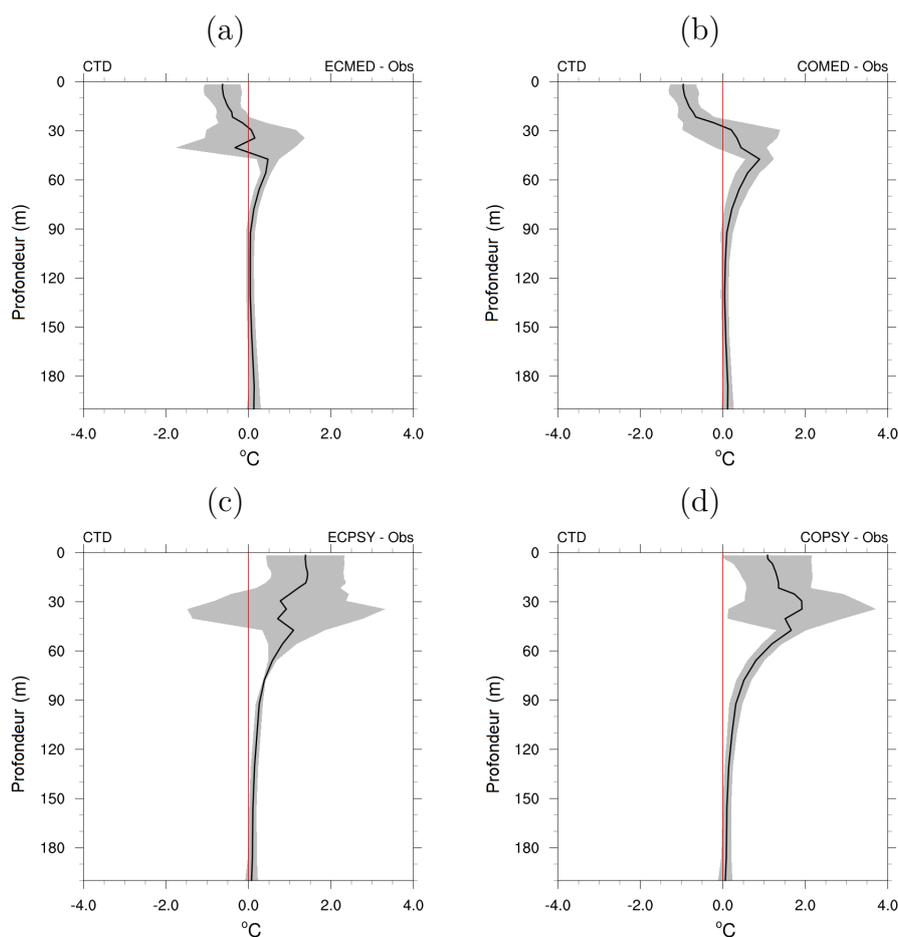


FIGURE 5.19 – Profils verticaux de biais et écarts-types en température sur les profils CTDs des simulations (a) ECMED, (b) COMED, (c) ECPSY et (d) COPSY.

Pour les profils de biais en salinité, le comportement est différent entre les simulations MED et PSY. Les simulations MED sous-estiment la salinité de façon à nouveau décroissante jusqu'à environ 150 m (Figure 5.20a et b), profondeur à partir de laquelle elles la surestiment légèrement. Les simulations PSY sous-estiment la salinité principalement entre 30 et 120 m de profondeur (Figure 5.20c et d). La salinité de COPSY est également sous-estimée en surface d'environ 0,2 psu.

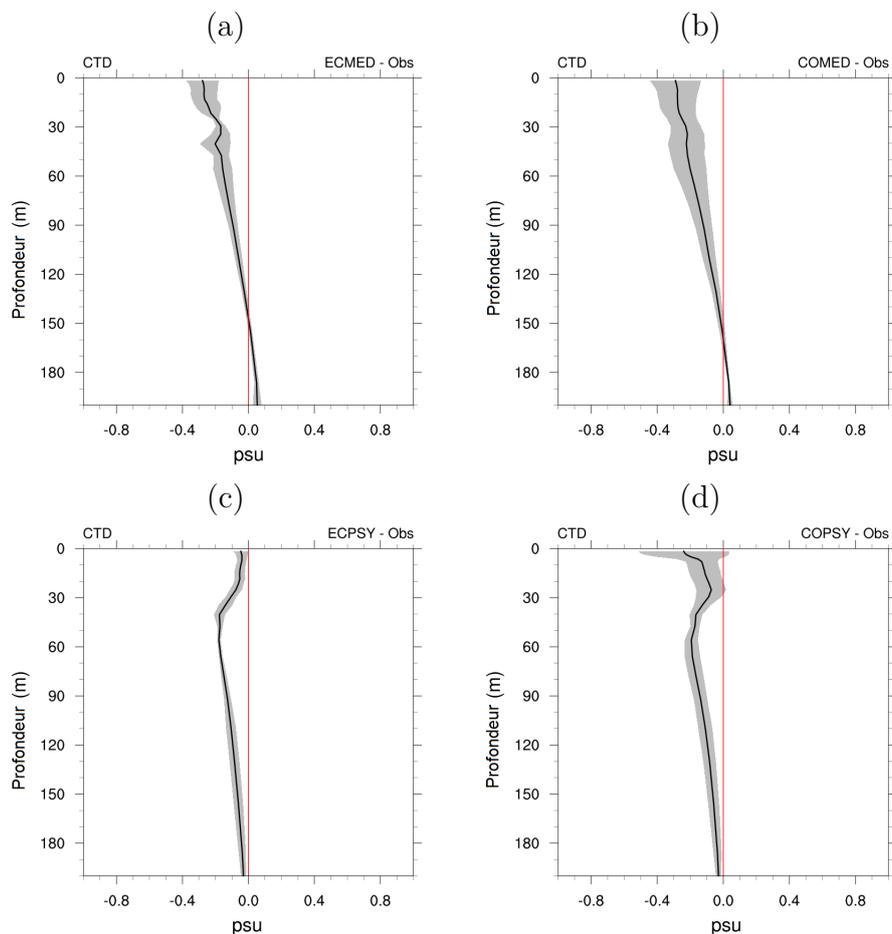


FIGURE 5.20 – Profils verticaux de biais et écarts-types en salinité sur les profils CTDs des simulations (a) ECMED, (b) COMED, (c) ECPSY et (d) COPSY.

Ces comparaisons aux CTDs sur cinq jours de la SOP1 confirment les meilleurs résultats des simulations PSY pour la salinité. Pour la température, la simulation ECMED apparaît être celle avec les plus faibles biais et écart-types. Ces résultats doivent être cependant mis en regard du peu de jours et de la région très restreinte couverte par ces profils CTD.

Les comparaisons avec les différentes observations ont permis de déterminer que les conditions initiales et aux limites PSY2V4R4 permettait d'être globalement plus proche de ces observations que MED36v50-ARPERA3 durant la période globale de la SOP1. Pour les simulations PSY, la paramétrisation COARE3 permet d'être plus proche des observations qu'ECUME.

Pour le couplage (partie III), on choisira donc la configuration COPSY pour initialiser le compartiment océanique.

5.6 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons examiné la sensibilité de la simulation de la CMO à l'initialisation et à la paramétrisation des flux turbulents. Pour la sensibilité à l'initialisation et aux conditions aux limites, les différences entre les simulations, à savoir des simulations PSY plus chaudes et plus salées que MED, apparaissent dès le début de la période et persistent pendant toute la durée de la simulation, n'évoluant quasiment pas. D'ailleurs, les bilans des traceurs dans la CMO sont quasiment similaires pour les deux simulations forcées par les mêmes flux turbulents. Concernant la sensibilité à la paramétrisation des flux turbulents, les différences entre les simulations augmentent pendant la période, particulièrement lorsque les différences de flux sont importantes (pendant les épisodes de vents forts). Les différences de température et de salinité ainsi créées par des flux turbulents différents engendrent des gradients de densité différents, une géostrophie différente et donc des courants différents, ce qui va créer des dipôles de différences des champs étudiés dans toute la CMO. L'interaction entre le vent et les courants est également modifiée et compense les fortes différences de géostrophie. Ces différences se retrouvent principalement dans les zones dynamiques telles que les tourbillons algériens ou le long des courants Nord et Tyrrhéniens.

Les comparaisons avec les différentes plateformes d'observations ont montré globalement de bonnes correspondances entre mesures et simulations dans la CMO. Les biais trouvés entre les simulations et les observations sont principalement dus aux conditions initiales et aux limites, comme l'ont également montré Lebeau *et al.* (2014). L'utilisation des conditions initiales et aux limites provenant des analyses PSY2V4R4 améliore la représentation de la CMO durant la SOP1 par rapport aux conditions de MED36v50-ARPERA3.

Enfin, les meilleurs scores ont globalement été obtenus avec la simulation COPSY, qui a donc été choisie pour fournir les conditions initiales et aux limites océaniques du système couplé qui fera l'objet de la prochaine partie.

Troisième partie

**Couplage océan-atmosphère à
haute résolution**

Chapitre 6

Systeme couplé AROME-NEMO

Dans ce chapitre, nous allons décrire le système couplé AROME-NEMO et son application à la Méditerranée occidentale, ainsi que les composantes de l'interface de couplage SURFEX-OASIS. Le protocole expérimental retenu pour étudier l'impact du couplage sur deux périodes de la SOP1 est ensuite décrit, ainsi que les diagnostics associés.

6.1 Le modèle couplé AROME-NEMO WMED

Le système couplé AROME-NEMO combine le modèle atmosphérique AROME et le modèle océanique NEMO en mettant en œuvre une interface de couplage. L'interface de couplage a été développée au CNRM autour du schéma de surface externalisée SURFEX (Masson *et al.*, 2013) et du coupleur OASIS (Valcke *et al.*, 2013) et est partagée avec les systèmes couplant les modèles de climat ARPEGE et ALADIN au modèle NEMO. Le système couplé AROME-NEMO est ici mis en œuvre pour les versions WMED décrites dans les parties précédentes. Le système a été développé en parallèle à ce travail de thèse au CNRM dans un groupe de projet auquel j'ai participé. Sa mise en œuvre dans le cadre de ma thèse constitue une toute première utilisation de ce système et a donc participé à sa validation.

Pendant l'exécution du système couplé (Figure 6.1), le modèle océanique fournit au coupleur OASIS la SST et les composantes horizontales des courants de surface (U_s et V_s) à la fréquence du couplage. Ces variables interpolées sur la grille de SURFEX (et du modèle atmosphérique) sont utilisées pour calculer les flux de surface $IR_{up} = -\sigma T_s^4$, LHF, SHF et τ à chaque pas de temps du modèle atmosphérique. Par rapport à la version non-couplée, la SST évolue donc pendant la simulation atmosphérique et les courants de surface sont pris en compte dans le calcul du stress du vent. En retour, le modèle atmosphérique via SURFEX fournit à OASIS à la fréquence du couplage le forçage de surface, à savoir le flux net de chaleur Q_{net} , les composantes horizontales du stress du vent (τ_u et τ_v), le rayonnement solaire Q_{sol} et le bilan d'eau douce EMP, qui sont ensuite interpolés et transmis à NEMO.

Le domaine AROME-WMED est plus étendu que le domaine NEMO-WMED36, à l'ouest du détroit de Gibraltar et au sud du détroit de Sicile. Sur ces parties du domaine, la SST de l'analyse AROME est conservée tout au long de la simulation.

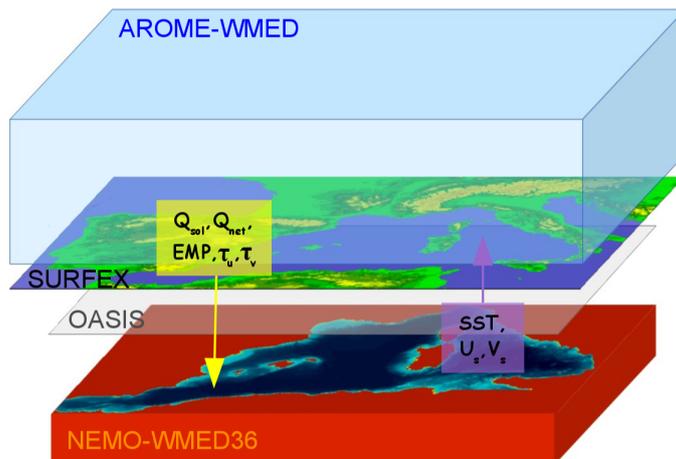


FIGURE 6.1 – Schéma illustrant les compartiments du système couplé AROME-WMED/NEMO-WMED36.

Nous avons pu vérifier que cette différence de nature de SST n'introduit pas de problèmes numériques au cours de la simulation. Il en est de même pour le courant de surface considéré nul en dehors du domaine NEMO-WMED36.

Nous utilisons la version 3 du coupleur OASIS (Valcke *et al.*, 2013) interfacé avec la bibliothèque MCT (*Model Coupling Toolkit*, Larson *et al.*, 2005), appelée OASIS3-MCT. OASIS3-MCT est une bibliothèque de couplage dont les principales fonctions sont l'interpolation des variables sur les grilles différentes des modèles et l'échange des variables entre les différents modèles. MCT permet de tenir compte de la parallélisation de chacun des modèles pour les échanges entre ces modèles.

6.2 Les expériences numériques

Pour chaque cas d'étude, quatre expériences ont été réalisées : une expérience couplée AROME-NEMO WMED et des expériences utilisant AROME-WMED seul pour comparaison (Tableau 6.1).

Le but principal de ces expériences est de permettre d'évaluer l'impact du couplage océan-atmosphère sur la prévision atmosphérique. Deux périodes d'étude ont été retenues : du 11 au 15 octobre (incluant la POI13) et du 25 au 29 octobre (incluant la POI16). Ces deux POIs ont été choisies car caractérisées par une alternance de Mistral/Tramontane et de précipitations intenses. Dans la POI13, l'épisode de Mistral intervient avant les précipitations intenses sur la côte française alors que c'est l'inverse dans la POI16.

La simulation de référence ARCO est réalisée avec AROME-WMED seul et la paramétrisation des flux COARE3 en accord avec les résultats du chapitre 3. Les conditions initiales sont fournies par une analyse AROME-WMED à 00UTC, et les prévisions ARPEGE sont fournies en conditions aux limites jusqu'à 48 heures d'échéance. La SST provient de l'analyse de surface d'AROME et demeure constante pendant le temps de la prévision. À noter que par rapport à la version temps réel utilisée pour le chapitre 3, la configuration d'AROME-WMED utilise ici une version

NOM	ARCO (référence)	AREC	SSTHR	CPLOA
Modèle	AROME- WMED (atmosphère seule)	AROME- WMED (atmosphère seule)	AROME- WMED (atmosphère seule)	système couplé O/A AROME- NEMO WMED
Paramétrisation des flux turbulents	COARE3.0	ECUME	COARE3.0	COARE3.0
Conditions initiales atmo- sphériques	Analyse AROME- WMED	Analyse AROME- WMED	Analyse AROME- WMED	Analyse AROME- WMED
Conditions aux limites atmo- sphériques	Prévisions ARPEGE	Prévisions ARPEGE	Prévisions ARPEGE	Prévisions ARPEGE
SST	Analyse AROME- WMED (constante pendant la prévision)	Analyse AROME- WMED (constante pendant la prévision)	Prévision à 24h d'échéance CPLOA (J-1, 00UTC), constante pendant la prévision	Prévision à 24h d'échéance CPLOA (J-1, 00UTC), puis résolue par NEMO- WMED36
Conditions initiales océaniques				extraites de COPSY
Conditions aux limites océaniques				Analyse PSY2V4R4

TABLEAU 6.1 – Description des expériences numériques. Les conditions initiales océaniques de CPLOA sont extraites de COPSY à 00UTC le 11/10/2012 pour la POI13 et le 25/10/2012 pour la POI16, et de la prévision CPLOA à 24 heures d'échéance la veille pour les autres jours.

du modèle plus récente (cy38-t1). L'analyse étant réalisée en temps différée (*i.e.* réanalyse), plus d'observations ont été assimilées et l'analyse AROME de SST à 00UTC utilise le produit OSTIA du jour et non de la veille.

La seconde expérience AREC vise à évaluer la sensibilité à la paramétrisation des flux turbulents. AREC est identique à ARCO sauf pour la paramétrisation des flux turbulents air-mer qui est ECUME.

L'expérience CPLOA utilise le système couplé AROME-NEMO WMED avec la paramétrisation COARE3. Le modèle océanique (y compris la SST) est initialisé à partir des conditions de la simulation COPSY le 11 octobre 2012 pour la POI13 et le 25 octobre 2012 pour la POI16. Les conditions aux limites océaniques sont issues des analyses mensuelles Mercator PSY2V4R4 de température, salinité et courants. La

Figure 6.2 présente le schéma d'enchaînement des prévisions couplées. Le système couplé réalise des prévisions jusqu'à 48 heures d'échéance pour chaque jour de la POI à partir du réseau de 00UTC. Les variables atmosphériques du modèle AROME sont comme dans l'expérience ARCO initialisées à partir de l'analyse AROME de 00UTC. Hormis le premier jour de la période, les conditions initiales océaniques à 00UTC (y compris la SST) sont constituées de la prévision océanique du système couplé à 24 heures d'échéance issue du jour précédent. La fréquence de couplage est fixée à 1 heure. Les interpolations des champs par OASIS sont réalisées par une méthode bilinéaire.

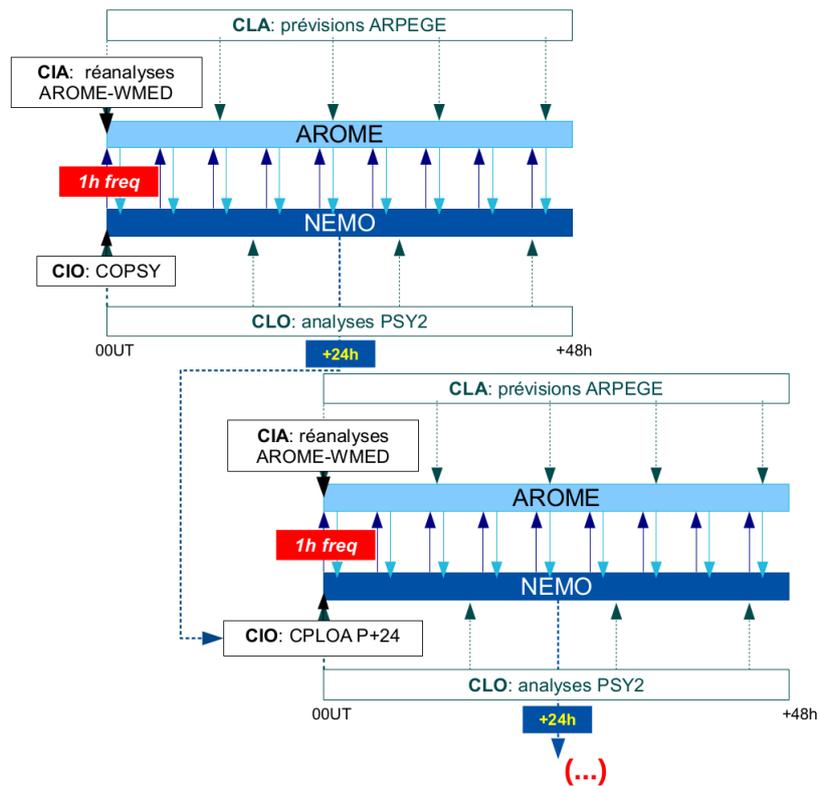


FIGURE 6.2 – Schéma d'enchaînement de l'expérience couplée AROME-NEMO WMED (CPLOA). CIA fait référence aux Conditions Initiales Atmosphériques, CLA aux Conditions aux Limites Atmosphérique, CIO aux Conditions Initiales Océaniques et CLO aux Conditions aux Limites Océaniques.

SSTHR est identique à la simulation ARCO mais utilise comme conditions initiales de SST la prévision de SST à 24 heures d'échéance de CPLOA du réseau 00UTC de la veille. Les expériences SSTHR et CPLOA ont donc les mêmes conditions initiales de SST. Ceci permet de distinguer les effets liés au changement de SST en conditions initiales des effets liés au couplage interactif.

Il faut aussi mentionner que l'analyse AROME-WMED de SST utilisée en conditions initiales d'ARCO et d'AREC est actualisée par les observations de SST pendant les périodes simulées, alors que la SST utilisée en conditions initiales de CPLOA et SSTHR n'est pas actualisée directement par des observations de SST ou océaniques.

6.3 Bilans en eau

Dans le but de quantifier l'impact de l'utilisation d'une SST à haute résolution et de la modélisation couplée sur la couche limite atmosphérique durant les événements fortement précipitants, nous avons calculé des bilans en eau. L'idée ici est d'étudier l'évolution au cours du temps du contenu en eau dans un volume au-dessus de la mer Méditerranée. En adoptant une approche similaire à celle développée au chapitre 5 pour la couche de mélange océanique, nous regarderons les contributions des différents termes qui contribuent à l'évolution du contenu en eau dans la boîte (Figure 6.3).

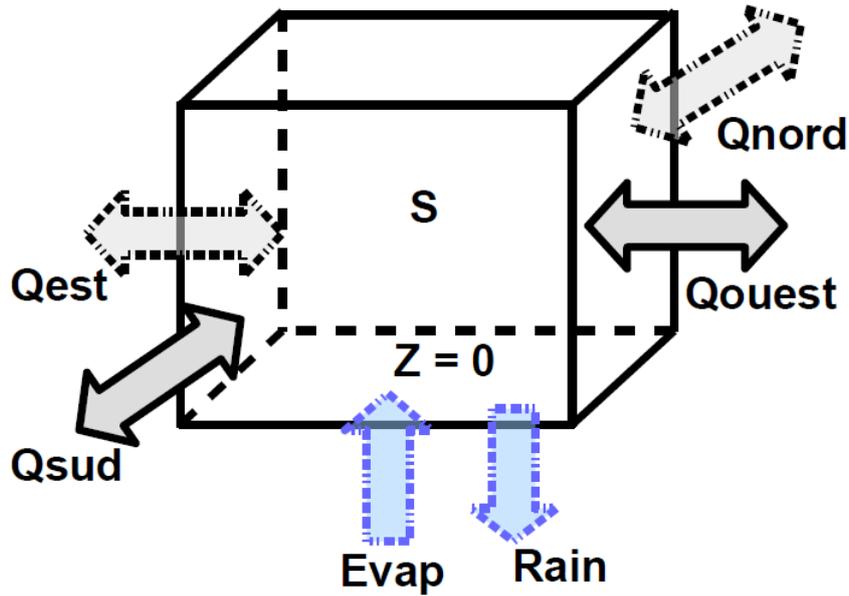


FIGURE 6.3 – Schéma représentant les différents termes de l'équation du bilan en eau sur un volume d'épaisseur infinie. Q_{nord} , Q_{sud} , Q_{est} et Q_{ouest} représentent les termes d'advection horizontale aux bords du volume, $Evap$ est le gain en surface en vapeur d'eau par évaporation, $Rain$ la perte en surface par les précipitations, S est le contenu total en eau stockée dans le volume.

Nous reprenons ici la méthode d'estimation du bilan en eau sur une boîte définie et appliquée par Duffourg et Ducrocq (2013). Les termes du bilan sont le flux horizontal Q_n de vapeur d'eau et d'hydrométéores à travers les sections verticales du volume (faces de la boîte), décomposée en quatre termes (Q_{nord} , Q_{sud} , Q_{est} et Q_{ouest}), l'apport par évaporation en surface $Evap$ et les pertes par précipitations $Rain$ à la surface (Figure 6.3). La somme de ces termes constitue la variation temporelle du contenu en eau S dans une boîte suffisamment épaisse, permettant de considérer comme négligeables les échanges d'eau à la limite supérieure de la boîte :

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \oint_l (Q_{nord} + Q_{sud} + Q_{est} + Q_{ouest}) dl + \iint_A (Evap - Rain) dA \quad (6.1)$$

L'évaporation se déduit du flux de chaleur latente LHF simulé. Il s'agit dans notre cas d'une moyenne de LHF sur un intervalle de temps Δt d'une heure (correspondant à la fréquence temporelle d'évaluation du bilan).

Les précipitations sont évaluées sur ce même intervalle de temps Δt d'une heure de la façon suivante :

$$Rain = \rho_w \frac{P_{acc}(t + \Delta t) - P_{acc}(t)}{\Delta t} \quad (6.2)$$

avec ρ_w la masse volumique de l'eau et P_{acc} les précipitations accumulées depuis le début de la simulation sur la boîte.

L'advection horizontale totale de l'eau aux bords de la boîte est évaluée par intégration sur la verticale du flux d'eau qui traverse ses bords :

$$Q_n = \int_z \rho_a q u_n dz \quad (6.3)$$

avec q la somme de l'humidité spécifique et des contenus spécifiques en hydrométéores liquides et solides au niveau z , u_n le vent horizontal au niveau z normal au bord de la boîte.

Enfin, la tendance du stockage d'eau S correspond à la variation temporelle de l'eau totale sur la colonne intégrée sur la boîte d'aire A (*TCW* pour *Total Column Water*) :

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \iint_A \frac{TCW(t + \Delta t) - TCW(t)}{\Delta t} dA \quad (6.4)$$

avec

$$TCW = \int_z \rho_a q dz \quad (6.5)$$

La différence entre la somme des termes des membres de droite de l'équation 6.1 et du membre de gauche est le résidu appelé *Res*. Pour valider le bilan, on a pris soin de vérifier que ce terme de résidu est faible devant les autres termes (Figure 6.4) sur une boîte d'une hauteur atteignant le sommet du modèle permettant de considérer que le flux d'eau traversant la face supérieure de la boîte est négligeable. En effet, l'intensité des résidus des bilans est généralement faible par rapport à celle des autres termes, et vaut environ $30 \text{ mg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. On peut toutefois observer une augmentation de ces résidus jusqu'à environ $100 \text{ mg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, lorsque les variations horaires de tendance totale sont importantes. Ces périodes sont toutefois très rares pour toutes nos simulations.

Une fois le bilan validé, les différents termes sont évalués sur la boîte d'une épaisseur d'environ 50 hPa (soit à peu près 500 m). Cette épaisseur est retenue afin d'étudier uniquement les flux de basses couches sans que nos résultats ne soient perturbés par les jets de haute altitude. Cette hauteur correspond approximativement à la hauteur de la couche limite atmosphérique durant les événements de précipitations à l'automne. À noter que le terme *Res* traduira aussi dans ce cas du transport d'eau à la limite supérieure de la boîte.

La boîte choisie englobe une grande partie de la Méditerranée nord-occidentale et a pour limite sud-ouest Majorque (3.1°E et 39.5°N) et pour limite nord-est un point en mer Ligur (8°E et 43°N , Figure 6.5). L'étendue de cette boîte est choisie

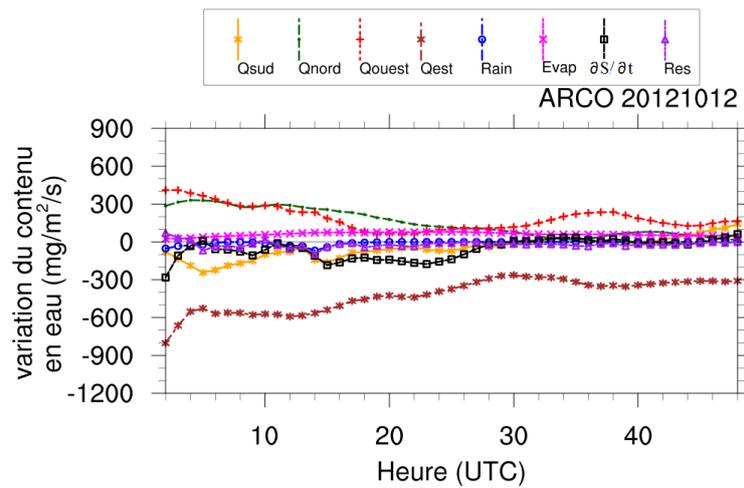


FIGURE 6.4 – Bilan en vapeur d’eau dans la boîte montrée dans la Figure 6.5, sur toute la hauteur de la troposphère, obtenu avec la simulation ARCO sur 48 heures de simulation à partir du réseau du 12 octobre à 00UTC.

suffisamment grande pour pouvoir évaluer la contribution de la Méditerranée nord-occidentale sur les bilans d’eau durant la formation des systèmes précipitants des POI13 et POI16. Pour limiter la quantité de points en zone terrestre dans la boîte, la partie nord du golfe du Lion a été exclue.

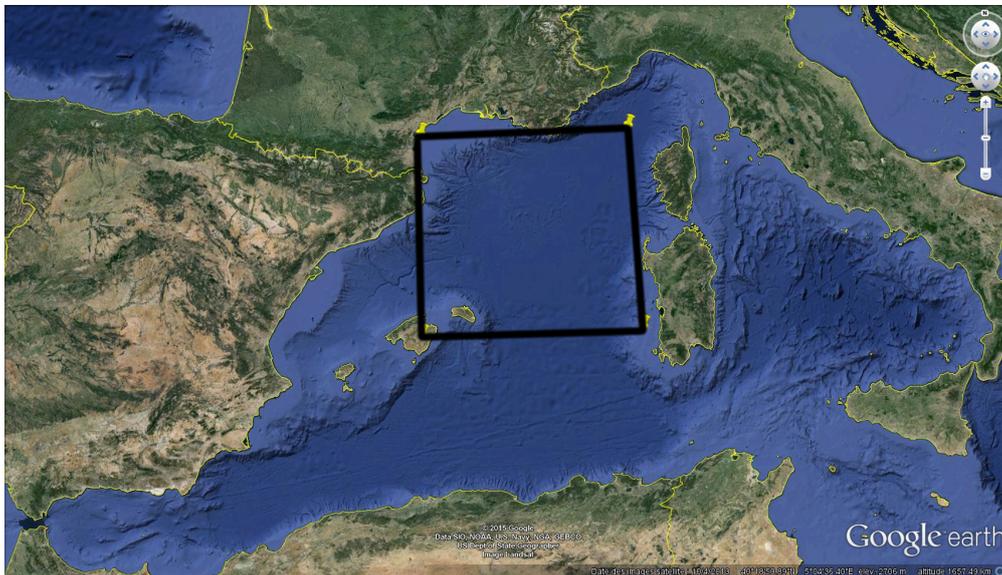


FIGURE 6.5 – Localisation de la boîte (en noir) pour laquelle ont été calculés les bilans en eau.

Chapitre 7

Impact du couplage océan-atmosphère sur la prévision de la POI13

Dans ce chapitre, nous allons étudier l'impact du couplage à l'aide des différentes simulations sur la période de la POI13. Cette période a été divisée en trois phases en fonction du régime de vent en Méditerranée occidentale et est décrite en détails dans Rainaud *et al.* (2015).

Pour rappel, la première phase a eu lieu du 12 octobre à 01UTC au 13 octobre à 10UTC et est caractérisée par un épisode de Mistral et Tramontane et des précipitations convectives dans le sous-bassin Catalan, à la limite de la zone d'influence du Mistral et de la Tramontane (Figure 7.1). La deuxième phase, du 13 octobre à 11UTC au 14 octobre à 03UTC, est caractérisée par une diminution de l'intensité du vent dans le golfe du Lion et pas de pluie. Enfin, la troisième phase, du 14 octobre à 04UTC au 15 octobre à 00UTC, est caractérisée par des précipitations intenses sur la Côte d'Azur et dans le golfe de Gênes (Figure 7.1).

Des hypothèses concernant les zones d'extraction et de transport de la vapeur d'eau ont été proposées dans Rainaud *et al.* (2015). Pour la phase 1, la zone d'extraction de la vapeur d'eau proposée est le golfe du Lion alors que pour la phase 3, c'est le sous-bassin Catalan qui a été proposé. Ce chapitre va permettre d'évaluer l'impact du couplage sur la prévision atmosphérique et sur l'extraction et le transport de la vapeur d'eau, notamment au travers de bilans d'eau dans la couche limite atmosphérique pour les phases 1 et 3. Nous commençons par comparer la SST et les flux turbulents simulés, puis nous examinerons l'impact des différences constatées sur la prévision des précipitations. Dans la dernière partie, nous examinerons l'évolution de la vapeur d'eau au-dessus de la mer Méditerranée dans les différentes simulations, en lien avec les précipitations.

7.1 SST et flux turbulents

Pour évaluer l'impact du couplage sur la SST, on compare le champ de SST aux plus longues échéances de prévision, *i.e.* à 48 heures d'échéance entre ARCO et

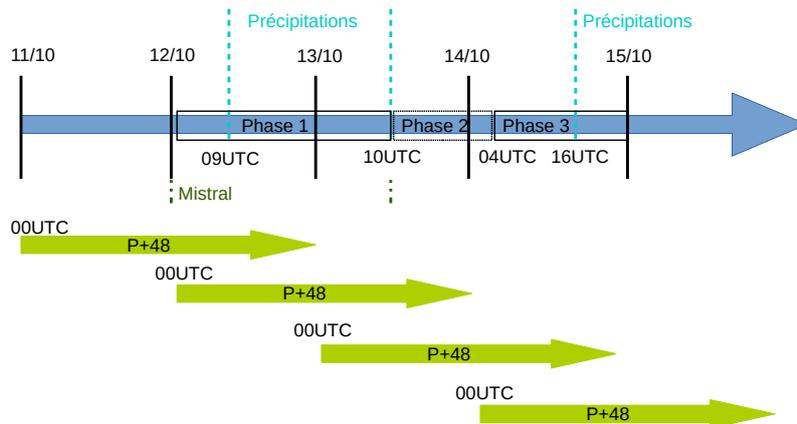


FIGURE 7.1 – Schéma représentant les phases de la POI13 et les prévisions disponibles.

CPLOA. SSTHR va nous permettre de séparer les impacts dus au couplage de ceux dus aux conditions initiales de SST provenant d'un modèle océanique. On rappelle que la SST n'évolue pas dans les expériences ARCO et SSTHR, la SST reste donc la même que celle de l'état initial. Cette comparaison est faite pour deux instants, le 13 octobre à 00UTC au milieu de la phase 1 et le 15 octobre à 00UTC à la fin de la phase 3 (Figure 7.1).

Dans la prévision à 48 heures d'échéance pour le 13 octobre à 00UTC (Figure 7.2a, b et c), la principale différence réside dans la présence de structures fines dans la SST de CPLOA. En effet, de nombreux tourbillons de méso-échelle sont visibles (par exemple dans les sous-bassins Catalan, Ligurien et Tyrrhénien). Les structures principales qui caractérisent le bassin méditerranéen occidental comme les tourbillons algériens, le Courant Nord ou le Front Baléares sont également marquées. Dans ARCO, le champ de SST est essentiellement caractérisé par un gradient nord-sud. Le rayon d'influence des observations assimilées ainsi que le faible nombre de ces observations ne permettent pas de représenter les structures océaniques fines (comme mentionné dans la section 2.3.2). La seconde constatation est que la SST de CPLOA est globalement plus basse que celle d'ARCO (environ $0,3^{\circ}\text{C}$ en moyenne sur tout le domaine). Cette différence moyenne est majoritairement liée au refroidissement de la surface sous l'influence du Mistral et de la Tramontane pendant la phase 1 dans l'expérience couplée. En effet, la SST de SSTHR est plus basse que celle d'ARCO de seulement $0,1^{\circ}\text{C}$. On constate également des différences importantes en terme de gradient horizontal. Entre le golfe du Lion et le sud des îles Baléares, le gradient de SST est d'environ 1°C sur environ 100 km dans CPLOA alors qu'il est d'environ 3°C sur environ 100 km dans ARCO. Ce fort gradient traduit une SST de CPLOA plus élevée dans le golfe du Lion ($+0,2^{\circ}\text{C}$) mais plus basse dans le sous-bassin Catalan ($-1,4^{\circ}\text{C}$) que celle d'ARCO. Cette différence n'est pas due au couplage puisqu'elle est déjà présente dans les conditions initiales de CPLOA, comme le montre la Figure 7.2c. Notons qu'à d'autres endroits du bassin, CPLOA montre au contraire des

gradients plus resserrés (Bonifacio, Front Baléares par exemple).

En ce qui concerne la prévision à 48 heures d'échéance pour le 15 octobre à 00UTC (Figure 7.2d, e et f), les mêmes remarques peuvent être faites sur les différences de structures spatiales entre les simulations. Entre les deux réseaux étudiés, la SST de l'analyse AROME-WMED (conditions initiales d'ARCO) a diminué de $0,2^{\circ}\text{C}$ sur l'ensemble du bassin. Ce refroidissement est plus marqué dans le golfe du Lion (d'environ $0,9^{\circ}\text{C}$) à cause du Mistral et de la Tramontane de la phase 1. La SST d'ARCO est plus basse que celle de SSTHR dans le golfe du Lion, mais plus élevée dans le sous-bassin Catalan (environ $1,5^{\circ}\text{C}$). Cependant, les SSTs d'ARCO et de SSTHR sont en moyenne identiques sur le domaine. En moyenne sur le bassin, le couplage a diminué la SST d'environ $0,2^{\circ}\text{C}$ par rapport à l'état initial sous l'effet du Mistral et de la Tramontane présents en début de matinée du 13 octobre (Figure 7.1).

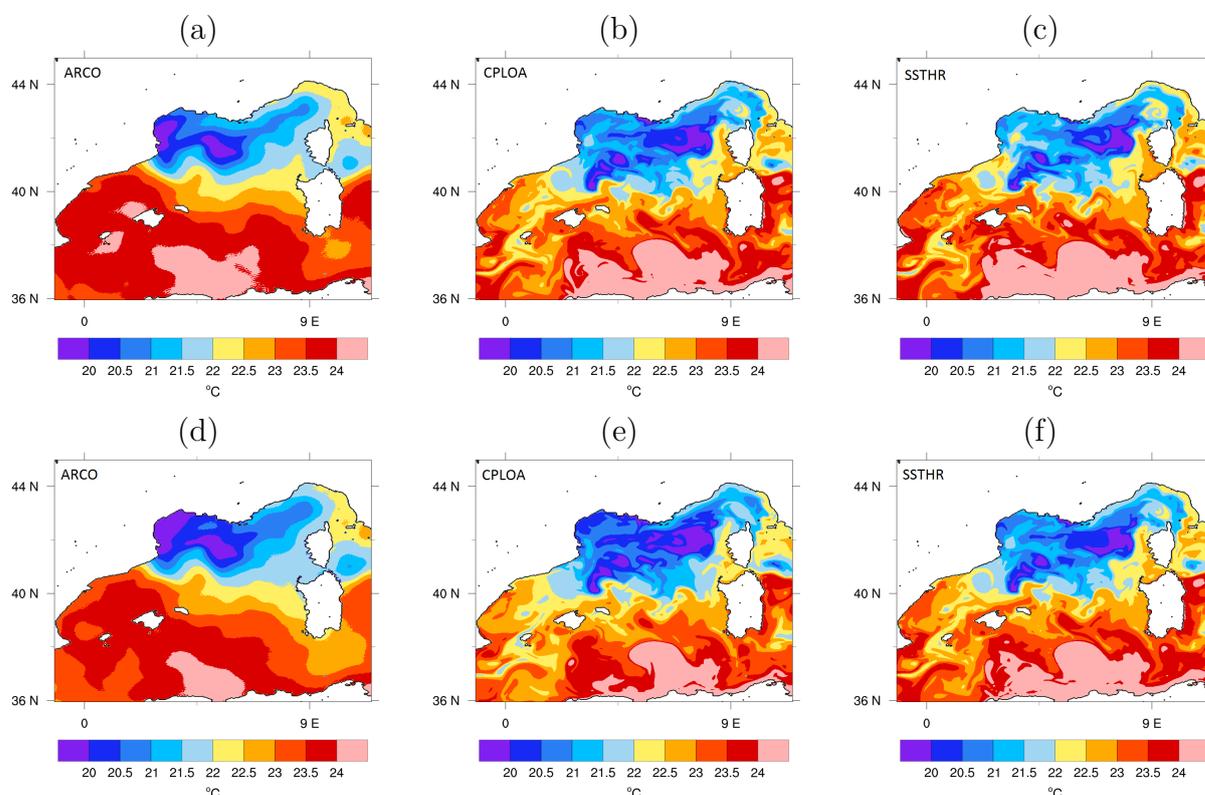


FIGURE 7.2 – Température de surface de la mer prévue à 48 heures d'échéance pour le 13 octobre à 00UTC (en haut) et pour le 15 octobre à 00UTC (en bas) pour les simulations ARCO (à gauche), CPLOA (au centre) et SSTHR (à droite).

En résumé, la SST issue du modèle océanique montre des structures de plus fine échelle caractéristiques de la circulation océanique en Méditerranée occidentale, alors que l'analyse AROME-WMED représente essentiellement la structure moyenne du champ de SST du bassin caractérisée par un gradient sud-nord. Le couplage permet de représenter les évolutions rapides de la température de la mer sous l'effet du Mistral simulé par le modèle atmosphérique.

À présent, nous évaluons l'impact du couplage sur les flux turbulents. En plus des simulations ARCO, CPLOA et SSTHR, l'examen de la simulation AREC va permettre d'évaluer l'impact de la paramétrisation des flux (en comparant ARCO et AREC). À nouveau, on examine deux instants, l'un dans la phase 1 et l'autre dans la phase 3 au milieu des épisodes de précipitations et pour deux échéances de prévision (à 18 heures d'échéance et à 42 heures d'échéance).

Dans les prévisions à 42 heures d'échéance pour le 12 octobre à 18UTC, les champs de flux chaleur latente LHF ont une structure et une amplitude comparables globalement entre les simulations ARCO, AREC, SSTHR et CPLOA (Figure 7.3a, b, c et d). Des différences existent toutefois en termes de localisation des maxima et de structures (plus fines dans CPLOA et SSTHR). Étant donné que l'humidité et le vent dans les basses couches atmosphériques sont globalement identiques entre les simulations, les différences de LHF entre ARCO, SSTHR et CPLOA sont dues aux différences de SST. Dans SSTHR, la zone où LHF est inférieur à -400 W.m^{-2} est plus étendue sur le plateau du golfe du Lion que dans CPLOA (Figure 7.3a et c), ce qui implique que la diminution de la SST (Figure 7.2) durant la prévision a induit une diminution de l'intensité du LHF. Un patch de LHF important (environ -350 W.m^{-2}) est situé au niveau des zones de précipitations convectives, au sud-est des îles Baléares.

Ce patch est dû au vent plus fort sous le système précipitant (Figure 7.4a), et est légèrement décalé vers l'est dans ARCO par rapport à CPLOA à cause de la position différente de ce système. Le flux de chaleur latente de la simulation AREC est légèrement moins intense que celui de la simulation ARCO (Figure 7.3d) sur le plateau du golfe du Lion, malgré une humidité spécifique à 2 mètres quasi similaire et une SST identique puisque provenant des mêmes analyses. La comparaison des prévisions des champs de LHF à courte échéance montre les mêmes résultats que pour les longues échéances. Cependant, l'intensité du LHF prévu à courte échéance (Figure 7.3e et f) est inférieure à celle prévue à longue échéance car le vent est moins important d'environ 2 m.s^{-1} (Figure 7.4), principalement dans le golfe du Lion. De plus, comme la SST de CPLOA est moins éloignée de l'état initial dans les prévisions à courte échéance, les différences dans le champ de LHF entre CPLOA et SSTHR sont encore moins importantes.

Pendant la phase 3, dans les prévisions à 42 heures d'échéance pour le 14 octobre à 18UTC, un patch de LHF important (Figure 7.5) est simulé sous la trace du vent de sud-ouest dans le sous-bassin Catalan où l'air est plus sec (Figure 7.6) et la SST supérieure à 22°C (Figure 7.2d, e et f). Le champ de LHF de CPLOA (Figure 7.5a) est moins intense que celui d'ARCO (Figure 7.5b) dans le sous-bassin, car la SST y est moins élevée et la vitesse du vent est similaire entre ARCO et CPLOA, ainsi que l'humidité spécifique à 2 m dans cette région (Figure 7.6a et b). Ces différences sont également visibles dans l'expérience SSTHR (Figure 7.5c), ce qui montrent qu'elles sont principalement dues aux conditions initiales de SST. Le flux de chaleur latente est aussi important sur le plateau du golfe du Lion, induit par les vents de nord-ouest associés à l'arrivée du front froid à l'arrière du vent de sud-ouest. Dans cette région, LHF est moins important dans ARCO que dans CPLOA, la SST étant plus

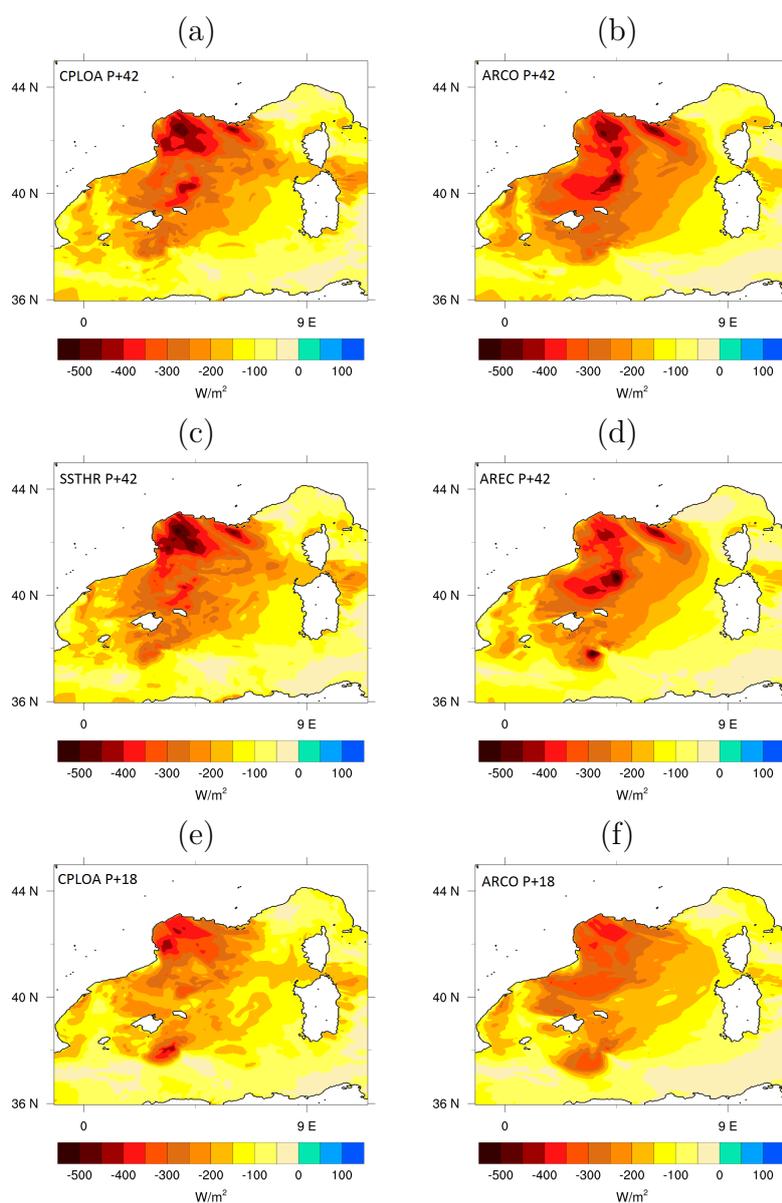


FIGURE 7.3 – LHF prévue pour le 12 octobre à 18UTC (phase 1) à partir du réseau de 00UTC le 11 octobre pour les simulations (a) CPLOA, (b) ARCO, (c) SSTHR et (d) AREC, puis à partir du réseau de 00UTC le 12 octobre pour les simulations (e) CPLOA et (f) ARCO.

basse dans ARCO. L'intensité du LHF produit avec ECUME est très légèrement inférieure à celle produite avec COARE3 (Figure 7.5d). L'examen des champs de LHF aux échéances courtes conduit aux mêmes conclusions.

Dans les prévisions du flux de chaleur sensible à 42 heures d'échéance du 12 octobre à 18UTC (phase 1), on remarque les mêmes différences dans le golfe du Lion et le sous-bassin Catalan que pour le LHF. Les conditions atmosphériques en basses couches de température et de vent étant similaires d'une simulation à l'autre,

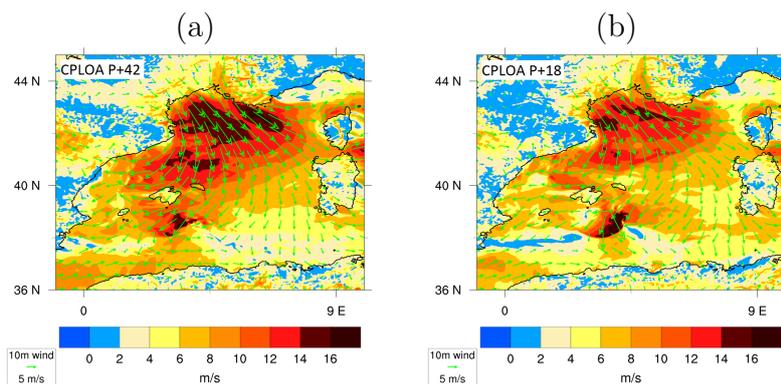


FIGURE 7.4 – Vent à 10 m (vecteurs et vitesse en couleurs) prévu pour le 12 octobre à 18UTC à partir du réseau de 00UTC (a) le 11 octobre et (b) le 12 octobre pour la simulation CPLOA.

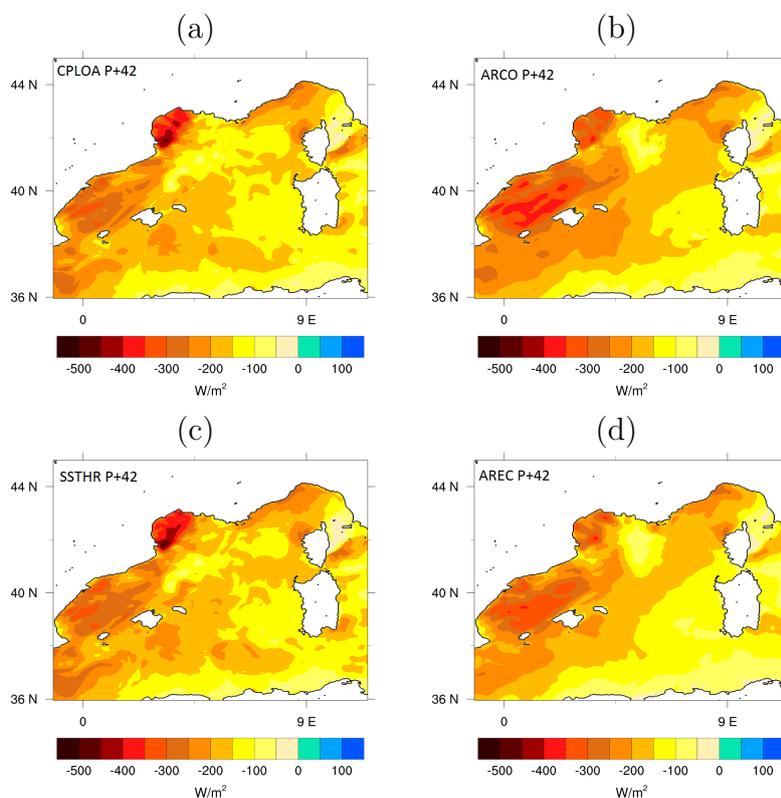


FIGURE 7.5 – Prévisions du LHF pour le 14 octobre à 18UTC (phase 3) à partir du réseau de 00UTC le 13 octobre pour les simulations (a) CPLOA, (b) ARCO, (c) SSTHR et (d) AREC.

les différences de SHF entre ARCO, CPLOA et SSTHR (d'environ $30 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ dans les régions citées, Figure 7.7a et b) sont donc à nouveau dues à la SST. En effet, lorsque la masse d'air froide passe sur une eau plus chaude, le gradient air-mer de température est augmenté et par conséquent le flux de chaleur sensible est plus intense. De plus, le SHF de CPLOA est moins intense que celui de SSTHR (Figure

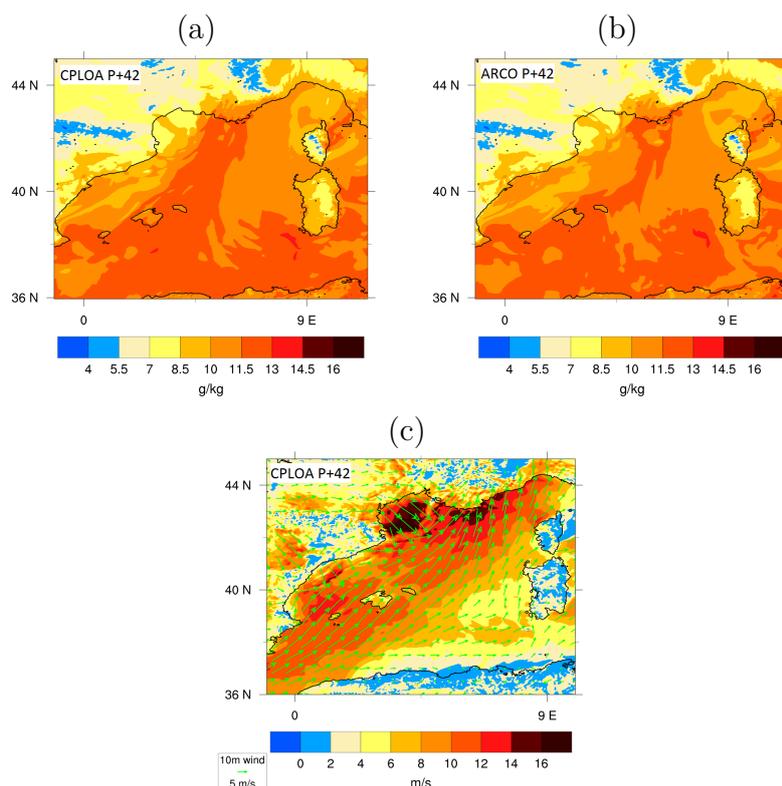


FIGURE 7.6 – Humidité spécifique à 2 m prévue pour le 14 octobre à 18UTC à partir du réseau de 00UTC le 13 octobre pour les simulations (a) CPLOA et (b) ARCO. (c) Vent à 10 m (vecteurs et vitesse en couleurs) prévue pour le 14 octobre à 18UTC à partir du réseau de 00UTC le 13 octobre pour la simulation CPLOA.

7.7a et c), principalement dans le golfe du Lion et le sous-bassin Catalan à cause de la diminution de la SST avec le temps sous l'influence du Mistral. Des zones de flux de chaleur sensible forts (environ -150 W.m^{-2}) se retrouvent également dans les zones de précipitations. Ces flux forts sont induits par le vent (Figure 7.4), le refroidissement sous orage (Figure 7.8) et les précipitations au travers de la correction de Gosnell *et al.* (1995). Ce noyau de fortes valeurs de SHF est aussi visible dans AREC (Figure 7.7d), bien que la correction de Gosnell *et al.* (1995) due aux précipitations ne soit pas appliquée dans ECUME. Sous le Mistral et la Tramontane, le SHF produit par ECUME est supérieur à celui produit par COARE3, jusqu'à environ 45 W.m^{-2} de différences dans le sous-bassin Catalan alors que les conditions atmosphériques sont similaires. Lorsqu'on compare les longues échéances aux courtes, on voit pour toutes les simulations que le SHF est globalement moins intense dans les courtes échéances (Figure 7.7e et f). Ceci est dû d'une part à la vitesse du vent réduite et d'autre part à l'air en basses couches plus chaud dans le golfe du Lion et le sous-bassin Catalan (Figure 7.8) pour les courtes échéances, diminuant ainsi le gradient air-mer de température.

Dans la prévision à 42 heures d'échéance du 14 octobre à 18UTC (phase 3), le vent de sud-ouest transporte un air chaud du sous-bassin Catalan au golfe du Lion, pouvant être plus chaud que la surface de la mer, impliquant l'apparition de zones

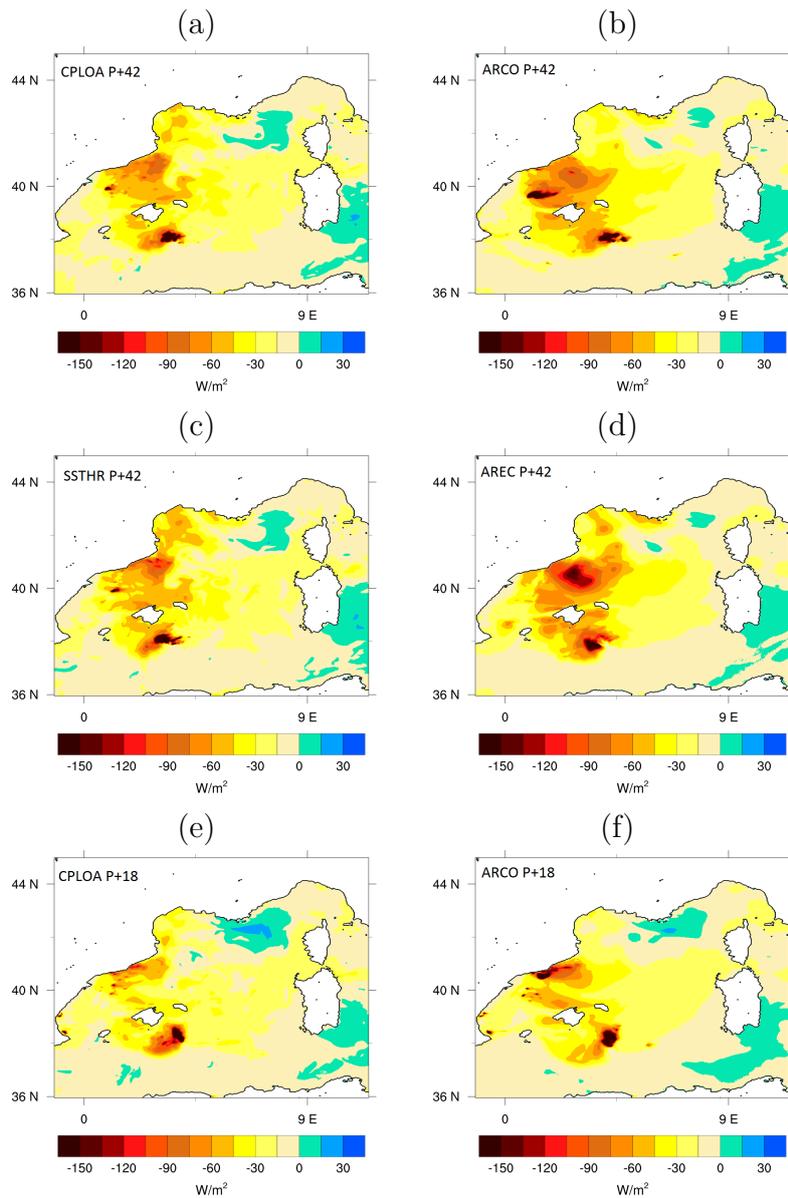


FIGURE 7.7 – Prévisions du SHF pour le 12 octobre à 18UTC à partir du réseau de 00UTC le 11 octobre pour les simulations (a) CPLOA, (b) ARCO, (c) SSTHR et (d) AREC, puis à partir du réseau du 12 octobre à 00UTC pour les simulations (e) CPLOA et (f) ARCO.

de SHF positif correspondant à un gain de chaleur sensible pour l'océan (Figure 7.9). Les structures océaniques de petite échelle sont identifiables dans les champs de SHF de CPLOA et SSTHR. La température de l'air est moins élevée dans le sous-bassin Catalan dans CPLOA (Figure 7.10a) que dans ARCO (Figure 7.10b) jusqu'à environ $1^{\circ}C$. Combiné avec les différences de SST, ceci entraîne des localisations légèrement différentes entre ARCO et CPLOA des zones de gradient air-mer de température positif à l'origine du SHF positif. Sur le plateau du golfe du Lion, la SST de CPLOA est plus élevée que celle d'ARCO pour un vent et une température de l'air globale

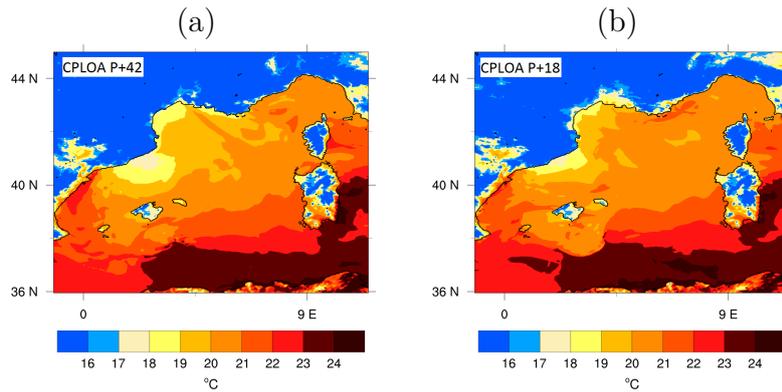


FIGURE 7.8 – Température à 2 m prévue pour le 12 octobre à 18UTC à partir du réseau de 00UTC (a) le 11 octobre et (b) le 12 octobre pour la simulation CPLOA.

lement équivalents, induisant donc un flux de chaleur sensible plus important. Les différences entre SSTHR et CPLOA sont faibles car il y a peu d'évolution de la SST durant cette période. Entre AREC et ARCO, la principale différence se situe dans le golfe du Lion soumis à un vent de nord-ouest fort et froid, où le flux de chaleur sensible produit par ECUME est plus intense d'environ 30 W.m^{-2} (Figure 7.9d). Enfin, entre les longues et les courtes échéances, on retrouve les mêmes conclusions que pour le LHF, qui sont dues aux différences de vent et à la SST.

En ce qui concerne le stress du vent (τ), les différences sont principalement induites par les différences du vent que nous avons décrites. Entre les différentes simulations, le stress est donc globalement similaire, hormis dans les zones de précipitations où le vent est fort et où la correction τ_R est appliquée (Fairall *et al.*, 1996). Les différences entre toutes les simulations dépendent donc de la position du système précipitant.

En résumé, on a vu sur la POI13 que la différence du champ de SST initial impactait majoritairement la localisation et l'intensité des maxima de flux de chaleur. À longue échéance, la différence des intensités des flux de chaleur entre CPLOA et SSTHR est plus importante à cause de l'évolution de la SST dans CPLOA, mais ces différences restent inférieures aux différences induites par des SST initiales différentes. Le couplage ainsi que le changement de SST initiale n'ont pas eu un impact significatif sur le stress du vent.

7.2 Impact sur la prévision des précipitations

Cette section examine les conséquences sur la prévision des précipitations induites par le couplage.

Pour les précipitations de la phase 1, les cumuls de précipitations entre le 12 octobre à 09UTC et le 13 octobre à 10UTC (Figure 7.11) montrent que la zone des précipitations est plus étendue vers le sud du sous-bassin Catalan dans ARCO que

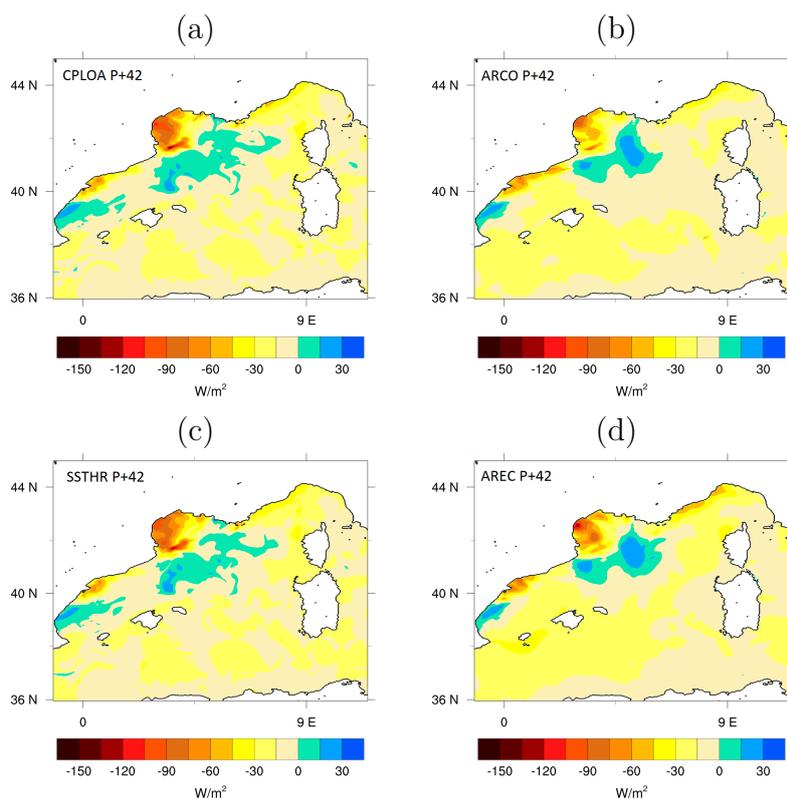


FIGURE 7.9 – Prévisions du SHF prévue pour le 14 octobre à 18UTC à partir du réseau de 00UTC le 13 octobre pour les simulations (a) CPLOA, (b) ARCO, (c) SSTHR et (d) AREC.

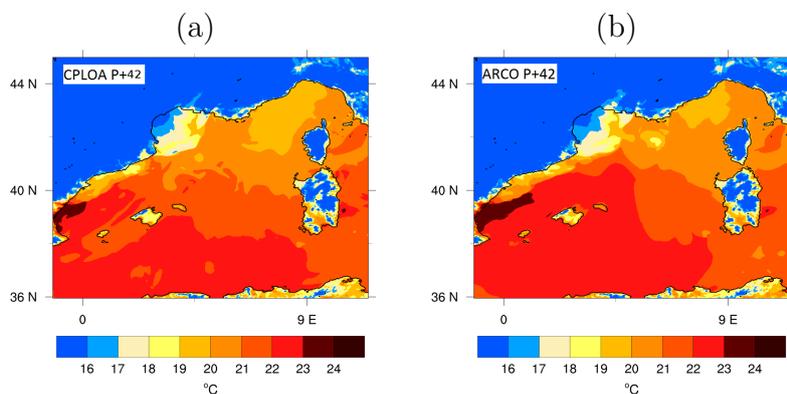


FIGURE 7.10 – Température à 2 m prévue pour le 14 octobre à 18UTC à partir du réseau de 00UTC le 13 octobre pour les simulations (a) CPLOA et (b) ARCO.

dans CPLOA et SSTHR, mais moins étendue vers l'est entre la Sardaigne et l'Afrique du nord. Les cellules de précipitations les plus intenses ne sont pas organisées de la même façon ni aux mêmes endroits dans les simulations ARCO et CPLOA, avec un maximum de 252 mm en 25 heures pour ARCO contre 172 mm en 25 heures pour CPLOA. La simulation SSTHR est intermédiaire entre CPLOA et ARCO. La SST

évolutive dans CPLOA semble augmenter l'étendue des précipitations entre Sardaigne et Afrique du nord, déjà favorisée par la SST initiale (expérience SSTHR). Il faut cependant mentionner que les différences entre les simulations CPLOA, ARCO et SSTHR sont faibles et les cumuls de précipitations sont globalement du même ordre de grandeur dans toutes les simulations. Dans les îles Baléares, là où nous disposons d'observations, cet ordre de grandeur est d'environ 50 mm pour les cumuls simulés et correspond à celui observés par les pluviomètres.

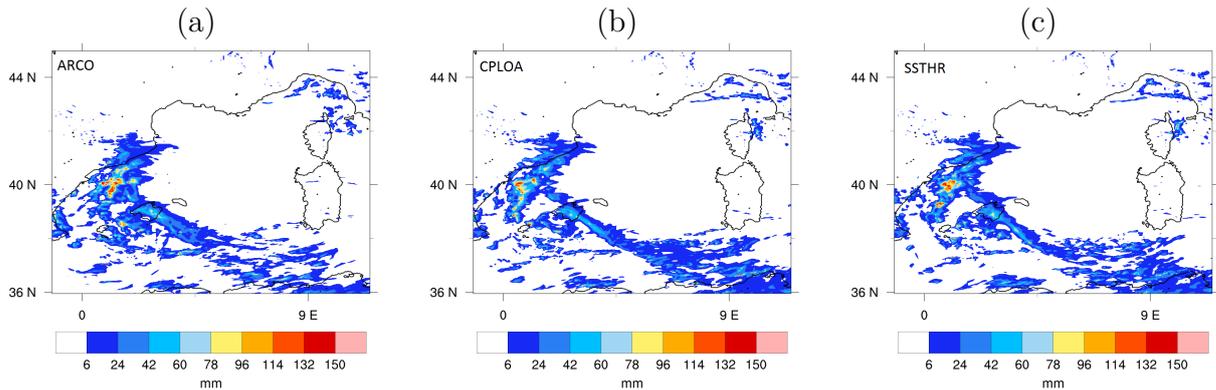


FIGURE 7.11 – Cumul des précipitations du 12 octobre à 09UTC au 13 octobre à 10UTC prévus par les simulations (a) ARCO, (b) CPLOA et (c) SSTHR à partir du réseau de 00UTC le 12 octobre.

Les cumuls de précipitations entre le 14 octobre à 16UTC et le 15 octobre à 00UTC pour les prévisions démarrant le 14 octobre à 00UTC montrent que les précipitations s'étendent de la Côte d'Azur jusqu'à l'est du golfe de Gênes en Italie, dans toutes les simulations (Figure 7.12a, b et c). Cependant, la zone de maximum dans ARCO est concentrée sur les alentours de Nice alors qu'elle s'étend de Nice à Gênes dans CPLOA. Cette différence spatiale est due aux conditions initiales de SST puisque l'on retrouve la même extension dans SSTHR et CPLOA. Le changement de conditions initiales de SST augmente le maximum de cumul de précipitations (122 mm en 9 heures pour SSTHR et 101 mm en 9 heures pour ARCO).

À longue échéance (prévisions démarrant le 13 octobre à 00UTC, Figure 7.12d, e et f), quelle que soit la simulation, le système précipitant est situé trop à l'intérieur des terres par comparaison aux observations (Figure 7.12g) et l'intensité des précipitations est plus faible qu'à courte échéance. Contrairement à la prévision à courte échéance, les intensités de précipitations sont plus faibles avec SSTHR qu'avec ARCO. Par rapport à SSTHR, le couplage a pour effet d'augmenter les maxima de cumul de précipitation, avec une valeur maximale comparable à ARCO, même si la zone de précipitations fortes est moins étendue dans CPLOA.

Des scores sur les précipitations ont été calculés en utilisant les cumuls observés (voir Annexe B) et simulés présentés Figure 7.12. Le Tableau 7.1 présente les biais pour les différentes simulations. Les biais sont relativement faibles, et meilleurs aux échéances plus courtes pour toutes les simulations. CPLOA et ARCO sont les simulations présentant le plus faible biais. Ce biais de CPLOA est notamment meilleur que celui de SSTHR.

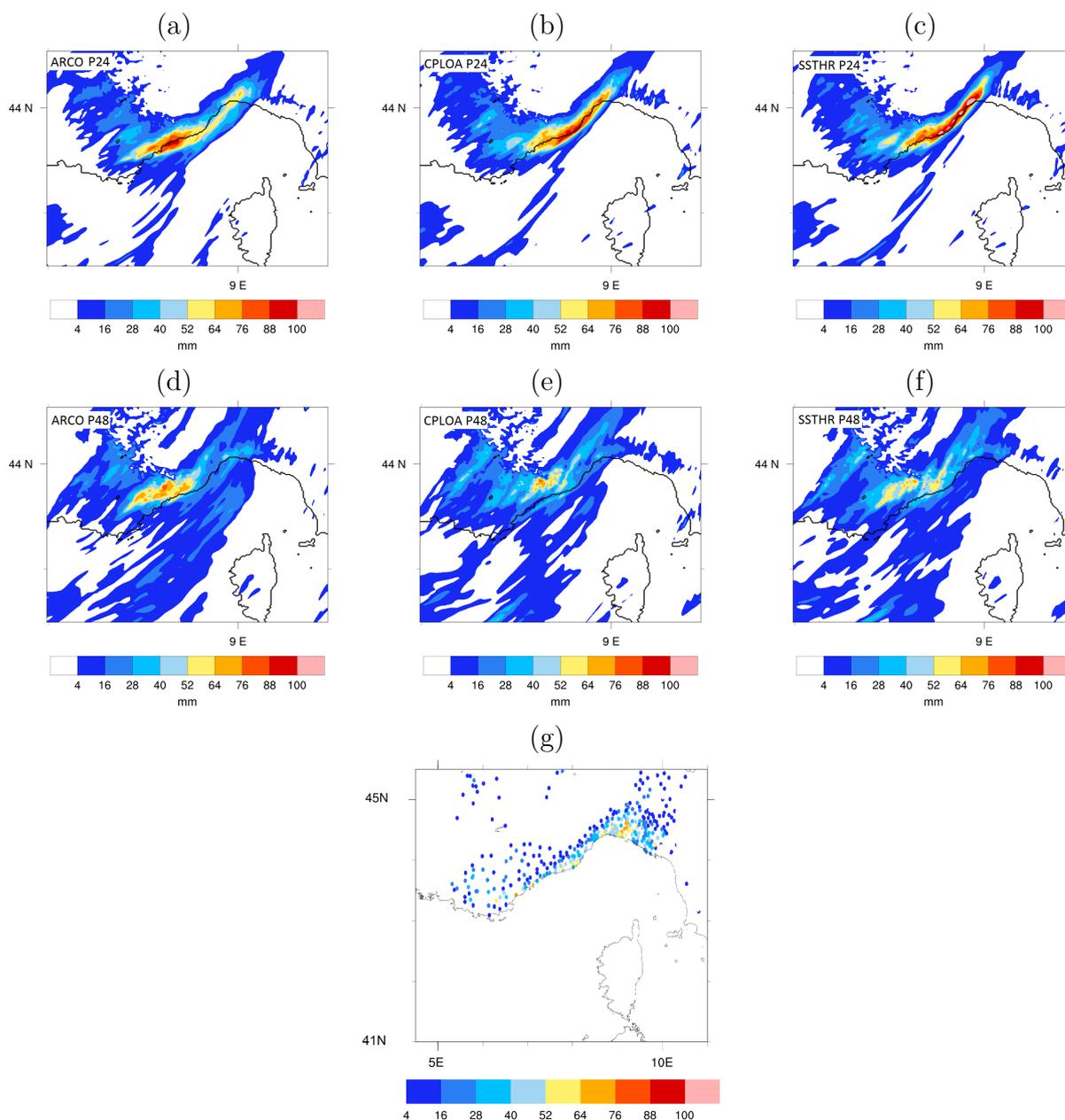


FIGURE 7.12 – Cumul des précipitations du 14 octobre à 16UTC au 15 octobre à 00UTC des simulations prévu à partir du réseau du 14 octobre à 00UTC (en haut) et du réseau du 13UTC à 00UTC (au centre) pour les simulations (a-d) ARCO, (b-e) CPLOA et (c-f) SSTHR. (g) Cumul des précipitations sur 24 heures du 14 octobre mesurés par les pluviomètres de surface (les précipitations ayant commencé à 16UTC, les cumuls sur 24 heures et les cumuls sur 9 heures à partir de 16UTC sont équivalents).

La Figure 7.13 présente les diagrammes de Taylor (voir Annexe B) pour les prévisions à courte et longue échéance. Le diagramme de Taylor permet de visualiser sur un même graphique la corrélation, l'erreur quadratique moyenne (isolignes du

Réseau-Échéance	ARCO	AREC	CPLOA	SSTHR
13/10 00UTC - 48 heures	-0,72	-1,39	-0,86	-1,77
14/10 00UTC - 24 heures	0,43	-0,51	-0,02	-0,54

TABLEAU 7.1 – Biais entre les observations du cumul des précipitations sur 24 heures le 14 octobre et les prévisions ARCO, AREC, CPLOA et SSTHR.

diagramme) et les écarts-types des prévisions par rapport aux observations. Plus le point représentant la prévision est proche de l'étoile représentant l'observation, plus la corrélation sera forte et l'erreur quadratique faible, donc meilleure est la prévision. Plus le point de la prévision est proche de l'arc en trait tireté, plus l'écart-type de la prévision est proche de celui observé. Si on prend CPLOA à courte échéance (Figure 7.13a), la corrélation est de l'ordre de 0,6. L'écart-type de CPLOA (4,2 mm) est similaire à celui observé (étoile), et l'erreur quadratique moyenne est de l'ordre de 4 mm (distance par rapport à l'étoile donnée par les arcs de cercle gris). Sur la Figure 7.13a, on voit donc pour la prévision à courte échéance démarrante à 00UTC le 14 octobre que CPLOA et ARCO ont un écart-type très proche de celui observé, mais qu'ARCO est légèrement meilleure en termes de corrélation et d'erreur quadratique moyenne. La moins bonne des expériences est SSTHR pour ces scores et cette échéance.

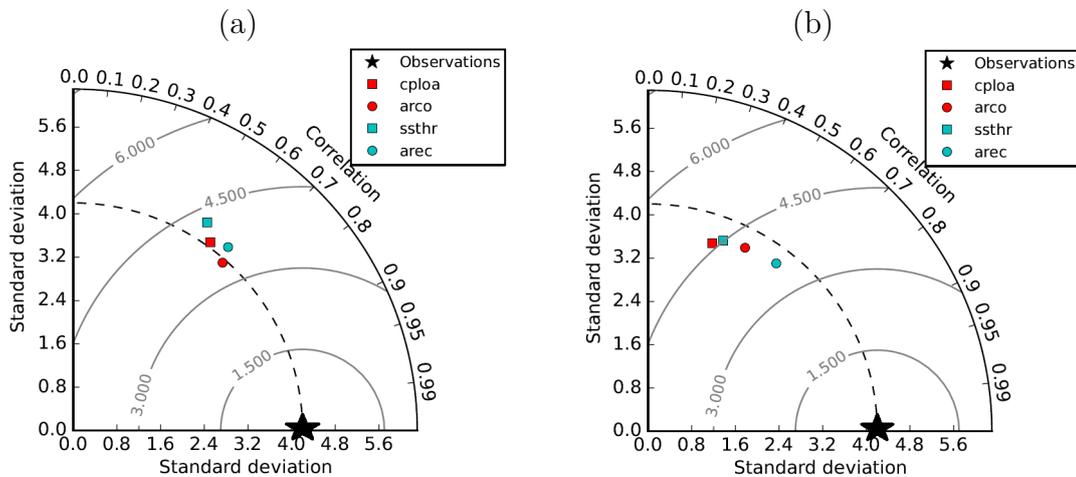


FIGURE 7.13 – Diagrammes de Taylor des cumuls de précipitations sur 24 heures du 14 octobre des prévisions ARCO, AREC, CPLOA et SSTHR (a) démarrante le 14 octobre à 00UTC et (b) le 13 octobre à 00UTC.

Afin de mieux caractériser les champs de précipitations obtenus, des scores catégoriels (voir Ducrocq *et al.*, 2002, par exemple ou Annexe B) ont aussi été calculés pour différents seuils de précipitations (Figure 7.14). Des scores POD (Probabilité de détection), SR (taux de réussite), l'ETS (Equitable Threat Score) et FBIAS (Frequency Bias) égaux à 1 sont relatifs à une prévision parfaite. Le POD, SR et ETS indiquent des simulations de qualité comparable pour les seuils de précipitations faibles (5 et 10 mm), mais de meilleurs scores pour ARCO par rapport à CPLOA

pour les seuils plus élevés (15 à 50 mm) dans les prévisions à courte échéance (démarrant le 14 octobre à 00UTC). Les scores POD, SR et ETS de CPLOA sont par contre meilleurs pour ces seuils élevés que ceux de SSTHR. Le score FBIAS indique globalement une qualité comparable pour CPLOA et ARCO.

En conclusion, le biais et les scores catégoriels pour les seuils de précipitations faibles indiquent une qualité comparable entre ARCO et CPLOA pour la prévision à courte échéance. ARCO est meilleure que CPLOA pour la prévision des précipitations fortes. Tous les scores indiquent que CPLOA est meilleure que SSTHR. Il faut cependant relativiser un peu ces conclusions car en l'absence d'observations, les précipitations sur le domaine maritime ne sont pas considérées pour le calcul des scores. Tous les scores calculés sur les prévisions à longue échéance démarrant le 13 octobre à 00UTC sont meilleurs pour ARCO par rapport à CPLOA (Figure 7.13b, Tableau 7.1). Cependant les scores catégoriels pour l'ensemble des simulations ne sont pas bons, en particulier pour les seuils plus élevés.

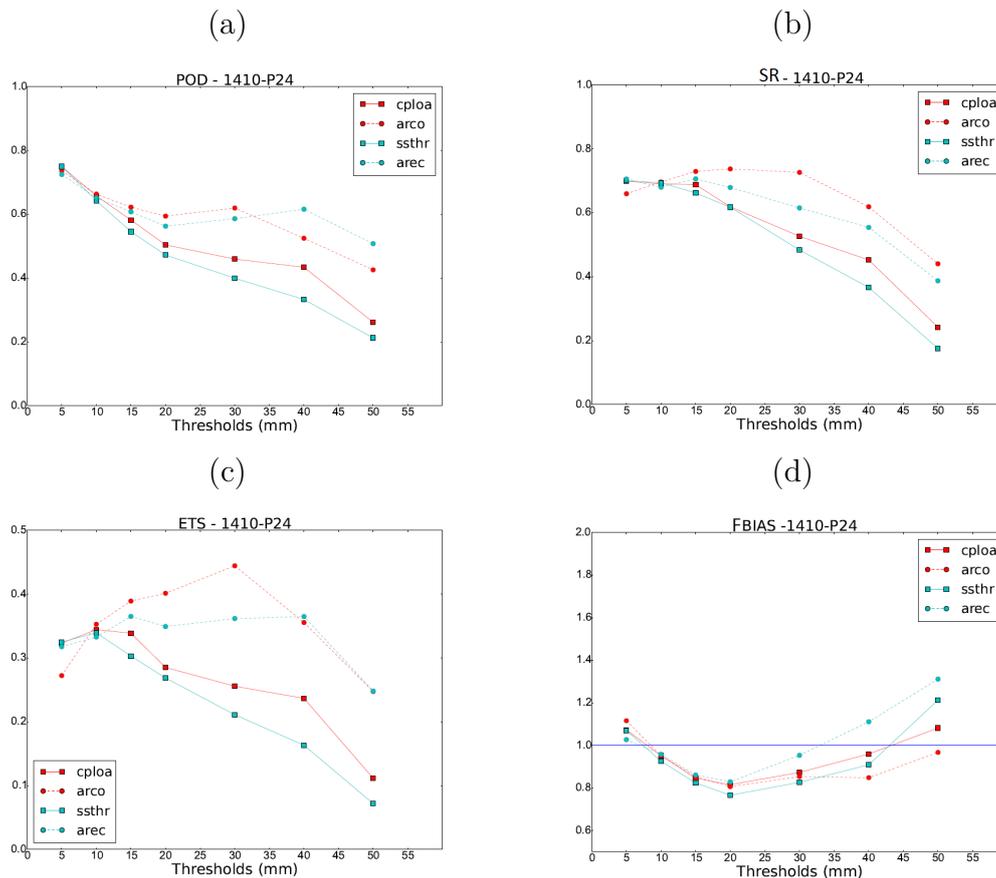


FIGURE 7.14 – Scores (a) POD, (b) SR, (c) ETS et (d) FBIAS sur les cumuls de précipitations en 24 heures du 14 octobre des prévisions ARCO, AREC, CPLOA et SSTHR démarrant le 14 octobre à 00UTC.

7.3 Impact sur la vapeur d'eau dans les basses couches atmosphériques

Dans cette section, nous présentons des bilans en eau dans les basses couches atmosphériques pour les différentes simulations et examinons si les différences constatées peuvent expliquer les différences de représentation des systèmes précipitants de la POI13. La Figure 7.15 présente le bilan en eau sur la boîte définie Figure 6.5 et d'épaisseur 50 hPa (environ 500 m) du 12 au 14 octobre et englobant la période de précipitations de la phase 1 (Figure 7.1).

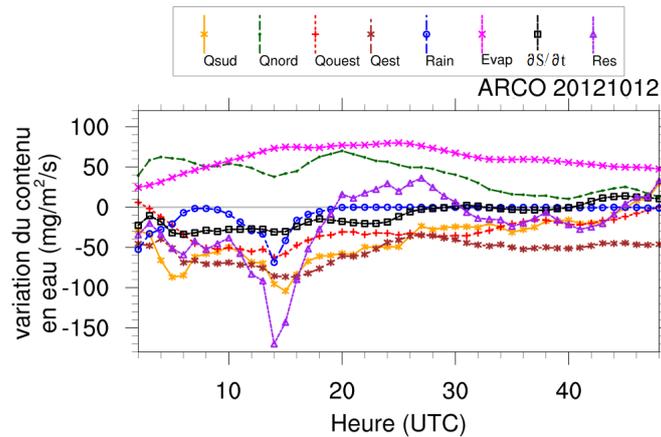


FIGURE 7.15 – Bilans en eau dans la boîte définie Figure 6.5, de la simulation ARCO sur 48 heures de prévision à partir du réseau d'analyse de 00UTC du 12 octobre.

Le 12 octobre, les apports en eau se font par advection depuis le nord et par évaporation. L'apport par advection depuis le nord est d'environ 40 à $60 \text{ mg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ jusqu'au 13 octobre à 06UTC, c'est-à-dire au moment où le vent baisse en intensité. L'apport par évaporation augmente jusqu'à 02UTC le 13 octobre pour atteindre $80 \text{ mg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, et représente alors plus de la moitié de l'apport en eau dans la boîte. Cependant, malgré cet apport en vapeur d'eau important, la boîte a tendance à s'assécher par advection vers l'ouest, le sud et l'est, associée au transport par le Mistral et la Tramontane sortant de la boîte (Figure 7.4). La vapeur d'eau est ainsi transportée vers la zone des précipitations, du sous-bassin Catalan au sud de la Sardaigne. L'hypothèse d'extraction de la vapeur d'eau du golfe du Lion et le transport vers la zone des précipitations à la périphérie du Mistral émise dans l'article Rainaud *et al.* (2015) est confirmée ici avec l'évolution des termes d'advection et d'évaporation. L'évaporation de la mer Méditerranée nord-occidentale représente plus de la moitié de la vapeur d'eau en basses couches qui est transportée hors de la boîte et contribue ainsi aux précipitations à la limite du Mistral et de la Tramontane. Des précipitations se produisent sur le golfe du Lion dans la simulation en début de période avec un pic vers 12UTC le 12 octobre. Au même moment, le terme de résidu, qui inclut les échanges au sommet de la boîte est aussi important et traduit le transport de vapeur d'eau par les ascendances convectives. Le 13 octobre, l'évaporation reste importante malgré la diminution de la vitesse du vent, à cause des gradients air-mer

d'humidité principalement dans le golfe du Lion. Le régime de vent étant le même que le 12 octobre (Mistral et Tramontane dans le golfe du Lion), on a toujours un transport de l'humidité vers l'ouest, le sud et l'est, mais moins important que la veille.

La Figure 7.16a présente l'évaporation pour la journée du 12 octobre pour les simulations CPLOA, ARCO et SSTHR à la fois pour les prévisions de 1h à 24h d'échéance et de 25h à 48h d'échéance. L'évaporation des trois simulations augmente rapidement au cours de la journée, en suivant l'augmentation de la vitesse du Mistral pour les prévisions à courte échéance (de 1h à 24h). L'évaporation d'ARCO est globalement supérieure à celle de SSTHR et CPLOA d'environ $5 \text{ mg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$. Cette différence reste constante toute la journée malgré l'augmentation de l'évaporation. À partir de 15UTC, l'évaporation des prévisions à courte échéance n'augmente plus, contrairement à celle des prévisions à longue échéance. En fin de journée, l'évaporation des prévisions à longue échéance est plus élevée de 20% que celle des prévisions à courte échéance, en raison du vent plus important pour les prévisions à longue échéance. L'évaporation des prévisions couplées est plus faible que celle des deux autres simulations. La différence entre CPLOA et SSTHR augmente vers les plus longues échéances (à partir de 44 heures d'échéance). On peut déduire de l'étude de ce cas que les conditions initiales SSTHR ont diminué l'évaporation par rapport à ARCO. Le couplage atténue encore un peu l'évaporation à cause du refroidissement de la SST au cours de la simulation.

L'apport de vapeur d'eau par le nord (Figure 7.16b) est identique dans les trois simulations à courte échéance. Pour les plus longues échéances, le pic de Q_{nord} d'ARCO a 3 heures d'avance sur celui de CPLOA et SSTHR. De plus, jusqu'à environ 15UTC, il y a des différences de Q_{nord} d'environ 5-10% entre les trois simulations. Ces différences peuvent être liées aux différences d'évaporation dans la partie nord du golfe du Lion qui est en amont à l'extérieur de la boîte.

L'export de vapeur d'eau par l'est et l'ouest est très proche entre les différentes expériences à courte échéance (Figure 7.16d et e), l'export par le sud est plus variable d'une expérience à l'autre à partir de 09UTC (Figure 7.16c). À longue échéance au contraire, les différences sont plus importantes en début de journée. Ces différences de comportement entre les courtes et les longues échéances sont probablement liées aux différences des prévisions de vent en basses couches entre ces deux réseaux. En particulier, l'export par l'est des prévisions à courte échéance est inférieur à celui des prévisions à longue échéance, le vent ayant une composante d'ouest plus marquée sur la face est de la boîte dans les prévisions à longue échéance. Au sein d'un même réseau, aucune des expériences n'a un export systématiquement supérieur ou inférieur aux autres expériences.

Le 14 octobre, l'apport de vapeur d'eau dans la boîte en basses couches se fait par advection par l'ouest et le sud et par évaporation (Figure 7.17). Les apports par advection correspondent au transport de vapeur d'eau par le vent de sud-ouest qui se met en place en début de matinée depuis le sous-bassin ouest-Algérien et l'Espagne. L'apport par évaporation représente environ la moitié des apports par advection durant toute la journée du 14 octobre. Cependant, la vitesse du vent durant cette

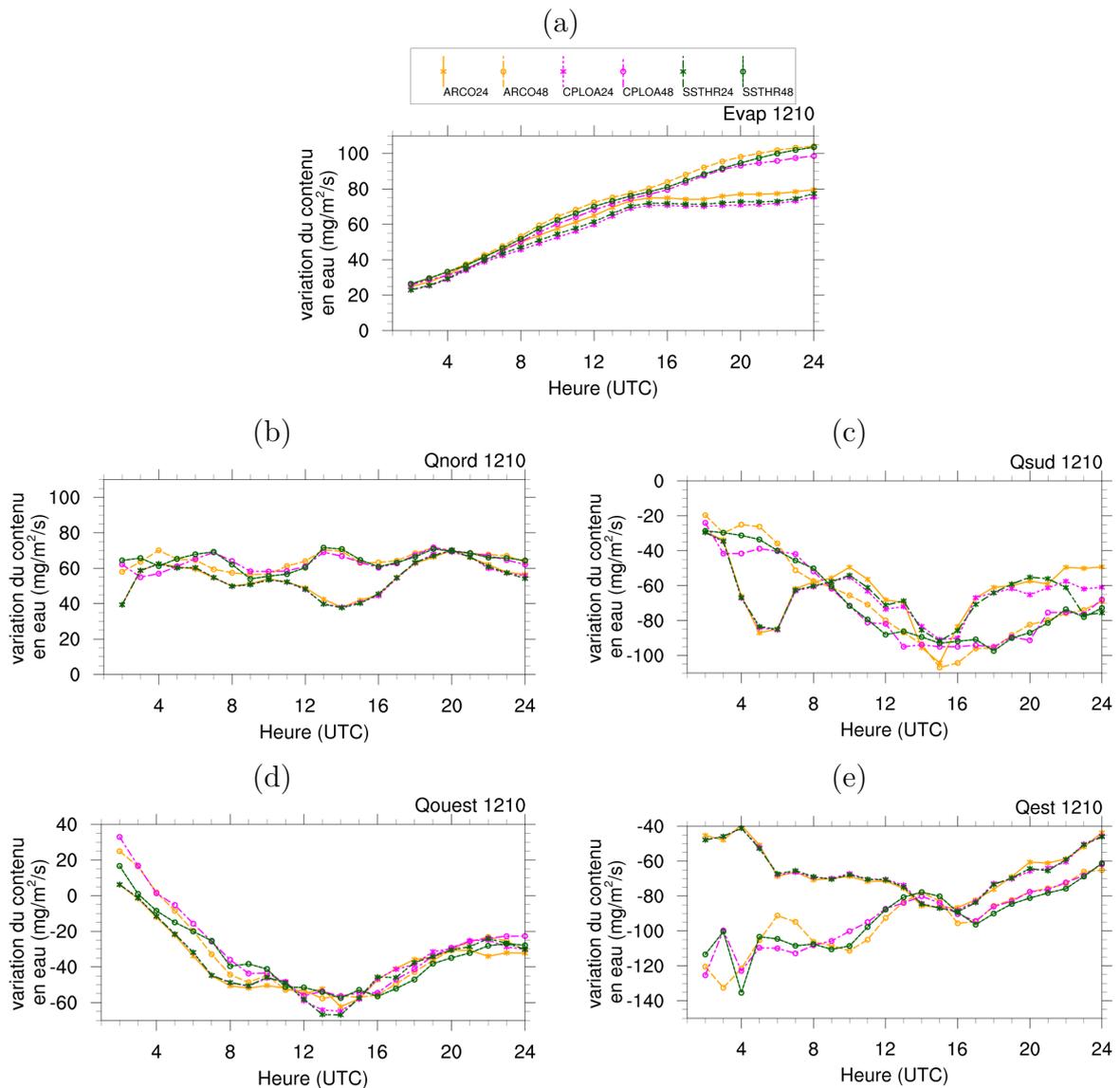


FIGURE 7.16 – (a) Évaporation et (b) Q_{sud} , (c) Q_{ouest} , (d) Q_{est} et (e) Q_{nord} dans la boîte montrée dans la Figure 6.5 d’une épaisseur de 50 hPa (environ 500 m), pour les prévisions ARCO (orange), CPLOA (rose) et SSTHR (vert) à courte (*) et longue (o) échéance du 12 octobre.

période est équivalente à celle de la phase 1, et pourtant, l'évaporation est moins dominante que précédemment. Ceci est dû au fait que la masse d'air dans la boîte est déjà humide. La vapeur d'eau apportée dans la boîte par advection provient soit d'une source extérieure à la Méditerranée, soit de la vapeur d'eau extraite dans le sous-bassin Catalan à proximité des côtes espagnoles ou du sous-bassin Algérien ouest, soit d'une combinaison des trois. La vapeur d'eau est advectée vers le nord et l'est et alimente le système précipitant sur la Côte d'Azur dans l'après-midi. Au cours de la journée, les apports d'eau dans la boîte doublent alors que la boîte s'assèche à partir de 17UTC, heure du début des précipitations. À ce moment là,

les mouvements verticaux transportent la vapeur d'eau vers les étages supérieurs de l'atmosphère, comme le montre l'évolution du résidu. Les précipitations sont aussi responsables de la perte d'eau dans la boîte.

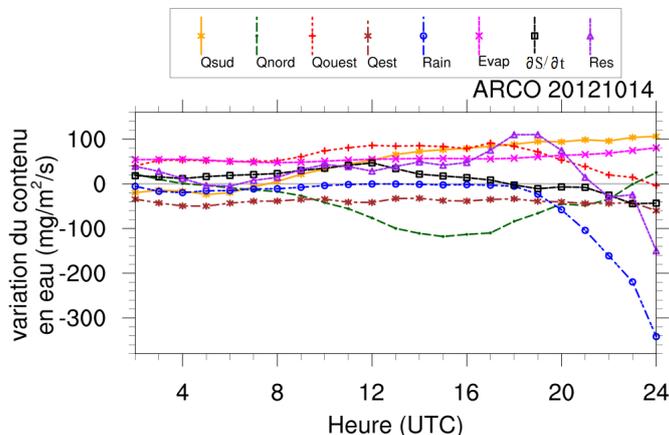


FIGURE 7.17 – Bilans en eau dans la boîte définie Figure 6.5, de la simulation ARCO sur 24 heures de prévision à partir du réseau d'analyse de 00UTC du 14 octobre.

L'évaporation est plus importante dans ARCO que dans les autres simulations durant toute la journée du 14 octobre, quelle que soit l'échéance de prévision (Figure 7.18a). L'écart entre les différentes simulations est plus important sur les prévisions à longue échéance que sur celles à courte échéance, principalement entre SSTHR et CPLOA où il approche les 10% à 48 heures d'échéance contre 2% à 24 heures d'échéance en raison de l'évolution de la SST. Les apports de vapeur d'eau par advection (depuis le sud et l'ouest, Figure 7.18c et d) sont très proches d'une simulation à l'autre. Par contre, les différences de vent vues précédemment induisent des différences d'apport de vapeur d'eau entre les prévisions à courte et à longue échéance. En effet, l'apport depuis l'ouest Q_{ouest} est deux fois plus important pour les courtes échéances jusqu'à 08UTC, l'évaporation est aussi plus importante à courte échéance en début de journée jusqu'à 08UTC environ. Le décalage dans la courbe de Q_{nord} (Figure 7.18b), ainsi que les différences après 20UTC pour Q_{sud} (Figure 7.18c) et Q_{est} (Figure 7.18e) entre les prévisions à courte échéance et longue échéance traduisent une progression du flux de basses couches de sud-ouest différente entre les deux réseaux de prévision. Il y a un flux de vapeur d'eau plus important jusqu'à 14UTC dans les prévisions à courte échéance sur le nord de la boîte. L'alimentation en vapeur d'eau du système précipitant sur le littoral français est donc plus importante dans la prévision à courte échéance et peut expliquer des précipitations plus fortes à courte échéance.

La CAPE est aussi en moyenne plus élevée à courte échéance qu'à longue échéance (Figure 7.19). La langue d'air instable est également plus large dans les prévisions à courte échéance. Ceci est donc en accord avec les cumuls de précipitation prévus plus importants à courte échéance qu'à longue échéance. Les champs de CAPE des expériences CPLOA et SSTHR à courte échéance sont proches et aussi plus intenses dans le sud-est de la France en accord avec plus de précipitations dans cette région

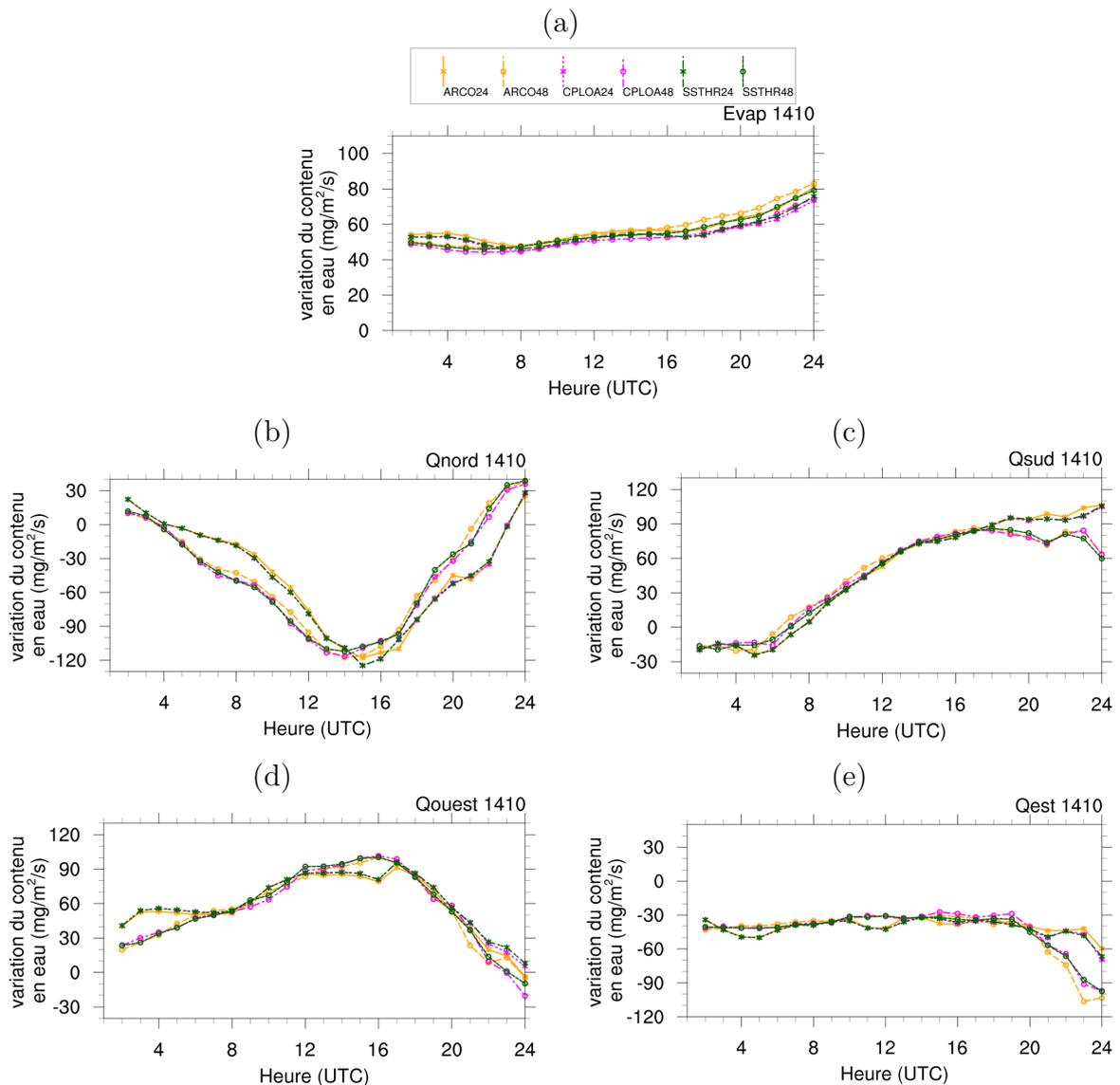


FIGURE 7.18 – (a) Évaporation et (b) Q_{sud} , (c) Q_{ouest} , (d) Q_{est} et (e) Q_{nord} dans la boîte montrée dans la Figure 6.5 d’une épaisseur de 50 hPa (environ 500 m), pour les prévisions ARCO (orange), CPLOA (rose) et SSTHR (vert) à courte (*) et longue (o) échéance du 14 octobre.

que pour l’expérience ARCO.

7.4 Conclusions

Ce chapitre constitue la toute première application du système couplé sur un cas réel, à savoir la POI13. La cohérence entre les différents champs et diagnostics analysés constitue une validation pour le système couplé AROME-NEMO WMED.

Il a été montré que l’amplitude de l’impact de la SST initiale était du même ordre de grandeur que celui de la paramétrisation des flux turbulents sur la prévision des

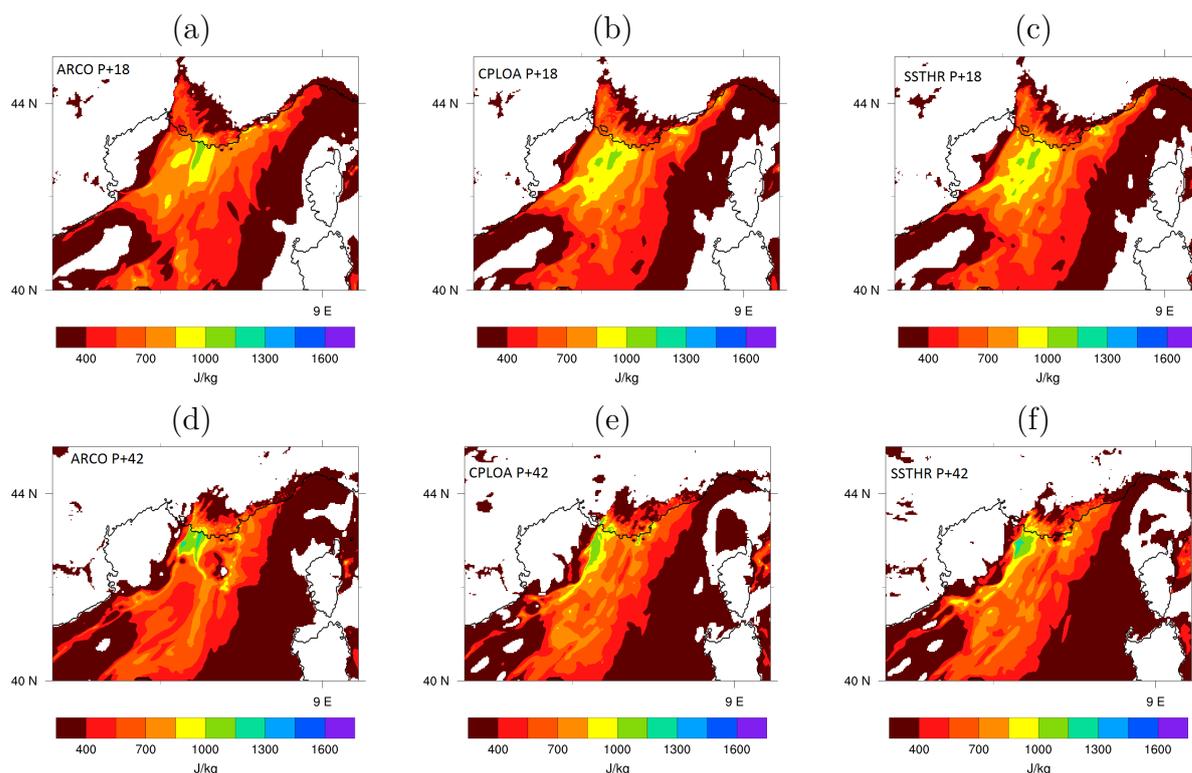


FIGURE 7.19 – CAPE prévue pour le 14 octobre à 18UTC pour les simulations (à gauche) ARCO, (au centre) CPLOA et (à droite) SSTHR prévue à partir du réseau du (en haut) 14 octobre et (en bas) 13 octobre à 00UTC.

précipitations de la POI13. On retrouve donc les résultats de Lebeaupin *et al.* (2006) et Lebeaupin-Brossier *et al.* (2008) mais avec un domaine maritime beaucoup plus grand que celui utilisé à l'époque de ces études.

L'impact du couplage océan-atmosphère interactif sur la prévision des précipitations de la POI13 est plus faible que celui de la SST initiale en raison de la faible évolution de la SST au cours de cette période. Toutefois, la simulation couplée a montré une évaporation moins importante dans le bassin méditerranéen nord-occidental (pendant la phase 1) et dans le sous-bassin Catalan (phase 3). Les différences d'évaporation entre les différentes simulations ont entraîné une modification de la localisation et de l'intensité des maxima de précipitations. Ces différences sont d'autant plus importantes pour les prévisions à longue échéance, montrant que l'impact du couplage sur les basses couches augmente avec les échéances de prévision.

L'analyse des bilans en eau a également permis de confirmer les hypothèses d'extraction et de transport de la vapeur d'eau vers les systèmes précipitants qui ont été émises dans Rainaud *et al.* (2015).

Dans ce chapitre, l'impact du couplage océan-atmosphère interactif a été évalué sur un évènement de Mistral suivi d'un évènement de précipitations intenses sur le sud de la France. Nous allons à présent évaluer l'impact du couplage sur un évènement présentant la situation inverse, à savoir des précipitations intenses suivies d'un évènement de Mistral sur le sud de la France, grâce à l'étude de la POI16.

Chapitre 8

Impact du couplage océan-atmosphère sur la prévision de la POI16

Dans ce chapitre, nous allons étudier l'impact du couplage sur la prévision de la POI16. La POI16 est caractérisée par un épisode de pluies intenses sur les régions de la Méditerranée nord-occidentale (POI16a) qui précède un épisode de Mistral intense (POI16b). La POI16a a eu lieu le 26 octobre, et la POI16b a lieu les 27 et 28 octobre (Figure 8.1). Ce chapitre a pour objet d'évaluer l'impact du couplage sur la prévision de l'évènement précipitant de la POI16a, qui est une situation orageuse complexe avec le développement de convection atmosphérique sur mer ayant affecté le pourtour nord-méditerranéen français et italien (Duffourg *et al.*, 2015). Ensuite, Lebeaupin Brossier *et al.* (2014) ont montré que la couche de mélange océanique a été très fortement modifiée lors de l'évènement de Mistral intense de la POI16b. Ce chapitre va aussi permettre de quantifier l'impact du couplage sur la prévision des paramètres atmosphériques de basses couches pendant un épisode majeur de Mistral (POI16b).

8.1 POI16a

8.1.1 Description de la situation atmosphérique

La situation atmosphérique est caractérisée en basses couches par une dépression qui traverse l'Espagne durant la journée du 26 octobre. Cette dépression induit des vents de sud qui transportent de l'air chaud et humide vers les côtes nord du bassin méditerranéen occidental. La POI16a est décrite dans Ducrocq *et al.* (2014) et Duffourg *et al.* (2015).

Durant la nuit du 25 au 26 octobre, des précipitations convectives ont lieu sur les côtes catalanes. Les cellules convectives s'organisent rapidement en MCS le long d'un axe nord-sud qui se déplace lentement vers les côtes françaises dès 06UTC le 26 octobre. Ce MCS est appelé par la suite MCS1a. Un second MCS (MCS1b) se forme au sud-est du MCS1a en se séparant de ce dernier à partir de 07UTC. À 09UTC,

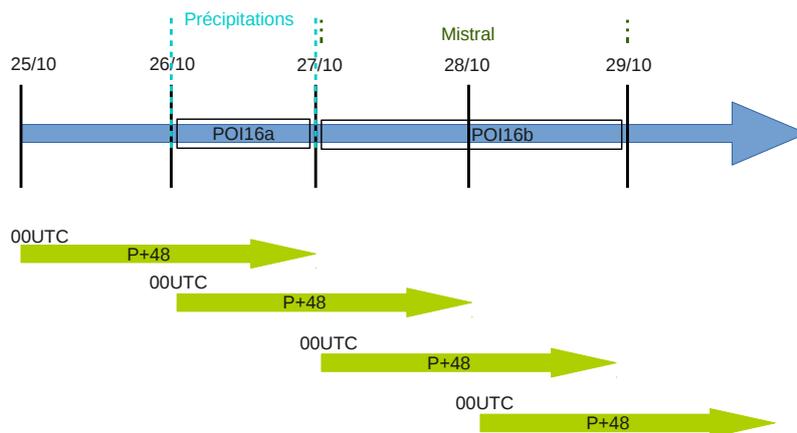


FIGURE 8.1 – Schéma représentant les phases et les prévisions disponibles de la POI16.

le MCS1a affecte le littoral du Languedoc et les Cévennes et le MCS1b est au large du Var et de la Côte d’Azur (Figure 8.2).

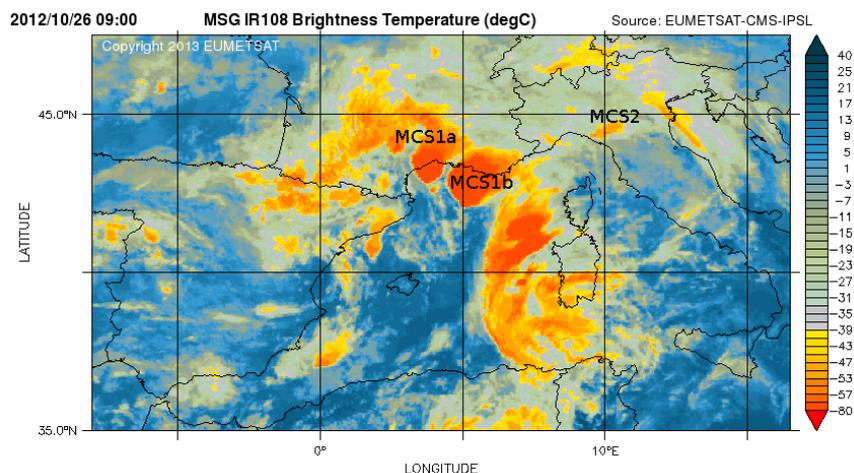


FIGURE 8.2 – Image satellite infrarouge (température de brillance en couleurs, en °C) du satellite EUMETSAT-MSG à 09UTC le 26 octobre.

Le MCS1b progresse lentement vers le nord-est et affecte le Var tout l’après-midi. Les pluies abondantes induites par le MCS1b provoquent des débordements et des inondations à Toulon qui causent la mort de deux personnes. Ces MCS conduisent à d’importantes précipitations sur le sud-est de la France, plus de 100 mm en 24 heures pour le MCS1a et plus de 150 mm en 24 heures pour le MCS1b. Un autre MCS (MCS2) affecte la région entre Gênes et La Spezia en Ligurie (Italie) une bonne partie de la journée, avec localement des cumuls en 24 heures dépassant 240 mm. Dans la nuit du 26 au 27 octobre, un front froid traverse le sud de la France et

repousse le vent de sud alimentant les MCS en humidité. Nous nous concentrerons principalement dans cette section sur les deux systèmes qui ont affecté les côtes françaises, c'est-à-dire les MCS1a et MCS1b.

8.1.2 Différences de SST et de flux de chaleur

Les différences de SST ont été évaluées par comparaison des prévisions ARCO et CPLOA du 27 octobre à 00UTC, c'est-à-dire après 48 heures de prévision à partir du réseau du 25 octobre à 00UTC et après 24 heures de prévision à partir du réseau du 26 octobre à 00UTC. À nouveau, les comparaisons avec SSTHR permettent de séparer l'effet des conditions initiales de SST de l'effet du couplage. Nous ne présentons ici que les comparaisons pour les prévisions à courte échéance (Figure 8.3), les champs de SST prévus à longue échéance n'étant pas très différents de ceux prévus à courte échéance.

Entre ARCO et CPLOA (Figure 8.3), on retrouve les mêmes différences en terme d'échelle spatiale liées à la présence de structures fines dans CPLOA qui ont déjà été mises en évidence dans le chapitre précédent. En moyenne dans le bassin, la SST d'ARCO est plus élevée que celle de CPLOA d'environ $0,4^{\circ}\text{C}$. Dans la partie sud du domaine, la SST d'ARCO est plus élevée que dans CPLOA, notamment dans le sous-bassin Catalan (d'environ $0,6^{\circ}\text{C}$). Cependant, dans le sous-bassin ouest-Algérien, c'est la SST de CPLOA qui est plus importante d'environ 1°C . Au nord du domaine, les zones de SST minimales ne sont pas localisées aux mêmes endroits dans CPLOA et ARCO. Pour ARCO, la SST est minimale sur le plateau du golfe du Lion alors que dans CPLOA, elle est minimale entre la Corse et le Var. Toutes ces différences se retrouvent lorsque l'on compare ARCO à SSTHR, le couplage ne modifiant pratiquement pas le champ de SST pendant la POI16a.

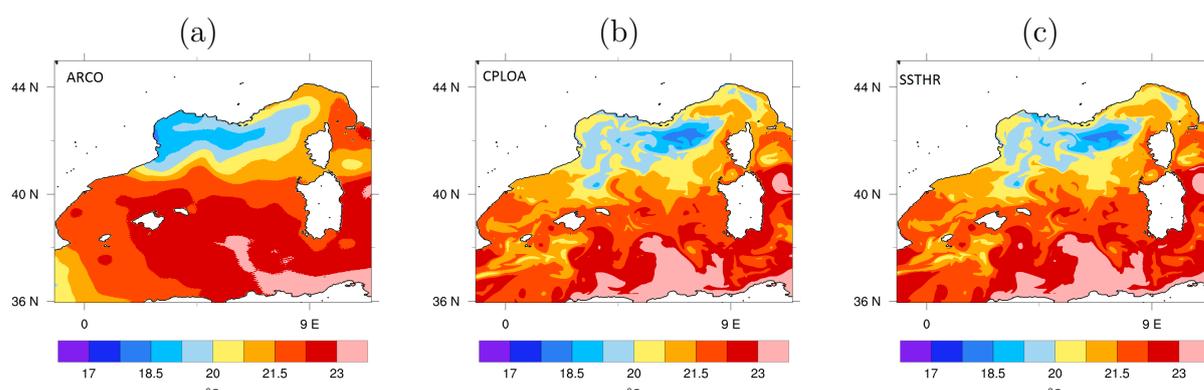


FIGURE 8.3 – SST prévue pour le 27 octobre à 00UTC des simulations (a) ARCO, (b) CPLOA et (c) SSTHR à partir du réseau du 26 octobre à 00UTC.

Avant de commenter les différences en terme de flux turbulents, il est utile de présenter les conditions en vent et humidité au-dessus de la mer Méditerranée. Un vent de sud sud-est très humide s'étend à 06UTC de la Tunisie au golfe du Lion (Figure 8.4). À l'ouest de ce flux humide de basses couches, un vent de sud-ouest un peu plus sec s'établit au sud des Baléares et progresse vers l'est au cours de la

journée, repoussant le flux humide de sud sud-est vers le nord-est de la Méditerranée (Figure 8.5a).

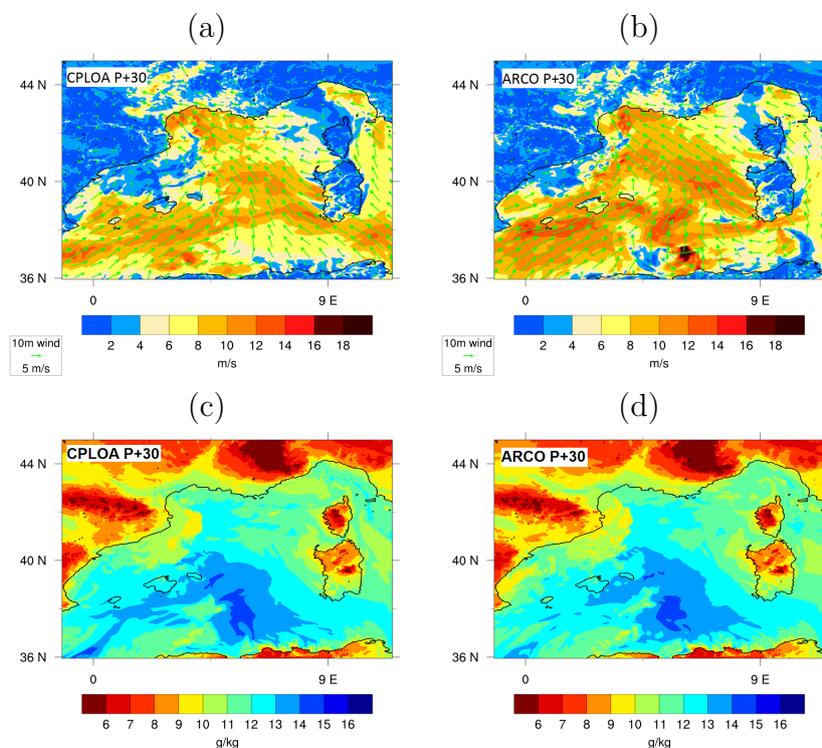


FIGURE 8.4 – (en haut) Vent à 10 m (vecteurs et vitesse en couleurs) et (en bas) humidité spécifique au premier niveau du modèle prévue pour le 26 octobre à 06UTC à partir du réseau de 00UTC le 25 octobre pour les simulations (à gauche) CPLOA et (à droite) ARCO.

Les précipitations associées aux MCS1a et MCS1b se forment à l’extrémité de ce flux humide de sud sud-est et sur la zone de convergence entre le flux humide et le vent de sud-ouest. Les différences les plus importantes entre les expériences et les courtes et longues échéances sont : i) une progression plus rapide de la zone de vent de sud-ouest aux courtes échéances (Figure 8.5), ii) un vent plus intense dans ARCO par rapport à CPLOA surtout en début de matinée dans les prévisions à longue échéance, et iii) une humidité spécifique et un vent plus faibles dans AREC par rapport aux autres simulations à longue échéance.

Le champ de LHF (Figure 8.6) montre que l’évaporation est modérée et a lieu principalement dans la zone de vents forts de sud-ouest près des îles Baléares et moins dans la zone de vents forts de sud sud-est car les basses couches sont déjà proches de la saturation dans cette région. Le flux de chaleur latente est plus fort dans ARCO (d’environ 50 W.m^{-2}) que dans CPLOA et SSTHR, en lien avec une SST plus élevée et un vent légèrement plus fort dans cette zone (sud du bassin) dans ARCO. Entre CPLOA et SSTHR, le flux de chaleur latente est quasiment similaire, pour les courtes et les longues échéances (Figure 8.6e). Les flux de chaleur latente sont plus faibles dans AREC par rapport ARCO (d’environ 50 W.m^{-2}), ce

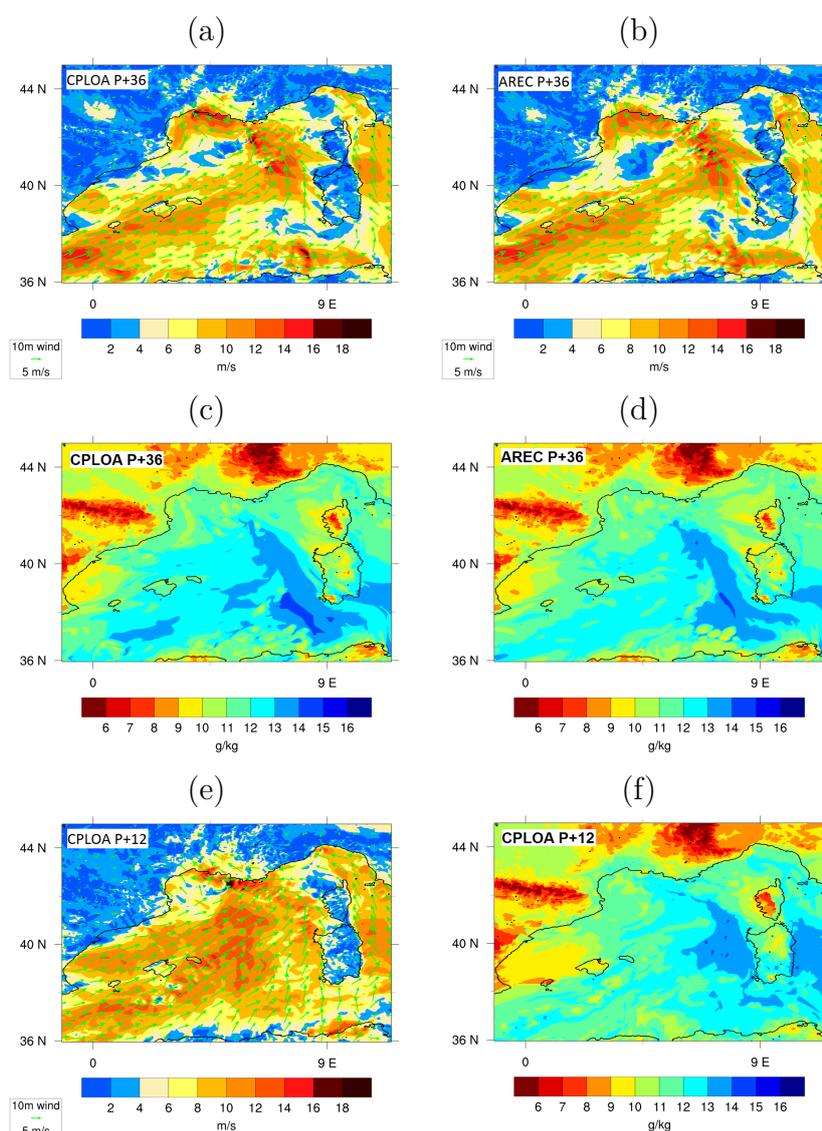


FIGURE 8.5 – (en haut) Vent à 10 m (vecteurs et vitesse en couleurs) et (au centre) humidité spécifique au premier niveau du modèle prévue pour le 26 octobre à 12UTC à partir du réseau de 00UTC le 25 octobre pour les simulations (a-c) CPLOA et (b-d) AREC. (e) Vent à 10 m (vecteurs et vitesse en couleurs) et (f) humidité spécifique au premier niveau du modèle prévue pour le 26 octobre à 12UTC à partir du réseau de 00UTC le 26 octobre pour la simulation CPLOA.

qui pourrait expliquer une humidité spécifique en basses couches plus faible dans AREC. À courte échéance, la zone de flux maximale ($LHF < -200 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) est plus étendue à 12UTC en lien avec une progression plus rapide des vents de sud-ouest dans les prévisions à courte échéance.

Le vent de sud sud-est apporte un air plus chaud que la surface de la mer, ce qui induit un flux de chaleur sensible positif dans cette zone (de la Tunisie aux côtes françaises, Figure 8.7). Les patches de SHF négatifs dans le golfe du Lion et le sous-bassin Catalan correspondent à la localisation des systèmes précipitants et

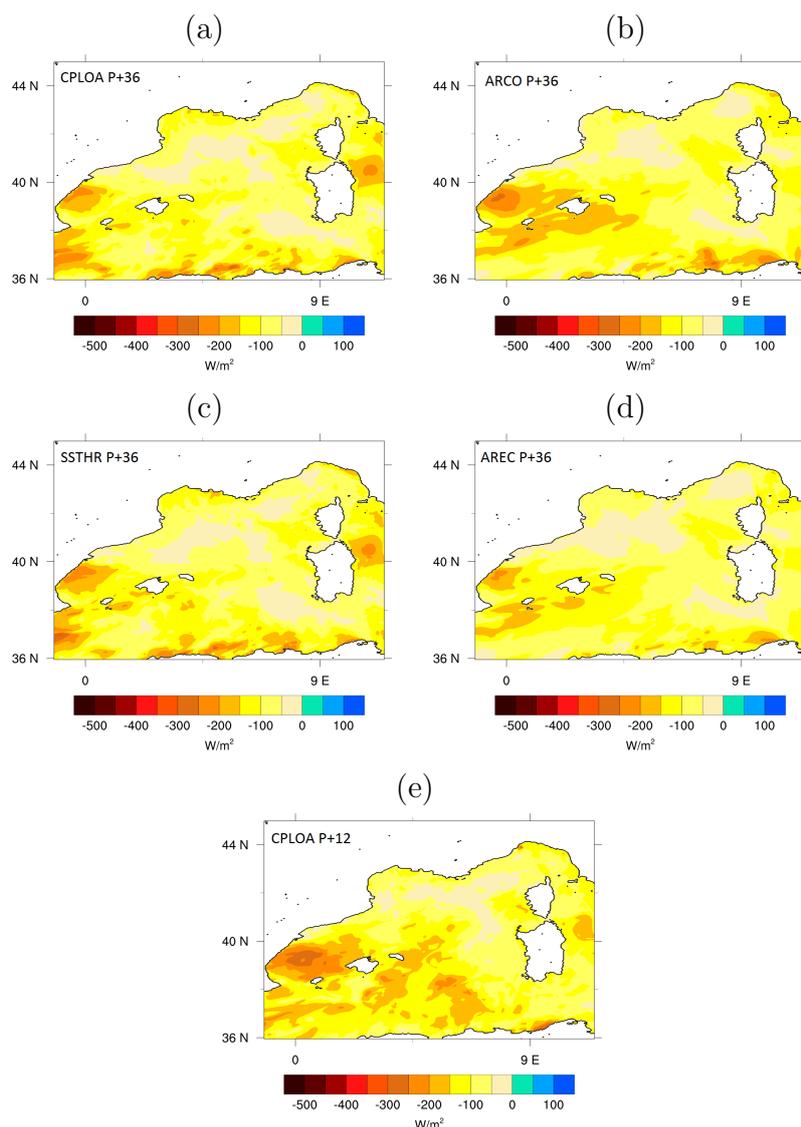


FIGURE 8.6 – Prédiction du LHF pour le 26 octobre à 12UTC à partir du réseau de 00UTC le 25 octobre pour les simulations (a) CPLOA, (b) ARCO, (c) SSTHR et (d) AREC, et (e) à partir du réseau de 00UTC du 26 octobre pour CPLOA.

sont liés aux vents forts et au refroidissement sous orage pour toutes les simulations, et également à la correction du SHF pour les précipitations de Gosnell *et al.* (1995), sauf pour AREC. Des différences locales sont également visibles, notamment sur le plateau du golfe du Lion où le flux de chaleur sensible de CPLOA est supérieur à celui d'ARCO, l'inverse se retrouve dans le sous-bassin Catalan en relation avec les différences de SST. L'amplitude du SHF est cependant comparable entre toutes les simulations.

Le champ de stress du vent (Figure 8.8) présente de légères différences, qui sont liées dans le golfe du Lion, aux différences d'intensité du vent entre les simulations, et, dans le sud du bassin, aux différences de vent entre les échéances de prévision.

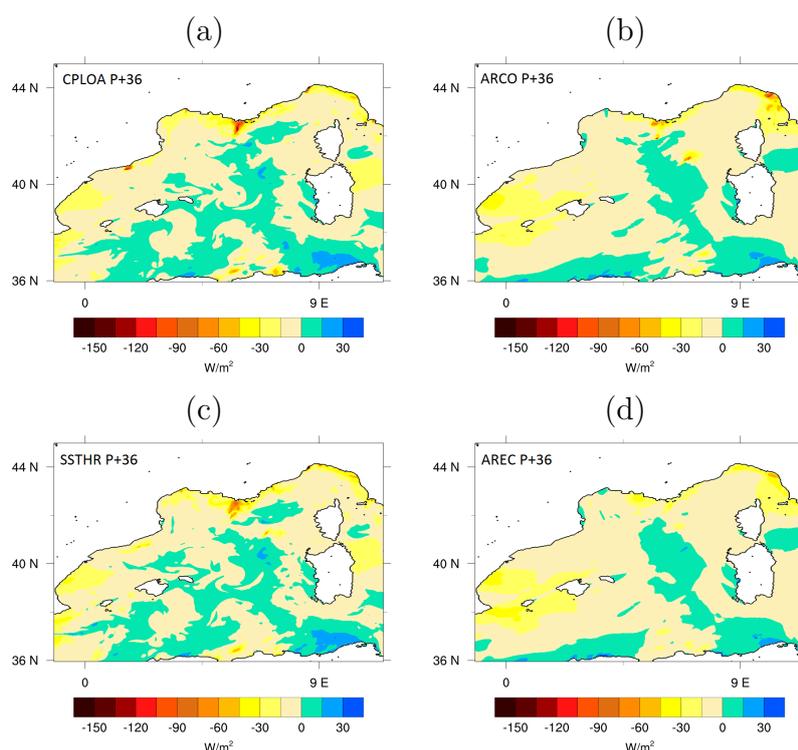


FIGURE 8.7 – Prédiction du SHF pour le 26 octobre à 12UTC à partir du réseau de 00UTC le 25 octobre pour les simulations (a) CPLOA, (b) ARCO, (c) SSTHR et (d) AREC.

8.1.3 Impact sur les précipitations

Nous allons à présent évaluer les conséquences de ces différences de SST et de flux turbulents sur les prévisions des précipitations associées aux MCS1a et MCS1b.

La Figure 8.9 présente les cumuls de précipitations sur 24 heures pour le 26 octobre. À courte échéance (Figure 8.9a, b et c), toutes les simulations produisent de forts cumuls de précipitations sur les Cévennes associées au MCS1a mais qui apparaissent surestimés par rapport aux observations (Figure 8.9g). Les précipitations fortes associées au MCS1b le long du Var sont plus variables d’une simulation à l’autre. Elles semblent légèrement mieux représentées dans CPLOA par rapport aux observations. Pour les précipitations du MCS2 sur le golfe de Gênes, les simulations SSTHR et CPLOA simulent les intensités plus proches des observations, mais ARCO est plus réaliste en terme de localisation.

Aux longues échéances, l’impact de la SST initiale ou du couplage est important sur la prévision des MCS et les cumuls des précipitations associés. CPLOA ne simule pas les forts cumuls associés au MCS1b, mais représente les précipitations fortes du MCS1a sur les Cévennes (Figure 8.9e). L’inverse est constaté pour ARCO (Figure 8.9d). SSTHR semble être la simulation la plus proche des observations aux longues échéances (Figure 8.9f), avec une représentation des précipitations fortes associées à la fois au MCS1a et au MCS1b.

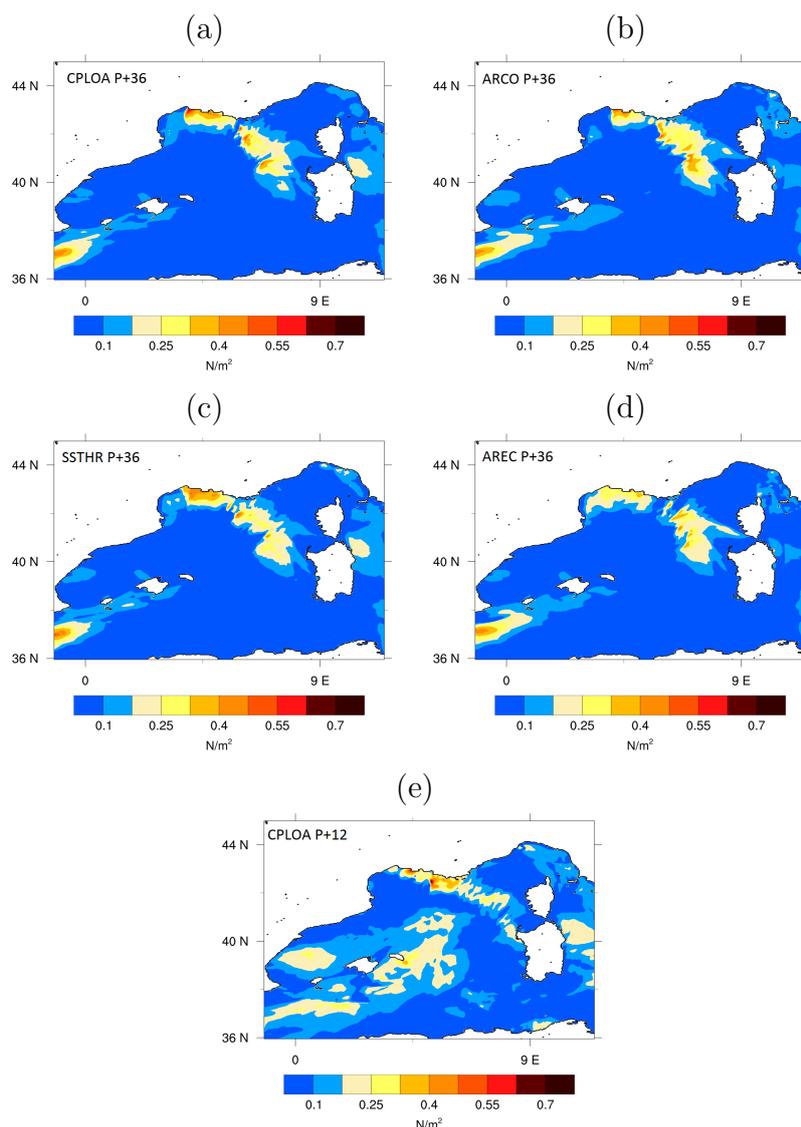


FIGURE 8.8 – Prédiction du stress du vent pour le 26 octobre à 12UTC à partir du réseau de 00UTC le 25 octobre pour les simulations (a) CPLOA, (b) ARCO, (c) SSTHR et (d) AREC et (e) à partir du réseau de 00UTC le 26 octobre pour la simulation CPLOA.

Les scores confirment cette évaluation subjective. Tout d’abord, pour les prévisions à courte et longue échéances, les prévisions CPLOA et SSTHR ont des biais plus faibles qu’ARCO (Tableau 8.1). SSTHR a un biais légèrement plus faible que celui de CPLOA.

Le diagramme de Taylor (Figure 8.10a) pour les prévisions à 24 heures d’échéance montre que la corrélation et l’erreur quadratique moyenne sont légèrement meilleures pour la simulation ARCO que pour les simulations CPLOA et SSTHR (qui sont très proches).

Globalement, les scores catégoriels indiquent de meilleurs résultats pour CPLOA que pour ARCO. Le POD (Figure 8.11a) pour CPLOA à courte échéance est meilleur

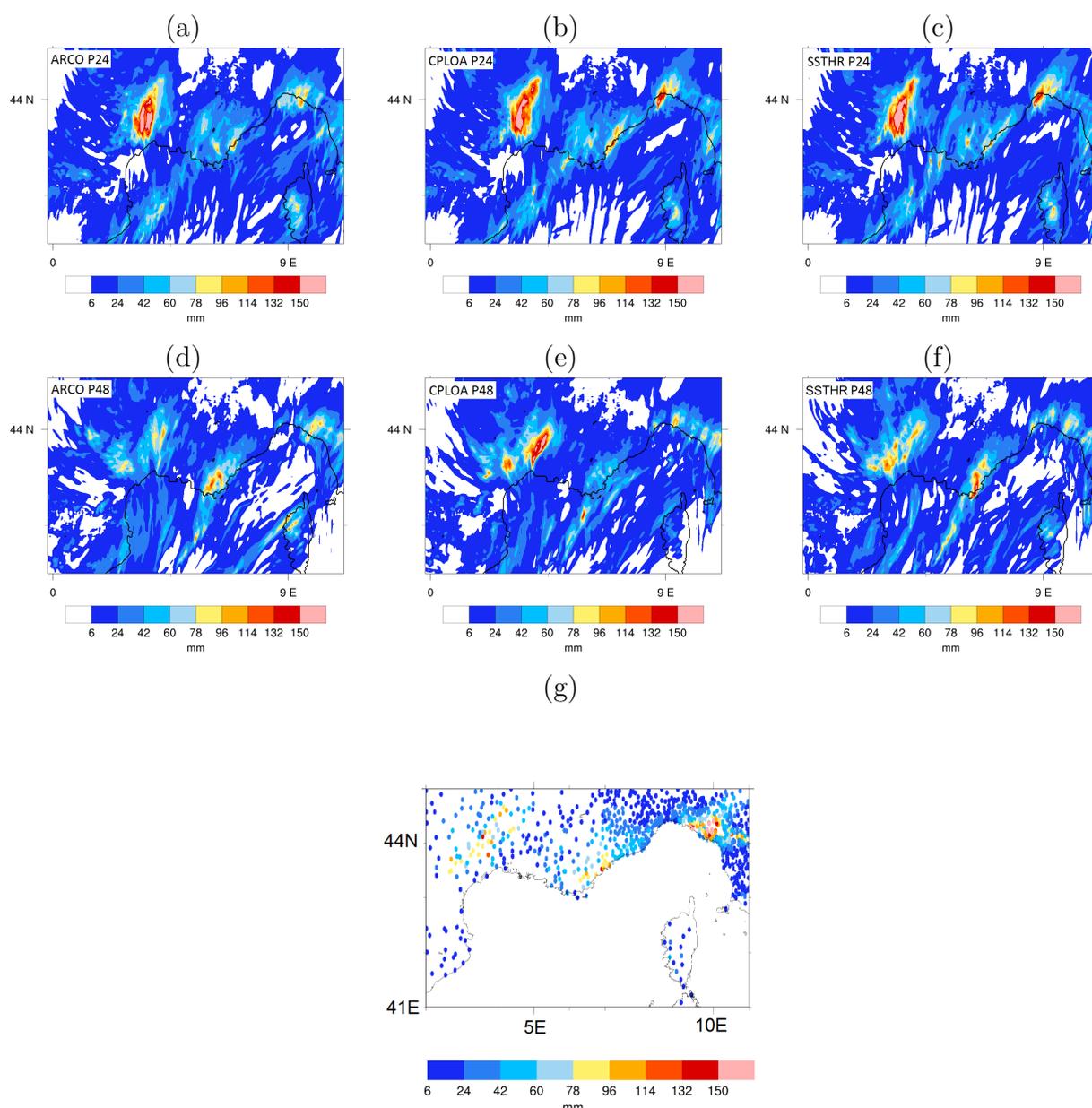


FIGURE 8.9 – Cumul des précipitations sur 24 heures du 26 octobre à partir du réseau (en haut) du 26 octobre à 00UTC et (au centre) du 25 octobre à 00UTC, pour les simulations (à gauche) ARCO, (au centre) CPLOA et (à droite) SSTHR. (g) Cumul des précipitations sur 24 heures du 26 octobre mesurés par les pluviomètres de surface.

ou équivalent à celui d'ARCO quel que soit le seuil. Il en est de même pour SR (Figure 8.11b) sauf pour le seuil élevé de 50 mm pour lequel le SR est meilleur pour ARCO. Le FBIAS (Figure 8.11c) est aussi meilleur pour CPLOA que celui d'ARCO quel que soit le seuil. L'ETS (Figure 8.11d) est relativement faible quel que soit le seuil et la simulation, et traduit une prévision des précipitations relativement éloignée des observations. L'ETS de l'expérience CPLOA est cependant meilleur

Réseau-Échéance	ARCO	AREC	CPLOA	SSTHR
25/10 00UTC - 48 heures	8,87	7,28	7,61	6,27
26/10 00UTC - 24 heures	4,97	4,72	1,76	1,65

TABLEAU 8.1 – Biais entre les observations du cumul des précipitations sur 24 heures le 26 octobre et les prévisions ARCO, AREC, CPLOA et SSTHR.

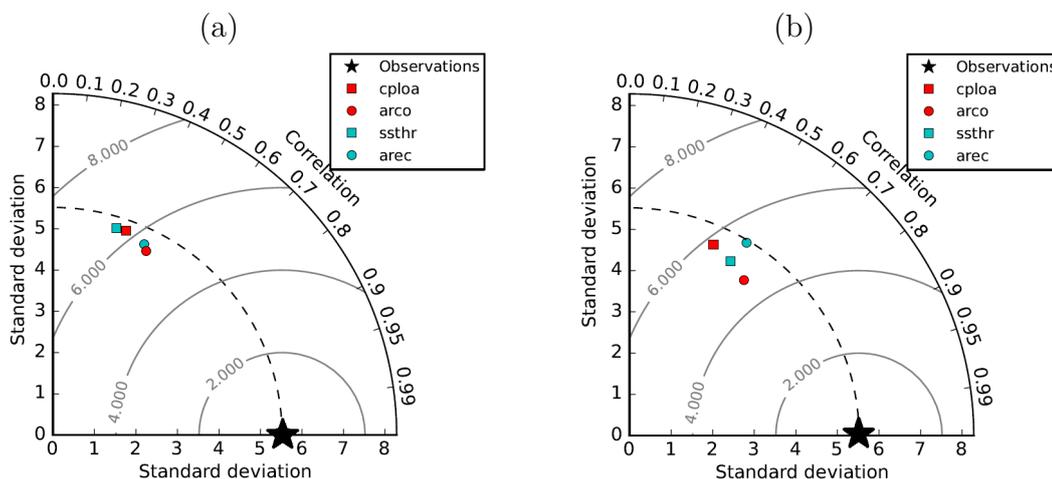


FIGURE 8.10 – Diagrammes de Taylor des cumuls de précipitations sur 24 heures du 26 octobre pour les prévisions ARCO, AREC, CPLOA et SSTHR (a) démarrnant le 26 octobre à 00UTC et (b) le 25 octobre à 00UTC.

que celui d'ARCO sauf aux seuils 15 mm et 50 mm. Les scores de CPLOA sont également généralement meilleurs que ceux de SSTHR, en particulier pour les seuils élevés.

Pour les échéances plus longues, le POD, le SR et l'ETS (Figure 8.12a) indiquent de meilleures performances pour CPLOA par rapport à ARCO pour les seuils de précipitations inférieures à 20-30 mm, et l'inverse pour les seuils supérieurs. SSTHR est équivalente ou meilleure que CPLOA, en particulier pour les seuils élevés. Le FBIAS (Figure 8.12b) indique des valeurs proches pour les expériences ARCO et CPLOA, avec ARCO légèrement meilleur pour les seuils 20 à 40 mm. Le FBIAS de SSTHR est meilleur que celui de CPLOA et ARCO quelque soit le seuil. Globalement, l'expérience SSTHR, qui arrive à simuler des précipitations significatives associées à la fois aux MCS1a et MCS1b, a de meilleurs scores.

Les scores d'ARCO et CPLOA sont plus partagés traduisant que ces simulations représentent moins bien l'un ou l'autre des MCS. Le diagramme de Taylor (Figure 8.10b) montre qu'en termes de corrélation et d'erreur quadratique moyenne, l'expérience ARCO est meilleure que SSTHR, elle-même meilleure que CPLOA.

Ces scores fournissent ainsi une mesure de l'impact respectif des conditions initiales, des paramétrisations des flux et du couplage. À courte échéance, les scores des simulations qui ont les mêmes conditions initiales de SST sont très proches (CPLOA et SSTHR; ARCO et AREC) et ce sont les différences dans les conditions initiales qui ont le plus d'impact. À plus longue échéance, le couplage ou utiliser une para-

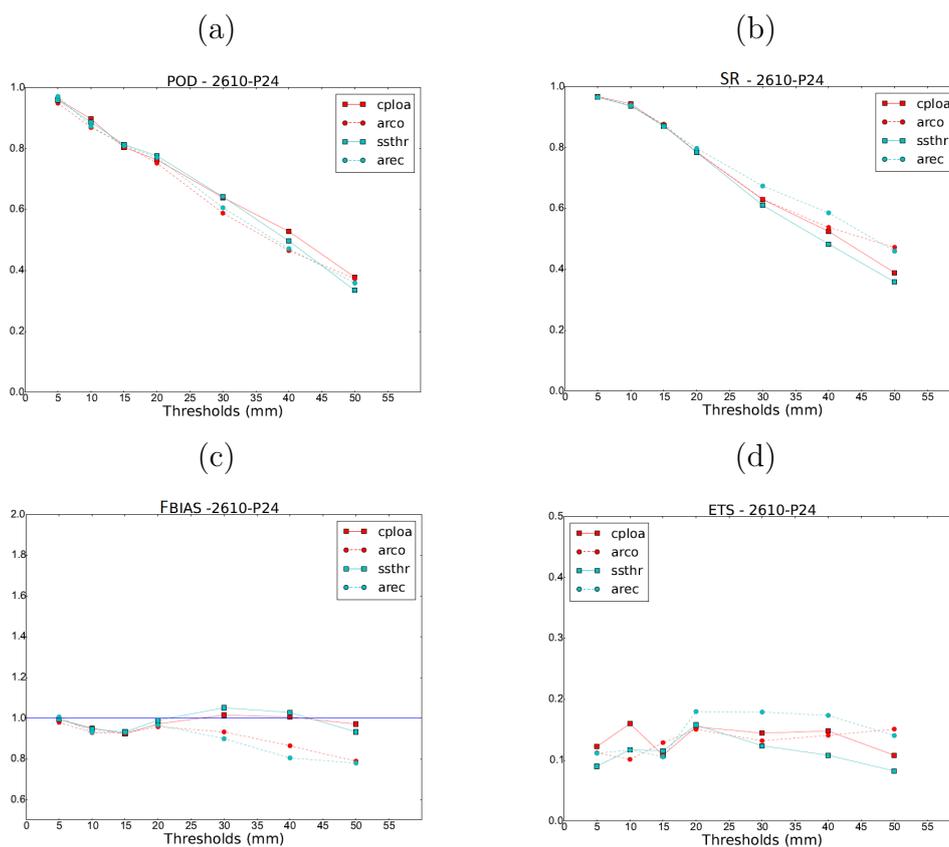


FIGURE 8.11 – Scores (a) POD, (b) SR, (c) FBIAS et (d) ETS sur le cumul des précipitations en 24 heures du 26 octobre pour les prévisions ARCO, AREC, CPLOA et SSTHR démarrant le 26 octobre à 00UTC.

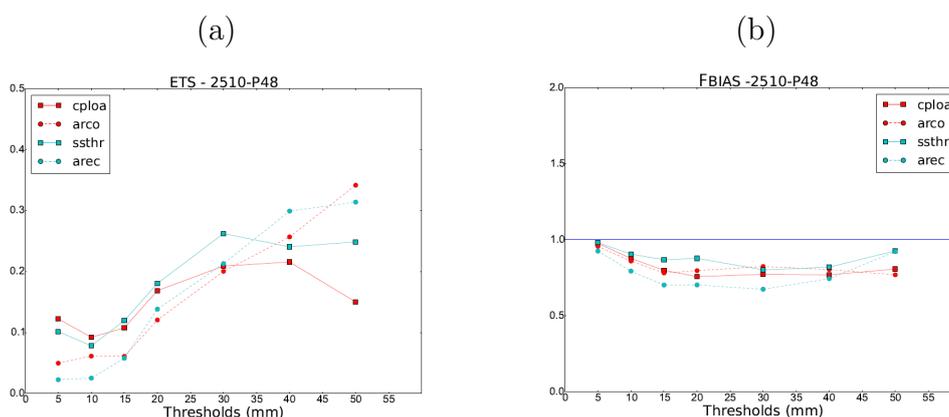


FIGURE 8.12 – (a) ETS et (b) FBIAS du cumul des précipitations en 24 heures 26 octobre pour les prévisions ARCO, AREC, CPLOA et SSTHR démarrant le 25 octobre à 00UTC.

métrisation des flux différentes ont un impact du même ordre de grandeur que celui induit par des conditions initiales de SST différentes. Cet impact est important en

terme de prévision des précipitations de la POI16a, car la localisation ou l'intensité des précipitations fortes sont significativement différentes entre les différentes prévisions.

8.1.4 Impact sur la vapeur d'eau dans les basses couches atmosphériques

Nous allons à présent examiner les bilans en eau dans les basses couches atmosphériques pour les différentes simulations afin de voir s'ils permettent d'expliquer les différences de représentation des systèmes précipitants.

Le 26 octobre au matin sur la Méditerranée nord-occidentale, l'apport de vapeur d'eau en basses couches se fait majoritairement (environ 85%) par advection depuis le sud et l'est (environ $250 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, Figure 8.13) associé au flux de sud sud-est humide qui domine. Avec la mise en place et le renforcement du vent de sud-ouest sur le domaine, l'apport de vapeur d'eau par l'ouest augmente à partir de 10UTC pour devenir supérieur à l'apport par le sud en fin d'après-midi. Les précipitations convectives sont présentes dans la boîte et atteignent un pic vers 11UTC au moment où le système convectif MCS1b est présent dans la boîte de bilan, avant d'affecter le sud-est de la France. L'évaporation faible en début de journée se renforce au cours de la journée avec l'arrivée du vent de sud-ouest plus sec sur la boîte. La tendance dans la boîte est quasiment nulle, ce qui implique que presque toute la vapeur d'eau qui entre dans la boîte, en sort. Près du tiers de la vapeur d'eau est ainsi transporté vers le nord, alimentant le MCS1a. Le reste est transporté en altitude, notamment par les ascendances convectives associées au système MCS1b. L'après-midi, la vapeur d'eau est aussi transportée par le vent vers le nord et l'est et contribue à alimenter le MCS1b.

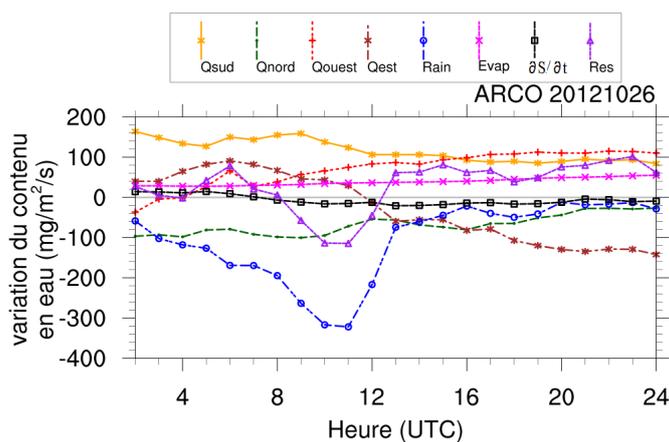


FIGURE 8.13 – Bilans d'eau dans la boîte pour la simulation ARCO sur 24 heures de prévision à partir du réseau d'analyse de 00UTC du 26 octobre.

L'évaporation pour les trois prévisions à court terme commence à augmenter vers 06UTC et double durant la journée du 26 octobre (Figure 8.14a). L'évaporation d'ARCO est à nouveau la plus importante, supérieure d'environ 20% à celle des

deux autres simulations. Pour les prévisions à long terme, l'évaporation n'augmente qu'à partir de 16UTC pour les trois simulations. L'évaporation d'ARCO est toujours la plus importante, supérieure d'environ $5 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ toute la journée, en accord avec la comparaison des flux de chaleur latente vue précédemment. Ces différences entre les prévisions à courte et à longue échéance s'expliquent par des vents de sud-ouest moins intenses et qui progressent moins vite vers l'est sur la Méditerranée nord-occidentale dans les simulations démarrant le 25 octobre. Les différences entre SSTHR et CPLOA sont faibles. Elles apparaissent après 20 heures dans les prévisions démarrant le 26 octobre à 00UTC, mais seulement après 33 heures d'échéance dans les prévisions démarrant le 25 octobre à 00UTC qui présentent une évaporation plus faible en matinée.

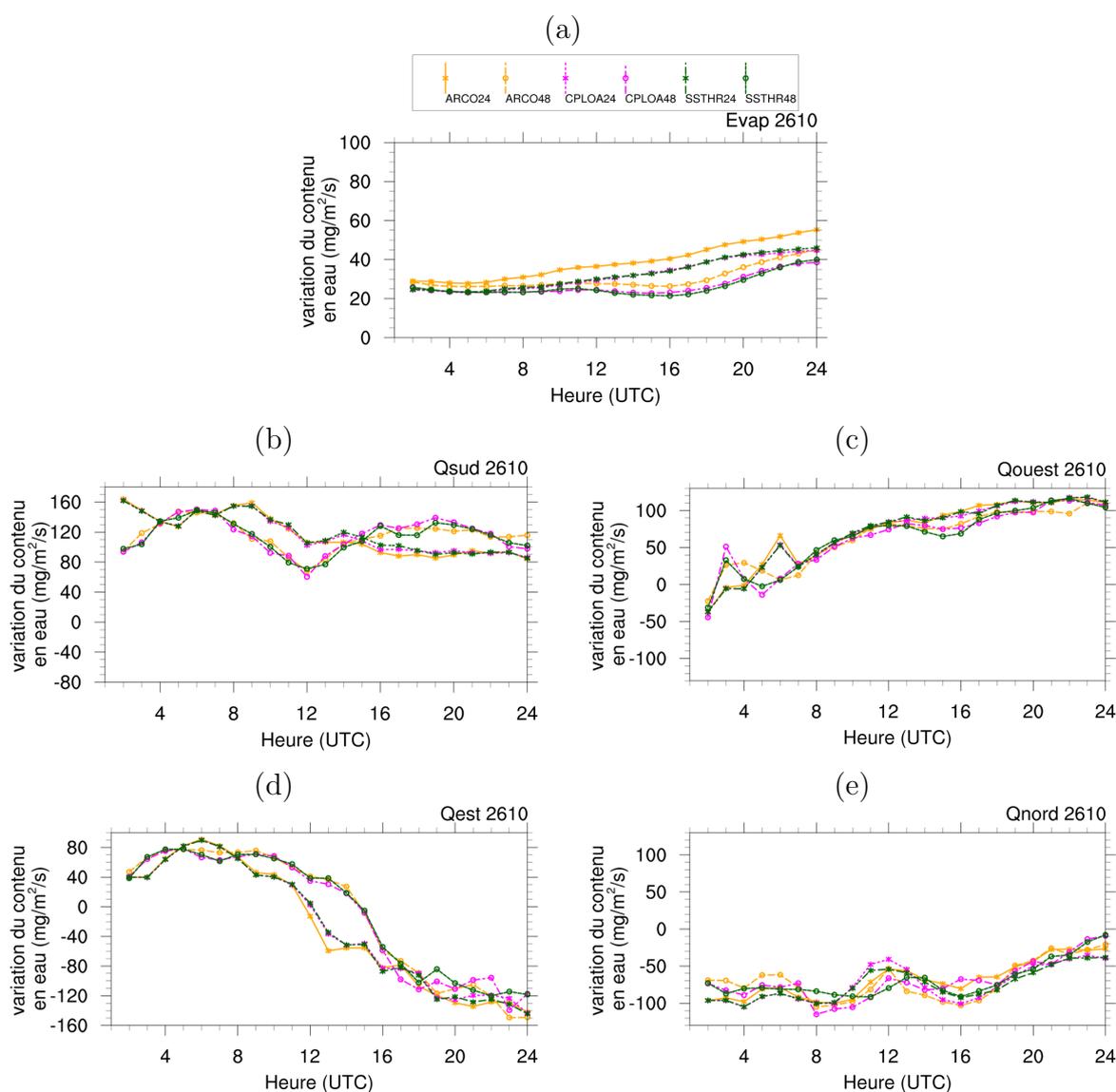


FIGURE 8.14 – (a) Évaporation et (b) Q_{sud} , (c) Q_{ouest} , (d) Q_{est} et (e) Q_{nord} dans la boîte pour les prévisions ARCO (orange), CPLOA (rose) et SSTHR (vert) à courte (*) et longue (o) échéance du 26 octobre.

Les différences pour les termes advectifs Q_{sud} (Figure 8.14b), Q_{ouest} (Figure 8.14c) et Q_{est} (Figure 8.14d) sont dominées par les différences de prévision de vent entre le réseau du 25 octobre à 00UTC et celui du 26 octobre à 00UTC, avec des décalages visibles entre les courbes des prévisions à courte et longue échéance. Pour un même réseau, ces termes sont proches entre les expériences.

Pour Q_{nord} (Figure 8.14e), les différences ne sont pas seulement expliquées par l'échéance de prévision. Ce terme est très variable d'une expérience à l'autre. En effet, la frontière de la boîte de bilan se situe dans la zone de convection qui n'est pas simulée au même endroit ni avec la même intensité dans les expériences. La convection perturbe le flux de sud sud-est sortant de la boîte dans la matinée. On voit ainsi que Q_{nord} des expériences SSTHR et CPLOA à courte échéance est semblable jusqu'à 10UTC mais diffère après, lorsque la convection affecte le nord de la boîte.

Pour Q_{ouest} (Figure 8.14c), les différences les plus importantes ont lieu en début de matinée entre ARCO et CPLOA (et SSTHR) pour les longues échéances. Les différences de Q_{est} (Figure 8.14d) entre les trois expériences à longue échéance les plus significatives interviennent après 17UTC quand la convection affecte l'Italie et la Corse. Pour la prévision à courte échéance, ARCO évacue plus de vapeur d'eau par l'est entre 12UTC et 13UTC, en lien probablement avec une convection moins intense sur le Var. Les précipitations dans la boîte ont lieu en même temps dans les trois expériences à courte échéance mais le pic de précipitation est plus intense dans ARCO que dans CPLOA et SSTHR. Ceci est en accord avec le transport de la vapeur d'eau vers le nord hors de la boîte plus faible dans ARCO que dans CPLOA et SSTHR. Ces précipitations plus intenses dans ARCO ne semblent pas s'expliquer par des apports de vapeur d'eau différents en amont mais plutôt par une évaporation plus forte sur la boîte dans ARCO.

L'humidité spécifique en basses couches est ainsi plus forte dans ARCO sur le sud du domaine, ainsi que la température. Les champs de CAPE (Figure 8.15) des expériences ARCO et CPLOA montrent clairement des valeurs plus fortes pour ARCO dans le flux de sud-ouest et dans le flux de sud-est pour les expériences à courtes et à longue échéance.

8.2 POI16b

8.2.1 Description de la situation atmosphérique

La dépression ayant affecté la Méditerranée nord-occidentale pendant la POI16a s'est déplacée vers l'est et a atteint le golfe de Gênes puis le nord de l'Italie entre le 27 et le 28 octobre, entraînant une intrusion d'air froid en basses couches et un Mistral intense depuis le sud de la France et le golfe du Lion jusqu'à la Corse puis le sous-bassin Tyrrhénien. Cet épisode de vent fort perdure du 27 au 28 octobre et atteint une intensité moyenne d'environ 28 m.s^{-1} au matin du 28 octobre. Lebeau-pin Brossier *et al.* (2014) ont montré la réponse rapide et intense de la couche de mélange océanique pendant cet événement intense. C'est également pendant cette période que les différences les plus importantes de température de l'air et de SST

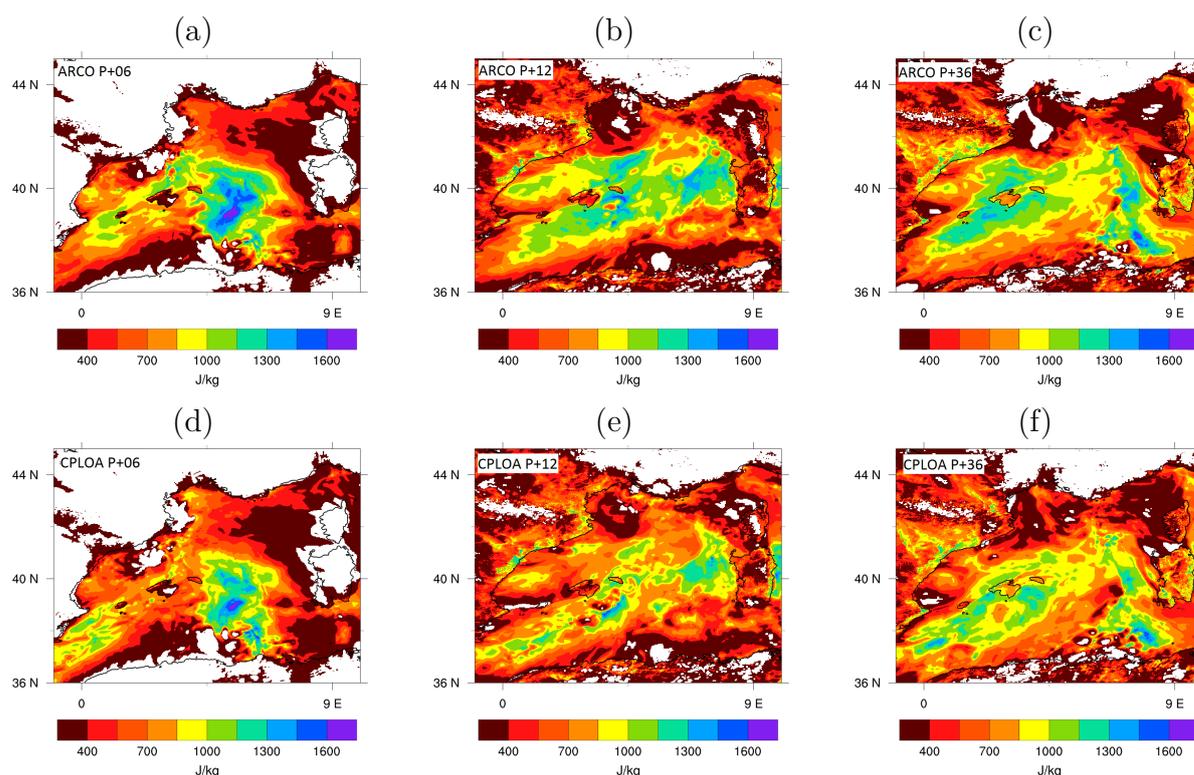


FIGURE 8.15 – CAPE prévue par les simulations (en haut) ARCO et (en bas) CPLOA pour le 26 octobre (à gauche) à 06UTC à partir du réseau du 26 octobre à 00UTC puis (au centre) à 12UTC à partir du réseau du 26 octobre à 00UTC et (à droite) à 12UTC à partir du réseau du 25 octobre à 00UTC.

entre les prévisions en temps réel d'AROME-WMED et les observations ont été trouvées, notamment à la bouée GL (Rainaud *et al.*, 2015). Nous examinons dans cette section si le couplage modifie la prévision des paramètres de surface atmosphérique durant cet évènement.

8.2.2 SST et flux turbulents

À l'issue des 48 heures de prévision à partir du 27 octobre à 00UTC, la SST a diminué globalement sur le bassin d'environ 5°C dans CPLOA (Figure 8.16a et c). Le 29 octobre à 00UTC au nord du domaine et principalement dans le golfe du Lion, la SST de CPLOA est donc inférieure à celle d'ARCO, alors que c'est l'inverse dans les conditions initiales (comparaison entre ARCO et SSTHR).

Cette diminution de la SST sur deux jours est répartie de façon relativement équivalente sur le 27 et le 28 octobre, comme le montrent la SST initiale du 28 octobre à 00UTC (Figure 8.17). La comparaison montre en effet que la SST d'ARCO est inférieure à celle de SSTHR dans le golfe du Lion (environ $0,6^{\circ}\text{C}$) mais supérieure dans le reste du domaine (environ $0,3^{\circ}\text{C}$). Pour ARCO, l'assimilation de l'observation de la bouée GL a une influence importante sur toute la zone nord-occidentale. Pour SSTHR, la SST a été résolue par NEMO-WMED36 lors du réseau précédent. Le

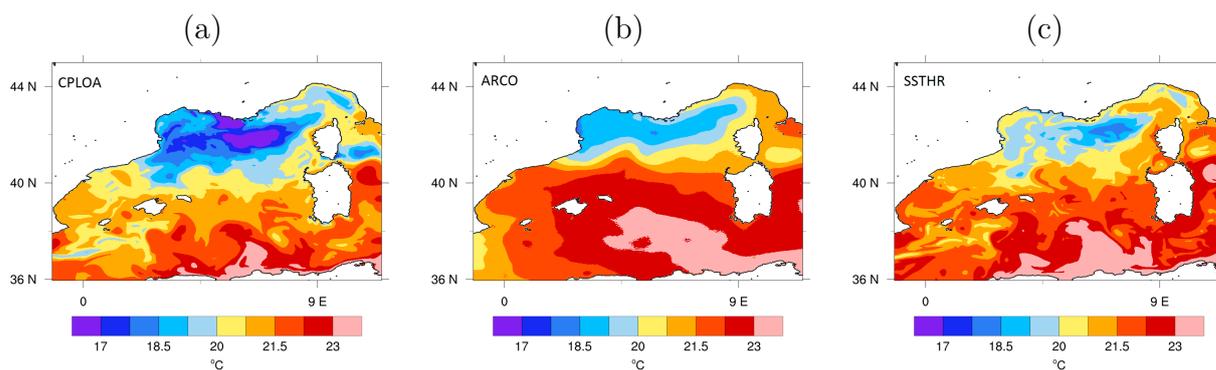


FIGURE 8.16 – SST prévue pour le 29 octobre à 00UTC à partir du réseau d’analyse du 27 octobre à 00UTC pour la simulation (a) CPLOA, et conditions initiales de SST pour la prévision démarrant le 27 octobre à 00UTC des simulations (b) ARCO et (c) SSTHR.

refroidissement a lieu plus localement, en particulier au nord de 39°N sous la zone d’influence du Mistral et de la Tramontane.

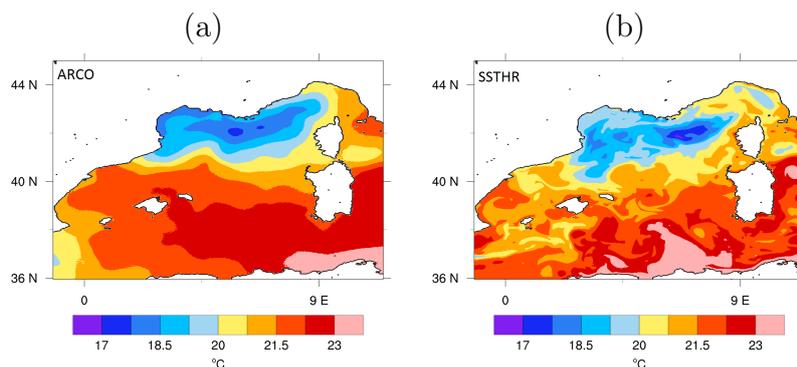


FIGURE 8.17 – Conditions initiales de SST pour la prévision démarrant le 28 octobre à 00UTC des simulations (a) ARCO et (b) SSTHR.

La diminution de la SST dans l’expérience couplée est due au Mistral par deux mécanismes différents. En premier lieu, le flux net de chaleur sous le Mistral conduit à l’extraction de la chaleur de la couche de mélange océanique en faveur de l’atmosphère. En second lieu, le vent intense induit du mélange turbulent au sein de la couche de mélange océanique, entraînant son approfondissement. Cet approfondissement induit du mélange avec des eaux plus profondes et plus froides, entraînant ainsi le refroidissement de la couche de mélange océanique. La Figure 8.18 montre l’approfondissement moyen de la couche de mélange océanique sur le domaine. Celui-ci augmente rapidement à partir du 27 octobre vers 12UTC avec l’augmentation de l’intensité du Mistral. En moyenne, l’approfondissement est d’environ 11 m en 36 heures. Ce processus est plus important dans le golfe du Lion (environ 30 m en 36 heures) qui subit le refroidissement par entraînement le plus intense. Le Mistral induit également un upwelling côtier dans la partie nord du golfe du Lion, permettant le refroidissement de la couche de mélange (Figure 8.16 et 8.17).

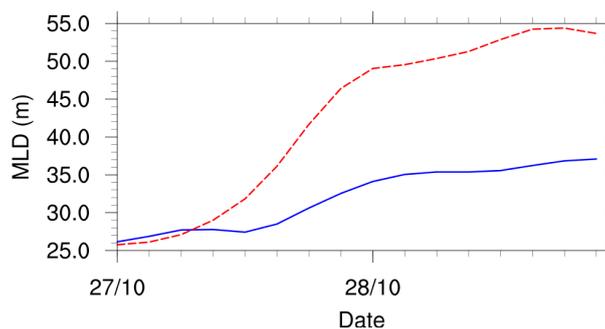


FIGURE 8.18 – Série temporelle entre le 27 et 28 octobre de la profondeur de la couche de mélange océanique moyennée sur tout le bassin (en trait plein bleu) et sur le golfe du Lion (en trait tireté rouge), prévue dans CPLOA sur 48 heures à partir du réseau du 27 octobre à 00UTC.

On évalue les conséquences des différences de SST sur la prévision des flux turbulents au 28 octobre à 00UTC (Figure 8.19 et Figure 8.20). Les structures des champs de SHF et LHF sont globalement proches dans toutes les prévisions démarquant au même moment. Le vent, qui est identique pour les différentes simulations, pilote fortement les flux de chaleur (Figure 8.21). Dans ARCO, la zone de maximum

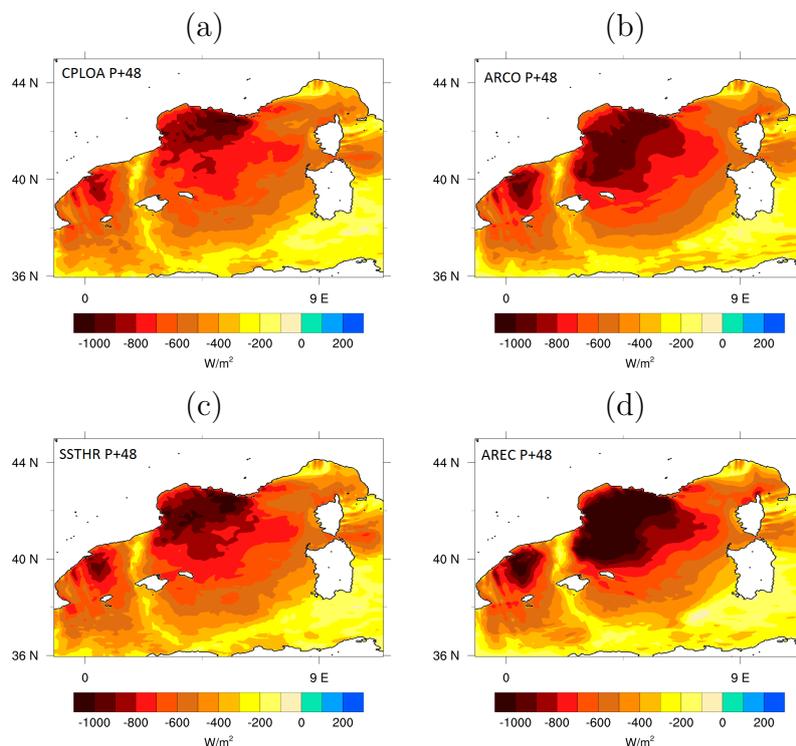


FIGURE 8.19 – LHF prévu pour le 28 octobre à 00UTC à partir du réseau de 00UTC le 26 octobre pour les simulations (a) CPLOA, (b) ARCO, (c) SSTHR et (d) AREC.

d'intensité de flux de chaleur ($< -300 \text{ W.m}^{-2}$ pour le SHF et $< -900 \text{ W.m}^{-2}$ pour le

LHF) est un peu plus étendue à la sortie du plateau du golfe du Lion que dans les simulations SSTHR et CPLOA. Les flux calculés avec ECUME (AREC) sont globalement plus intenses que ceux calculés avec COARE3 (ARCO), ce qui est en accord avec la sensibilité mise en évidence d'ECUME en conditions de vents froids et intenses tels que le Mistral. Les flux sont également moins intenses dans CPLOA que dans SSTHR, principalement dans le golfe du Lion, quelle que soit l'échéance de prévision, en accord avec la diminution de SST. Les flux de chaleur des prévisions à courte échéance sont plus intenses que pour les longues échéances (Figure 8.22), en accord avec un vent plus important (Figure 8.21).

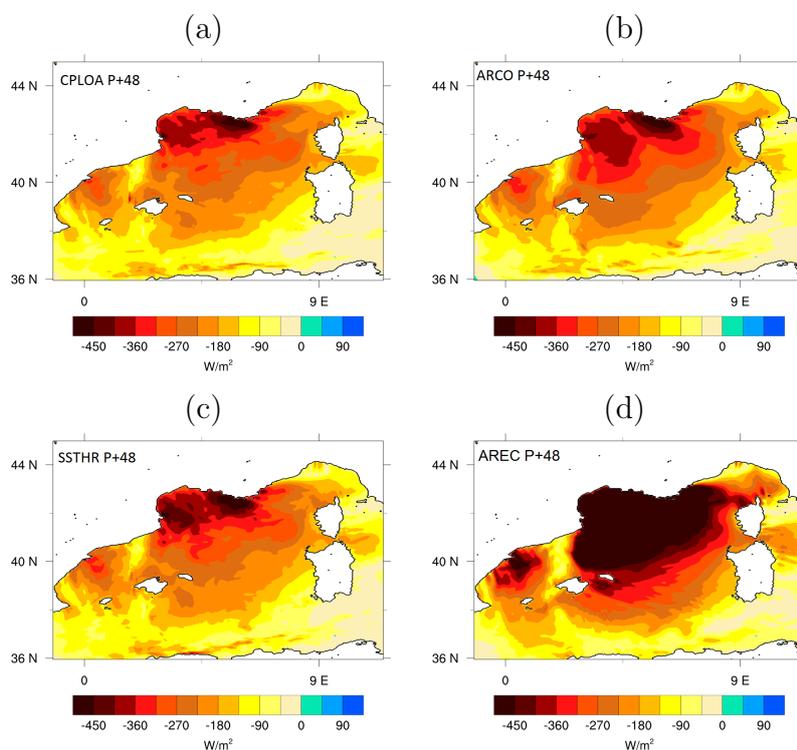


FIGURE 8.20 – SHF prévu pour le 28 octobre à 00UTC à partir du réseau de 00UTC le 26 octobre pour les simulations (a) CPLOA, (b) ARCO, (c) SSTHR et (d) AREC.

L'évaporation moyenne dans la boîte augmente le 27 octobre en même temps pour toutes les simulations (Figure 8.23a). Ceci montre que le couplage et le changement de conditions initiales de SST n'ont pas modifié la chronologie de l'évènement de Mistral. L'évaporation dans ARCO est la plus intense pour les courtes et les longues échéances, en accord avec les différences moyennes de SST et de vent entre les simulations. On voit aussi que l'évaporation de CPLOA est progressivement inférieure à celle de SSTHR à cause de la diminution de la SST. Les différences entre ces deux simulations sont ainsi plus importantes pour les longues échéances car l'écart de SST est plus grand. La même sensibilité de l'évaporation est observée pour le 28 octobre (Figure 8.23b).

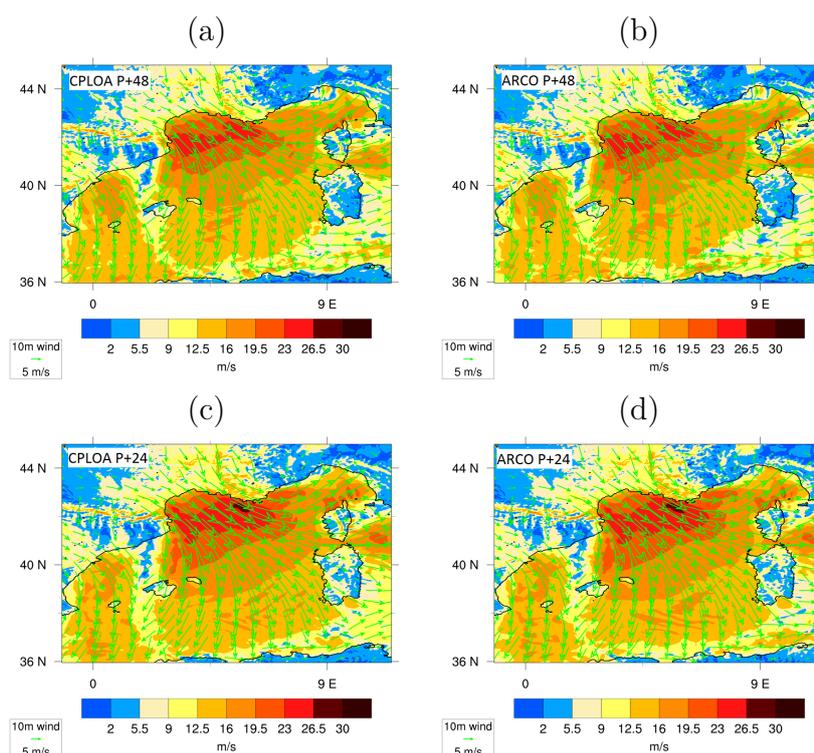


FIGURE 8.21 – Vent à 10 m (vecteurs et vitesse en couleurs) du 28 octobre à 00UTC à partir du réseau de 00UTC (en haut) du 26 octobre, (en bas) du 27 octobre pour les simulations (à gauche) CPLOA et (à droite) ARCO.

8.2.3 Impact sur la température de l'air

Nous allons à présent voir les conséquences sur la prévision des basses couches atmosphériques le 28 octobre à 00UTC, lorsque la diminution de la température de l'air est la plus intense (cf. Figure 9d dans Rainaud *et al.*, 2015). Avec la progression du Mistral et de la Tramontane vers le sud, la poche d'air froid en basses couches se propage vers le sud. Dans CPLOA, l'air froid ($<14^{\circ}\text{C}$) est légèrement plus avancé que dans ARCO (Figure 8.24a et b), aussi bien pour les prévisions à courte qu'à longue échéance. SSTHR est intermédiaire aux deux autres simulations (Figure 8.24c). La température de l'air au premier niveau du modèle de la simulation AREC est supérieure à celle des autres simulations (Figure 8.24d).

Un des résultats de Rainaud *et al.* (2015) était la surestimation de la température de l'air et de la SST à la bouée GL durant la POI16b. La Figure 8.25 présente les séries temporelles de SST, la vitesse du vent à 10 m (FF) et la température de l'air au premier niveau du modèle à l'emplacement des bouées pour les simulations ARCO, AREC, CPLOA et SSTHR et les observations.

Hormis une augmentation moins rapide de la vitesse du vent le 27 octobre pour toutes les prévisions à longue échéance, on peut voir qu'il y a une bonne correspondance entre simulations et observations pour la vitesse du vent (Figure 8.25a).

L'évolution de la température de l'air au premier niveau du modèle à la bouée GL (Figure 8.25d) est globalement en accord avec les observations pour toutes les

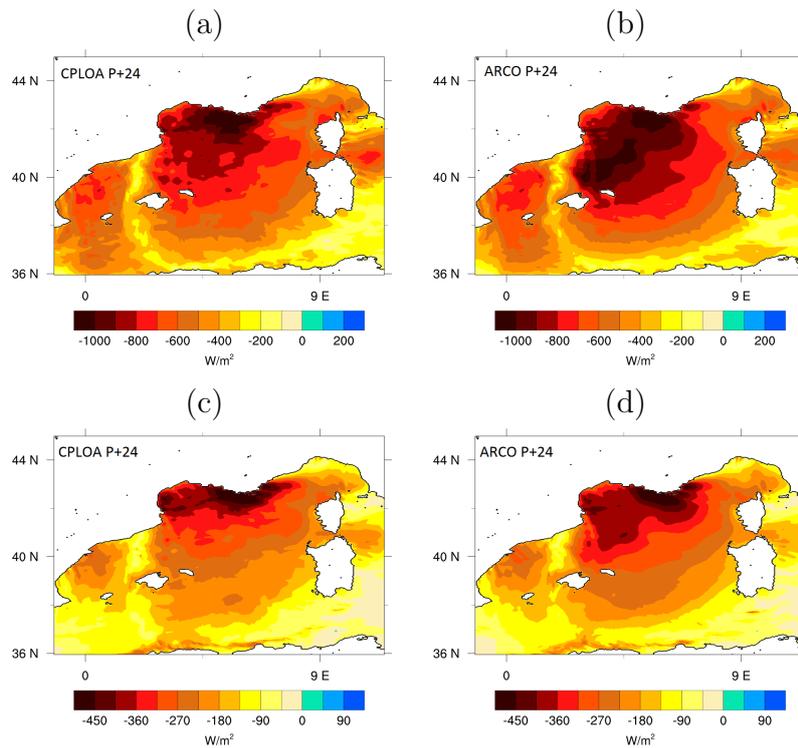


FIGURE 8.22 – (en haut) LHF et (en bas) SHF prévus pour le 28 octobre à 00UTC à partir du réseau de 00UTC du 28 octobre pour les simulations (à gauche) CPLOA et (à droite) ARCO.

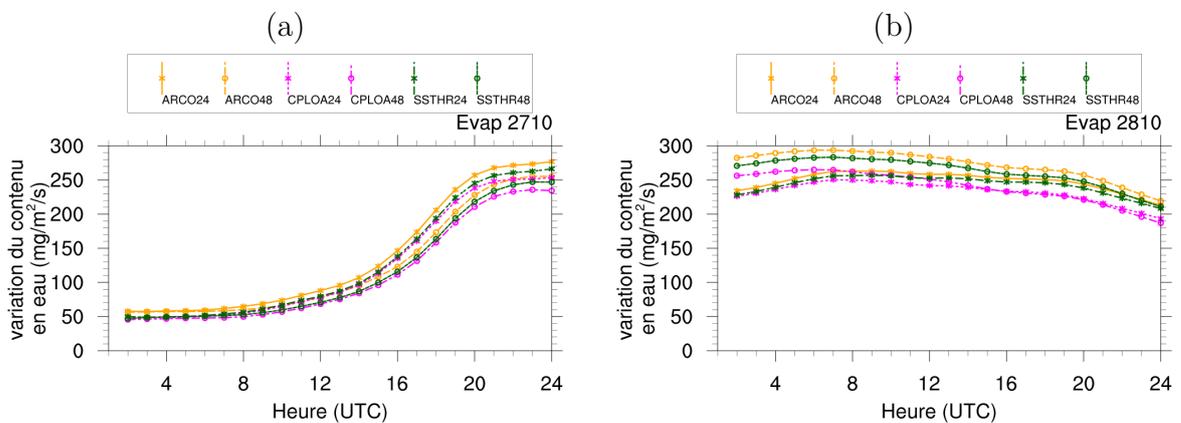


FIGURE 8.23 – Évaporation dans la boîte des prévisions ARCO, CPLOA et SSTHR à courte et longue échéance du (a) 27 octobre et (b) 28 octobre.

simulations. La température de l'air dans AREC est cependant supérieure à celle des autres simulations. Ceci est la conséquence de la surestimation du SHF en conditions de vent forts mise en évidence dans Rainaud *et al.* (2015) par ECUME qui conduit à plus de chaleur transférée à l'atmosphère.

Pour la SST (Figure 8.25b), on peut voir qu'avant l'épisode de Mistral, les analyses d'AROME-WMED sont plus proches des observations que la SST simulée par

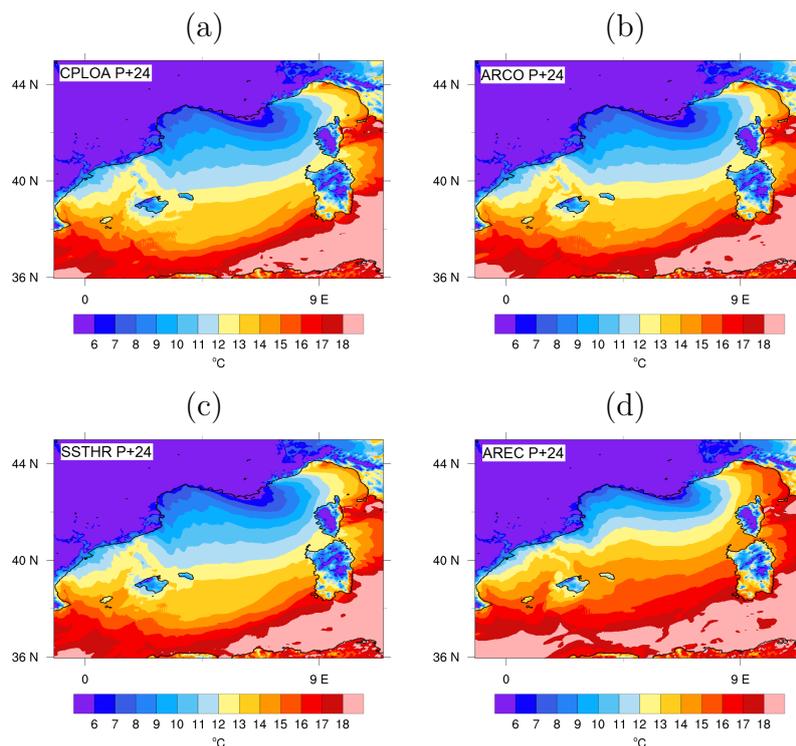


FIGURE 8.24 – Température de l’air au premier niveau du modèle prévue pour le 28 octobre à 00UTC à partir du réseau de 00UTC le 27 octobre pour les simulations (a) CPLOA, (b) ARCO, (c) SSTHR et (d) AREC.

le modèle océanique, car l’analyse assimile les observations de la bouée GL. La diminution de la SST engendrée par le Mistral débute avec 2 heures de retard dans CPLOA quelle que soit l’échéance de prévision, en lien avec les différences entre prévisions et observations pour la vitesse du vent. Cette diminution est ensuite bien représentée dans le modèle océanique jusqu’au 28 octobre en milieu d’après-midi. Les simulations ARCO et AREC démarrant le 26 ou le 27 octobre à 00UTC sont incapables de simuler le refroidissement, leurs conditions initiales datant d’avant le début de l’évènement. Les simulations démarrant le 28 octobre à 00UTC ont des valeurs de SST plus faibles mais bien supérieures aux observations. Malgré une SST constante au cours de la prévision, SSTHR montre de meilleurs résultats qu’ARCO, en terme de refroidissement entre le 27 et le 28 octobre. Dans ce cas, la résolution explicite du comportement de la couche de mélange océanique est plus efficace que l’assimilation de données.

Dans l’après-midi du 28 octobre, le refroidissement est arrêté dans CPLOA alors qu’il continue dans les observations. Ceci est dû en partie au mélange vertical avec des eaux profondes plus chaudes dans le modèle océanique que dans les observations (Figure 8.26). À 50 m de profondeur, le modèle couplé contient des eaux à environ 18°C contre environ 15°C dans les observations. Toutefois, ces résultats à la bouée GL montrent que le couplage améliore nettement les conditions de SST durant la POI16b grâce à son évolution, et ceci dans les prévisions à courte et à longue échéance.

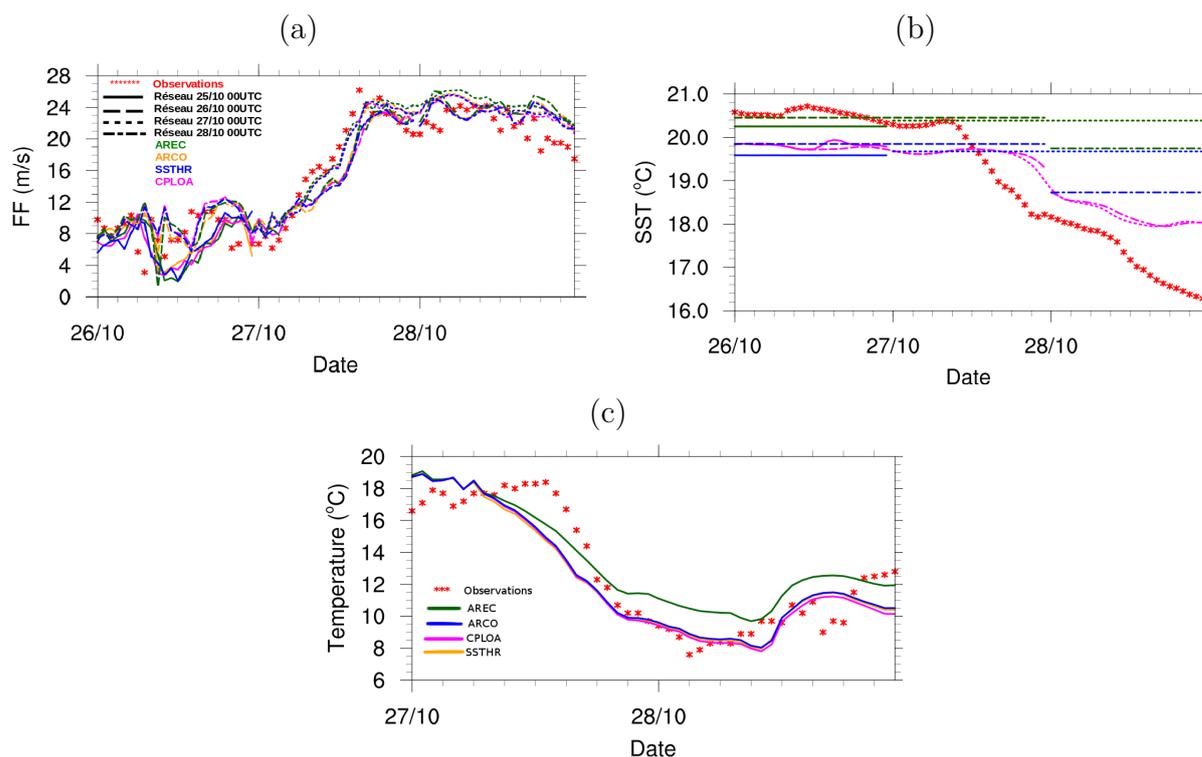


FIGURE 8.25 – (a) FF et (b) SST à la bouée GL, pour les simulations ARCO, AREC, SSTHR et CPLOA et pour les observations. (c) Température de l'air au premier niveau du modèle prévues à partir du réseau de 00UTC du 27 octobre et température à 2 m observée.

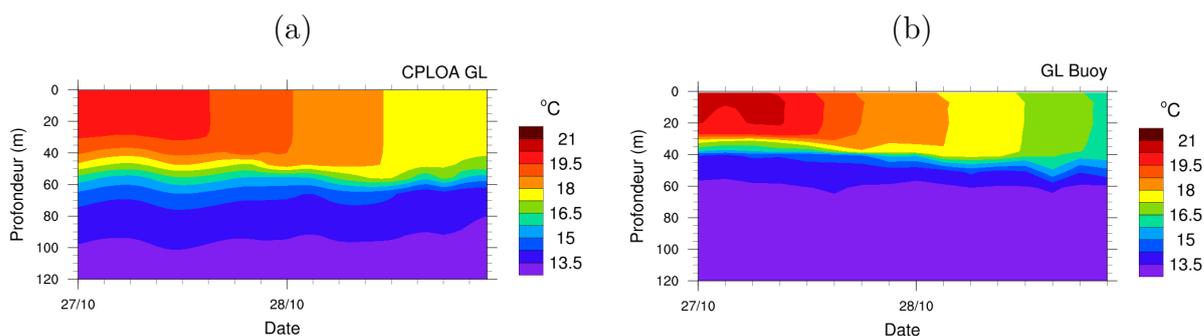


FIGURE 8.26 – Profils de température de la mer du 27 et 28 octobre à l'emplacement de la bouée GL (a) dans les prévisions CPLOA démarrant le 27 octobre à 00UTC et (b) mesuré le long de la chaîne de la bouée ancrée.

8.3 Conclusion

Ce chapitre a permis d'évaluer l'impact du couplage et de la paramétrisation des flux sur les prévisions à courte et à longue échéance d'un évènement de pluie intense (POI16a) suivi d'un épisode de Mistral intense (POI16b).

Pour la POI16a, la prévision de l'évènement précipitant est plus sensible à la paramétrisation des flux, à la SST initiale ou au couplage que celle de la POI13. Pour les prévisions à courte échéance (*i.e.* moins de 24 heures d'échéance), ce sont les différences dans les conditions initiales de SST qui ont le plus d'impact. À plus longue échéance, le couplage ou la paramétrisation des flux ont des impacts du même ordre de grandeur que ceux dus à la SST initiale. Ces impacts sont importants puisque la localisation ou l'intensité des précipitations prévues sont significativement différentes entre les expériences, certaines expériences ne simulant pas l'un ou l'autre des systèmes convectifs.

L'apport du couplage est également important dans les situations où l'océan répond de façon rapide et intense au forçage atmosphérique comme durant la POI16b. En effet, cet évènement est caractérisé par un Mistral intense qui a induit un refroidissement et un approfondissement rapides et intenses de la couche de mélange océanique sur l'ensemble du bassin méditerranéen occidental. Ce refroidissement, prévu uniquement grâce au couplage, permet de diminuer l'extraction de chaleur et d'eau de la couche de mélange océanique et par conséquent d'atténuer le réchauffement de l'atmosphère. Ceci permet d'améliorer les prévisions de température de l'air. Ces impacts sont d'ailleurs plus importants à longue échéance. Cependant, dans notre cas, l'état océanique initial a divergé des observations et du champ d'analyse de PSY2V4R4. Si le couplage permet de reproduire les processus à l'origine du refroidissement (perte de chaleur en surface et entraînement), il peut localement être éloigné des observations.

Conclusions et perspectives

Les évènements météorologiques intenses, tels que les précipitations intenses ou les vents violents, affectent régulièrement la Méditerranée occidentale. Nous avons vu dans l'état de l'art des connaissances que la mer Méditerranée joue un rôle important dans la modulation des caractéristiques de la circulation de basses couches sur la Méditerranée, influençant ainsi la localisation et l'intensité des systèmes précipitants. Entre-autres, cette mer, encore chaude en automne, fournit à l'atmosphère qui se refroidit de la chaleur et de la vapeur d'eau nécessaires à la formation des systèmes fortement précipitants. En retour, les forçages atmosphériques approfondissent et refroidissent la couche de mélange océanique, ce qui permet de moduler ces échanges intenses.

Dans le but de mieux prévoir ces évènements, il est donc nécessaire d'améliorer conjointement la représentation des couches limites atmosphérique et océanique dans les modèles. La méthodologie mise en œuvre a consisté à étudier dans un premier temps les deux couches limites séparément en comparant les simulations AROME ou NEMO aux observations de la SOP1 HyMeX. Le système couplé récemment développé a ensuite permis d'étudier les interactions entre l'océan et l'atmosphère à haute résolution durant la formation des évènements fortement précipitants et d'évaluer l'impact du couplage sur leur prévision.

Modélisation atmosphérique - les échanges air-mer

Les prévisions de la couche limite atmosphérique marine produites en temps-réel par AROME-WMED durant la SOP1 HyMeX ont été dans un premier temps évaluées par comparaison aux observations des bouées ancrées, dérivantes et provenant du navire d'opportunité le Marfret-Niolon. Les comparaisons ont montré une bonne correspondance générale entre le modèle et les observations, malgré une surestimation importante de la température de l'air durant l'évènement de Mistral froid et intense de la POI16b. Cette surestimation est due d'une part à l'analyse de SST AROME-WMED qui ne représente pas les structures fines du bassin méditerranéen occidental. La SST est stationnaire durant un cycle de prévision et représente donc mal le fort refroidissement de la couche de mélange océanique au cours de la période. La paramétrisation des flux ECUME s'est avérée aussi surestimer le flux de chaleur sensible durant cet évènement. En effet, le rapport de Bowen des flux de la paramétrisation ECUME apparaît trop important. Ce résultat a motivé l'utilisation de la paramétrisation COARE3 afin de caractériser les échanges air-mer durant la SOP1. Hormis cette différence importante de flux de chaleur pendant les évènements de vent

intense et froid, les deux paramétrisations donnent toutefois de manière générale des flux turbulents sensiblement identiques.

Après une caractérisation des flux en moyenne sur la SOP1, nous avons étudié plus en détails les interactions air-mer durant les événements fortement précipitants de la POI13 (12-15 octobre 2012). Cette période a été caractérisée par un événement de Mistral et des précipitations dans le sous-bassin Catalan dans un premier temps (phase 1), puis après une phase calme (phase 2), un vent de sud-ouest en Méditerranée et des précipitations sur la Côte d’Azur et l’Italie (phase 3). L’étude des flux horaires durant cette période a permis de proposer le golfe du Lion soumis au Mistral et à la Tramontane pour zone d’extraction d’humidité durant la phase 1 et le sous-bassin Catalan soumis à un vent de sud-ouest pour la phase 3.

Si globalement les prévisions du modèle AROME des paramètres de couche limite atmosphérique de surface et de la SST sont en bon accord avec les observations, des pistes d’amélioration sont possibles et ont motivé les expériences réalisées dans la partie III : (i) évolution de la SST pendant la simulation, (ii) conditions initiales de SST de plus fines échelles spatiale et temporelle et (iii) correction de la paramétrisation des flux ECUME en conditions de vents forts, froids et secs.

Modélisation océanique - réponse de la couche de mélange océanique aux échanges air-mer

Les réponses de la couche de mélange océanique aux flux turbulents de la SOP1 ont été évaluées au travers de quatre simulations océaniques réalisées avec le modèle NEMO-WMED36. Le but était de déterminer la sensibilité de la couche de mélange océanique à la paramétrisation des flux et aux conditions initiales et aux limites. Pour cela, deux jeux de conditions initiales et aux limites (la simulation libre MED36v50-ARPERA3 et les analyses Mercator PSY2V4R4) et deux forçages atmosphériques différents (flux turbulents calculés avec les paramétrisations ECUME et COARE3 à partir des prévisions atmosphériques AROME-WMED) ont été utilisés. Le changement de paramétrisation des flux a légèrement modifié la circulation de surface engendrant de faibles différences de localisation des structures de méso-échelle comme les tourbillons algériens. Ces différences apparaissent durant un événement de vent intense et froid, puis persistent et s’intensifient à chaque événement. Les différences de conditions initiales et aux limites induisent, dès le début des simulations, des différences dans la circulation thermohaline qui persistent sans évoluer durant la simulation.

Nous avons également comparé les quatre simulations aux observations faites dans la couche de mélange océanique par différentes plateformes (bouées ancrées, bouées dérivantes de type Marisonde, mesures par bateau, profils ARGOs et CTDs) durant la SOP1 HyMeX. Alors que les simulations initialisées avec MED36v50-ARPERA3 montrent une sous-estimation générale de la température mais surtout de la salinité de surface, les simulations initialisées avec les analyses PSY2V4R4 se retrouvent être plus proches des observations. Durant la SOP1, les simulations forcées en surface par les flux calculés à partir de COARE3 ont également montré

de meilleurs résultats que celles forcées par les flux calculés à partir d'ECUME. Ces comparaisons nous ont donc permis de choisir pour conditions initiales océaniques du système couplé, les champs extraits de la simulation initialisée par PSY2V4R4 et forcée en surface par les flux COARE3.

Couplage océan-atmosphère à haute résolution

Le système couplé à haute résolution AROME-NEMO WMED a été développé et utilisé pour étudier l'impact du couplage sur la prévision à courte (24 heures) et à longue (48 heures) échéance des événements fortement précipitants des POI13 et POI16a, puis sur les prévisions des paramètres de basses couches atmosphériques durant l'épisode de Mistral intense de la POI16b.

Pour tous les événements étudiés, le changement de conditions initiales de SST a changé la localisation des zones de flux intenses, ainsi que la localisation et l'intensité des maxima de précipitations, malgré des conditions atmosphériques en basses couches similaires. L'évolution de la SST au cours de la prévision a principalement diminué l'intensité des maxima de flux en surface. La diminution de l'évaporation, en particulier, réduit l'apport de vapeur d'eau pour la couche limite atmosphérique marine et pour les systèmes convectifs. L'impact sur la prévision des précipitations du couplage est du même ordre d'amplitude que celui des conditions initiales de SST pour la POI16a, et plus faible pour la POI13 (phase 3) en raison de la faible évolution de la SST sur cette période. L'impact du couplage augmente avec les échéances de prévision, comme attendu. Il concerne à la fois la localisation et l'intensité des précipitations avec, sur la POI16a, des modifications significatives des précipitations fortes associées aux MCS1a et MCS1b.

Grâce au couplage océan-atmosphère interactif, les processus océaniques en jeu dans le refroidissement de la surface sont représentés (perte de chaleur en surface, entraînement à la base de la couche de mélange océanique sous le Mistral intense et upwellings côtiers). Ceci permet d'obtenir une SST plus proche des observations et a pour impact d'améliorer la prévision de l'évolution des basses couches atmosphériques durant l'évènement de Mistral. Ce résultat est d'autant plus marqué lorsque l'on s'intéresse aux prévisions à longue échéance, puisque l'évolution de la surface océanique est de plus en plus marquée.

Perspectives

La caractérisation des flux, ainsi que les études de la POI13 et la POI16a ont montré que la mer Méditerranée était une source importante de chaleur et d'humidité, en particulier la zone nord-occidentale. Les bilans en eau se sont révélés pertinents pour analyser les parts respectives entre évaporation de la mer Méditerranée et transport de vapeur d'eau. Ils devront être étendus à d'autres boîtes, typiquement limitées au golfe du Lion, au sous-bassin Catalan ou au sous-bassin Ligurien, afin de mieux définir les zones d'extraction. Le rôle de la partie méridionale du bassin doit aussi être mieux défini.

Le système couplé AROME-NEMO WMED a montré des résultats encourageants sur la prévision des événements fortement précipitants. D'autres applications de ce système couplé sont déjà en cours de réalisation, telles que l'étude de la formation d'eaux denses durant la SOP2 du programme HyMeX. Cependant, ce système est récent et doit encore être amélioré et optimisé par plusieurs études de sensibilité à différents paramètres pour permettre une utilisation opérationnelle, comme par exemple la fréquence du couplage. L'impact sur d'autres types de situations devra aussi être étudié, comme des situations d'entrées maritimes et de nuages bas.

La sensibilité de la localisation et de l'intensité des précipitations aux conditions initiales de SST qui a été mis en avant ici, mais également dans plusieurs études (*e.g.* Lebeaupin *et al.*, 2006; Pastor *et al.*, 2015), suggère d'évaluer l'impact dans le système couplé d'autres états océaniques initiaux sur la représentation des événements fortement précipitants. En particulier, dans nos configurations du système couplé mis en œuvre, les conditions initiales, provenant de la simulation océanique initialisée au 1^{er} septembre par les analyses PSY2V4R4, ne sont pas "rafraîchies" par des observations. Cette configuration a permis d'évaluer l'impact du couplage, mais pas l'apport du système couplé océan-atmosphère sur la prévision des précipitations dans un contexte opérationnel de prévision numérique. La question de l'assimilation de données de SST dans le système couplé doit maintenant être instruite pour combiner de façon optimale les assimilations du modèle océanique et du modèle atmosphérique.

Les résultats de la POI16b montrent qu'il serait intéressant d'étudier la sensibilité à la fréquence du couplage entre les modèles atmosphérique et océanique. Pendant de tels événements, le forçage atmosphérique intense entraîne des variations rapides de la couche de mélange océanique qui pourraient induire des différences significatives de SST entre le modèle océanique et le modèle atmosphérique. Une fréquence de couplage plus importante permettrait de rafraîchir plus souvent la SST dans le modèle atmosphérique et donc de mieux prendre en compte son évolution. Cependant, ceci doit idéalement s'accompagner d'une résolution verticale plus fine pour la couche superficielle océanique (environ 50 cm au lieu de 1 m de résolution aujourd'hui) afin de représenter les processus océaniques fins jouant sur la surface.

Les états de mer peuvent également jouer un rôle important sur les interactions océan-atmosphère. Les travaux de Thevenot *et al.* (2015) ont montré que la prise en compte des états de mer dans COARE3 à partir des prévisions du modèle de vagues de Météo-France MFWAM (The WAMDI Group, 1988) impactait la localisation et l'intensité des systèmes précipitants. Ceci est cohérent avec les travaux de Renault *et al.* (2012) qui ont amélioré la représentation des paramètres de basses couches atmosphériques à l'aide d'un système couplé atmosphère-vagues-océan lors d'un événement orageux de mai 2010 dans le golfe du Lion. Le couplage avec un modèle de vagues permet d'adapter, à la fréquence du couplage, la longueur de rugosité dans la paramétrisation des flux. L'évaluation du bénéfice d'un tel système couplé océan-vagues-atmosphère pour la prévision opérationnelle du temps est inscrite dans les objectifs scientifiques de Météo-France avec pour visée une mise en opérationnel d'un tel système aux horizons de 2020 si les résultats sont concluants.

Références

- Adloff F, Somot S, Sevault F, Jordà G, Aznar R, Déqué M, Herrmann M, Marcos M, Dubois C, Padorno E, *et al.* 2015. Mediterranean sea response to climate change in an ensemble of twenty first century scenarios. *Climate Dynamics* : 1–28.
- Arsouze T, Beuvier J, Béranger K, Somot S, Lebeaupin-Brossier C, Bourdallé-Badie R, Sevault F, Drillet Y. 2013. Sensibility analysis of the Western Mediterranean Transition inferred by four companion simulations. In : *EGU General Assembly Conference Abstracts*, vol. 15. p. 13073.
- Astraldi M, Gasparini G, Manzella G, Hopkins T. 1990. Temporal variability of currents in the Eastern Ligurian Sea. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)* **95**(C2) : 1515–1522.
- Barnier B, Madec G, Penduff T, Molines JM, Treguier AM, Le Sommer J, Beckmann A, Biastoch A, Böning C, Dengg J, *et al.* 2006. Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy-permitting resolution. *Ocean Dynamics* **56**(5-6) : 543–567.
- Belamari S. 2005. Report on uncertainty estimates of an optimal bulk formulation for turbulent fluxes. Technical Report 31pp., MERSEA IP.
- Beljaars A, Holtslag A. 1991. Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models. *Journal of Applied Meteorology* **30**(3) : 327–341.
- Bénard P, Vivoda J, Mašek J, Smolíková P, Yessad K, Smith C, Brožková R, Geleyn JF. 2010. Dynamical kernel of the aladin-nh spectral limited-area model : Revised formulation and sensitivity experiments. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **136**(646) : 155–169.
- Béranger K, Drillet Y, Houssais MN, Testor P, Bourdallé-Badie R, Alhammoud B, Bozec A, Mortier L, Bouruet-Aubertot P, Crépon M. 2010. Impact of the spatial distribution of the atmospheric forcing on water mass formation in the Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research : Oceans* **115**(C12) : 1–22, doi :10.1029/2009JC005648.
- Beuvier J, Brossier CL, Béranger K, Arsouze T, Bourdalle-Badie R, Deltel C, Drillet Y, Drobinski P, Ferry N, Lyard F, *et al.* 2012. MED12, oceanic component for the modeling of the regional Mediterranean Earth System .

- Beuvier J, Sevault F, Herrmann M, Kontoyiannis H, Ludwig W, Rixen M, Stanev E, Béranger K, Somot S. 2010. Modeling the Mediterranean Sea interannual variability during 1961–2000 : focus on the Eastern Mediterranean Transient. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)* **115**(C8).
- Blanke B, Delecluse P. 1993. Variability of the tropical atlantic ocean simulated by a general circulation model with two different mixed-layer physics. *Journal of Physical Oceanography* **23**(7) : 1363–1388.
- Bluestein HB, Jain MH. 1985. Formation of mesoscale lines of precipitation : Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *Journal of the Atmospheric Sciences* **42**(16) : 1711–1732.
- Bougeault P, Lacarrere P. 1989. Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model. *Monthly Weather Review* **117**(8) : 1872–1890.
- Brasseur P, Verron J. 2006. The seek filter method for data assimilation in oceanography : a synthesis. *Ocean Dynamics* **56**(5-6) : 650–661.
- Bresson E, Ducrocq V, Nuissier O, Ricard D, de Saint-Aubin C. 2012. Idealized numerical simulations of quasi-stationary convective systems over the Northwestern Mediterranean complex terrain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **138**(668) : 1751–1763.
- Brunke MA, Fairall CW, Zeng X, Eymard L, Curry JA. 2003. Which bulk aerodynamic algorithms are least problematic in computing ocean surface turbulent fluxes? *Journal of climate* **16**(4) : 619–635.
- Bubnova R, Hello G, Bénard P, Geleyn J. 1995. Integration of the Fully Elastic Equations Cast in the Hydrostatic Pressure Terrain-Coordinate in the Framework of the ARPEGE/Aladin NWP System. *Mon. Wea. Rev.* **123**(2) : 515–535.
- Businger JA, Wyngaard JC, Izumi Y, Bradley EF. 1971. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *Journal of the atmospheric Sciences* **28**(2) : 181–189.
- Buzzi A, Tartaglione N, Malguzzi P. 1998. Numerical Simulations of the 1994 Piedmont Flood : Role of Orography and Moist Processes. *Mon. Wea. Rev.* **126**(9) : 2369–2383.
- Caldwell DR, Elliott WP. 1971. Surface stresses produced by rainfall. *Journal of Physical Oceanography* **1**(2) : 145–148.
- Caniaux G, Brut A, Bourras D, Giordani H, Paci A, Prieur L, Reverdin G. 2005. A 1 year sea surface heat budget in the northeastern atlantic basin during the pomme experiment : 1. flux estimates. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)* **110**(C7) : 1–18.
- Chan JC, Liu KS. 2004. Global warming and western north pacific typhoon activity from an observational perspective. *Journal of Climate* **17**(23) : 4590–4602.

- Colin J. 2011. Etude des événements précipitants intenses en méditerranée : approche par la modélisation climatique régionale. PhD thesis, Toulouse 3.
- Courtier P, Freyrier C, Geleyn J, Rabier F, Rochas M. 1991. The ARPEGE Project at Météo-France, ECMWF workshop, European center for Medium-Range Weather Forecast. *Reading, England* .
- Cuxart J, Bougeault P, Redelsperger JL. 2000. A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **126**(562) : 1–30.
- Davolio S, Stocchi P, Benetazzo A, Bohm E, Riminucci F, Ravaioli M, Li XM, Carniel S. 2015. Exceptional Bora outbreak in winter 2012 : Validation and analysis of high-resolution atmospheric model simulations in the Northern Adriatic area. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* **71** : 1–20.
- Delrieu G, Nicol J, Yates E, Kirstetter PE, Creutin JD, Anquetin S, Obled C, Saulnier GM, Ducrocq V, Gaume E, Payrastre O, Andrieu H, Ayrat PA, Bouvier C, Neppel L, Livet M, Lang M, du Châtelet JP, Walpersdorf A, Wobrock W. 2005. The Catastrophic Flash-Flood Event of 8–9 September 2002 in the Gard Region, France : A First Case Study for the Cévennes–Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory. *Journal of Hydrometeorology* **6**(1) : 34–52, doi : 10.1175/JHM-400.1.
- Delworth T, Manabe S, Stouffer R. 1993. Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere model. *Journal of Climate* **6**(11) : 1993–2011.
- Déqué M, Piedelievre JP. 1995. High resolution climate simulation over europe. *Climate dynamics* **11**(6) : 321–339.
- Donlon CJ, Martin M, Stark J, Roberts-Jones J, Fiedler E, Wimmer W. 2012. The operational sea surface temperature and sea ice analysis (OSTIA) system. *Remote Sensing of Environment* **116** : 140–158.
- Dourado M, Caniaux G. 2001. Surface heat budget in an oceanic simulation using data from tropical ocean-global atmosphere coupled ocean-atmosphere response experiment. *Journal of Geophysical Research : Oceans* **106**(C8) : 16 623–16 640, doi :10.1029/2000JC000224.
- Drobinski P, Anav A, Brossier CL, Samson G, Stéfanon M, Bastin S, Baklouti M, Béranger K, Beuvier J, Bourdallé-Badie R, *et al.* 2012. Model of the Regional Coupled Earth system (MORCE) : application to process and climate studies in vulnerable regions. *Environmental Modelling & Software* **35** : 1–18.
- Drobinski P, Ducrocq V, Alpert P, Anagnostou E, Béranger K, Borga M, Braud I, Chanzy A, Davolio S, Delrieu G, Estournel C, Filali Boubrahmi N, Font J, Grubisic V, Gualdi S, Homar V, Ivančan-Picek B, Kottmeier C, Kotroni V,

- Lagouvardos K, Lionello P, Llasat MC, Ludwig W, Lutoff C, Mariotti A, Richard E, Romero R, Rotunno R, Roussot O, Ruin I, Somot S, Taupier-Letage I, Tintoré J, Uijlenhoet R, Wernli H. 2014. HyMeX, a 10-year multidisciplinary program on the Mediterranean water cycle. *Bulletin of the American Meteorological Society* **95**(7) : 1063–1082, doi :10.1175/BAMS-D-12-00242.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/BAMS-D-12-00242.1>.
- Dubois C, Somot S, Calmanti S, Carillo A, Déqué M, Dell’Aquila A, Elizalde A, Gualdi S, Jacob D, L’Hévéder B, *et al.* 2012. Future projections of the surface heat and water budgets of the Mediterranean Sea in an ensemble of coupled atmosphere–ocean regional climate models. *Climate dynamics* **39**(7-8) : 1859–1884.
- Ducrocq V, Aullo G, Santurette P. 2003. Les précipitations intenses et les inondations des 12 et 13 novembre 1999 sur le sud de la France .
- Ducrocq V, Belamari S, Boudevillain B, Bousquet O, Cocquerez P, Doerenbecher A, Drobinski P, Flamant C, Labatut L, Lambert D, *et al.* 2013. HyMeX, les campagnes de mesures : focus sur les événements extrêmes en Méditerranée. *La Météorologie* (80) : 37–47.
- Ducrocq V, Braud I, Davolio S, Ferretti R, Flamant C, Jansa A, Kalthoff N, Richard E, Taupier-Letage I, Ayrat PA, Belamari S, Berne A, Borga M, Boudevillain B, Bock O, Boichard JL, Bouin MN, Bousquet O, Bouvier C, Chiggiato J, Cimini D, Corsmeier U, Coppola L, Cocquerez P, Defer E, Delanoë J, Di Girolamo P, Doerenbecher A, Drobinski P, Dufournet Y, Fourrié N, Gourley JJ, Labatut L, Lambert D, Le Coz J, Marzano FS, Molinié G, Montani A, Nord G, Nuret M, Ramage K, Rison B, Roussot O, Said F, Schwarzenboeck A, Testor P, Van Baelen J, Vincendon B, Aran M, Tamayo J. 2014. HyMeX-SOP1, the field campaign dedicated to heavy precipitation and flash flooding in the Northwestern Mediterranean. *Bulletin of the American Meteorological Society* doi :10.1175/BAMS-D-12-00244.1.
- Ducrocq V, Nuissier O, Ricard D, Lebeaupin C, Thouvenin T. 2008. A numerical study of three catastrophic precipitating events over Southern France. II : Mesoscale triggering and stationarity factors. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **134**(630) : 131–145.
- Ducrocq V, Ricard D, Lafore JP, Orain F. 2002. Storm-scale numerical rainfall prediction for five precipitating events over France : On the importance of the initial humidity field. *Weather and Forecasting* **17**(6) : 1236–1256.
- Duffourg F, Ducrocq V. 2011. Origin of the moisture feeding the Heavy Precipitating Systems over Southeastern France. *Natural Hazards and Earth System Sciences* **11** : 1163–1178, doi :10.5194/nhess-11-1163-2011.
- Duffourg F, Ducrocq V. 2013. Assessment of the water supply to mediterranean heavy precipitation : a method based on finely designed water budgets. *Atmospheric Science Letters* **14**(3) : 133–138.

- Duffourg F, Nuissier, Ducrocq V, Flamant C, Chazette P, Delanoë J, Doerenbecher A, Fourrié N, Di Girolamo P, Lac C, Legain D, Martinet M, Saïd F, Bock O. 2015. Offshore deep convection initiation and maintenance during HyMeX IOP16a heavy precipitation event. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **Submitted** : n/a–n/a.
- Ebert EE, Curry JA. 1992. A parameterization of ice cloud optical properties for climate models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)* **97**(D4) : 3831–3836.
- Estournel C, Durrieu de Madron X, Marsaleix P, Auclair F, Julliand C, Vehil R. 2003. Observation and modeling of the winter coastal oceanic circulation in the gulf of lion under wind conditions influenced by the continental orography (fetch experiment). *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)* **108**(C3).
- Fairall C, Bradley E, Hare J, Grachev A, Edson J. 2003. Bulk parameterization of air-sea fluxes updates and verification for the coare algorithm. *Journal of Climate* **16** : 571–591.
- Fairall C, Kepert J, Holland G. 1994. The effect of sea spray on surface energy transports over the ocean. *Global Atmos. Ocean Syst* **2**(2-3) : 121–142.
- Fairall CW, Bradley EF, Rogers DP, Edson JB, Young GS. 1996. Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. *Journal of Geophysical Research* **101**(C2) : 3747–3764, doi :10.1029/95JC03205.
- Fischer C, Montmerle T, Berre L, Auger L, Ștefănescu SE. 2005. An overview of the variational assimilation in the ALADIN/France numerical weather-prediction system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **131**(613) : 3477–3492, doi :10.1256/qj.05.115.
- Fouquart Y, Bonnel B. 1980. Computations of solar heating of the earth's atmosphere- a new parameterization. *Beitraege zur Physik der Atmosphaere* **53** : 35–62.
- Fourrié N, Bresson E, Nuret M, Jany C, Brousseau P, Doerenbecher A, Kreitz M, Nuissier O, Sevault E, Bénichou H, Amodei M, Pouponneau F. 2015. AROME-WMED, a real-time mesoscale model designed for the HyMeX Special Observation Periods. *Geoscientific Model Development Discussions* **8**(2) : 1801–1856, doi :10.5194/gmdd-8-1801-2015, URL <http://www.geosci-model-dev-discuss.net/8/1801/2015/>.
- Gaspar P, Grégoris Y, Lefevre J. 1990. A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing : Tests at Station Papa and long-term upper ocean study site. *Journal of Geophysical Research* **95** : 16 179–16 193.
- Gatti J. 2008. Intrusions du Courant Nord Méditerranéen sur la partie Est du plateau continental du Golfe du Lion. PhD thesis, Université Aix-Marseille 2. Centre D'Océanologie de Marseille.

- Giordani H, Caniaux G, Voltaire A. 2013. Intraseasonal mixed-layer heat budget in the equatorial atlantic during the cold tongue development in 2006. *Journal of Geophysical Research : Oceans* **118**(2) : 650–671.
- Godfrey J, Beljaars A. 1991. On the turbulent fluxes of buoyancy, heat and moisture at the air-sea interface at low wind speeds. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)* **96**(C12) : 22 043–22 048.
- Gosnell R, Fairall C, Webster P. 1995. The sensible heat of rainfall in the tropical ocean. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)* **100**(C9) : 18 437–18 442.
- Grachev A, Fairall C. 1997. Dependence of the Monin-Obukhov stability parameter on the bulk Richardson number over the ocean. *Journal of Applied Meteorology* **36**(4) : 406–414.
- Gulev S, Belyaev K. 2012. Probability distribution characteristics for surface air–sea turbulent heat fluxes over the global ocean. *Journal of Climate* **25** : 184–206, doi : 10.1175/2011JCLI4211.1.
- Hare J, Persson P, Fairall C, Edson J. 1999. Behavior of Charnock’s relationship for high wind conditions. In : *Preprints, 13th Symp. on Boundary Layers and Turbulence, Dallas, TX, Amer. Meteor. Soc.* pp. 252–255.
- Herrmann M, Sevault F, Beuvier J, Somot S. 2010. What induced the exceptional 2005 convection event in the Northwestern Mediterranean basin? Answers from a modeling study. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)* **115**(C12).
- Ingleby B, Huddleston M. 2007. Quality control of ocean temperature and salinity profiles—historical and real-time data. *Journal of Marine Systems* **65**(1) : 158–175.
- Kain JS, Fritsch JM. 1990. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *Journal of the Atmospheric Sciences* **47**(23) : 2784–2802.
- Kolmogorov AN. 1941. Equations of turbulent motion in an incompressible fluid. In : *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, vol. 30. pp. 299–303.
- Kraus EB, Businger JA. 1994. *Atmosphere-ocean interaction*. Oxford University Press New York, 362 pp.
- Lafore JP, Stein J, Asencio N, Bougeault P, Ducrocq V, Duron J, Fischer C, Hérelil P, Mascart P, Masson V, *et al.* 1997. The MESO-NH atmospheric simulation system. Part I : adiabatic formulation and control simulations. In : *Annales Geophysicae*, vol. 16. Springer, pp. 90–109.
- Laprise R. 1992. The Euler equations of motion with hydrostatic pressure as an independent variable. *Monthly weather review* **120**(1) : 197–207.

- Larson J, Jacob R, Ong E. 2005. The model coupling toolkit : a new Fortran90 toolkit for building multiphysics parallel coupled models. *International Journal of High Performance Computing Applications* **19**(3) : 277–292.
- Lazar A, Madec G, Delecluse P. 1999. The deep interior downwelling, the Veronis effect, and mesoscale tracer transport parameterizations in an OGCM. *Journal of physical oceanography* **29**(11) : 2945–2961.
- Lebeaupin C, Ducrocq V, Giordani H. 2006. Sensitivity of torrential rain events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecasts. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **111**(D12) : 1–19, doi : 10.1029/2005JD006541.
- Lebeaupin-Brossier C. 2007. Étude du couplage océan-atmosphère associé aux épisodes de pluie intense en région méditerranéenne. PhD thesis, Université Toulouse III, Paul Sabatier.
- Lebeaupin Brossier C, Arsouze T, Béranger K, Bouin MN, Bresson E, Ducrocq V, Giordani H, Nuret M, Rainaud R, Taupier-Letage I. 2014. Ocean Mixed Layer responses to intense meteorological events during HyMeX-SOP1 from a high-resolution ocean simulation. *Ocean Modelling* **84**(0) : 84–103, doi : <http://dx.doi.org/10.1016/j.ocemod.2014.09.009>.
- Lebeaupin Brossier C, Béranger K, Deltel C, Drobinski P. 2011. The mediterranean response to different space–time resolution atmospheric forcings using perpetual mode sensitivity simulations. *Ocean Modelling* **36**(1) : 1–25.
- Lebeaupin Brossier C, Drobinski P, Béranger K, Bastin S, Orain F. 2013. Ocean memory effect on the dynamics of coastal heavy precipitation preceded by a mistral event in the Northwestern Mediterranean. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **139** : 1583–1597, doi :10.1002/qj.2049.
- Lebeaupin-Brossier C, Ducrocq V, Giordani H. 2008. Sensitivity of three mediterranean heavy rain events to two different sea surface fluxes parameterizations in high-resolution numerical modeling. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)* **113**(D21).
- Lebeaupin-Brossier C, Ducrocq V, Giordani H. 2009. Two-way one-dimensional high-resolution air–sea coupled modelling applied to Mediterranean heavy rain events. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **135**(638) : 187–204.
- Levitus S, Antonov J, Boyer T. 2005. Warming of the world ocean, 1955–2003. *Geophysical Research Letters* **32**(2).
- Levitus S, Antonov J, Boyer T, Locarnini R, Garcia H, Mishonov A. 2009. Global ocean heat content 1955–2008 in light of recently revealed instrumentation problems. *Geophysical Research Letters* **36**(7).

- Liu WT, Katsaros KB, Businger JA. 1979. Bulk parameterization of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface. *Journal of the Atmospheric Sciences* **36**(9) : 1722–1735.
- Llasat M, Llasat-Botija M, Petrucci O, Pasqua A, Rosselló J, Vinet F, Boissier L. 2013. Towards a database on societal impact of Mediterranean floods within the framework of the HyMeX project. *Natural Hazards and Earth System Science* **13**(5) : 1337–1350.
- Louis J. 1979. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology* **17** : 187–202.
- Lyard F, Lefevre F, Letellier T, Francis O. 2006. Modelling the global ocean tides : modern insights from fes2004. *Ocean Dynamics* **56**(5-6) : 394–415.
- Madec G. 2008. *NEMO ocean engine*. Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), 300pp.
- Madec G, Delecluse P, Imbard M, Levy C. 1997. Ocean general circulation model reference manual. *Note du Pôle de modélisation* .
- Masson V. 2000. A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary-layer meteorology* **94**(3) : 357–397.
- Masson V, Le Moigne P, Martin E, Faroux S, Alias A, Alkama R, Belamari S, A B, Boone A, Bouyssel F, Brousseau P, Brun E, Calvet J, Carrer D, Decharme B, Delire C, Donier S, Essaouini K, Gibelin A, Giordani H, Habets F, Jidane M, Kerdraon G, Kourzeneva E, Lafaysse M, Lafont S, Lebeaupin-Brossier C, Lemsu A, Mahfouf J, Marguinaud P, Mokhtari M, Morin S, Pigeon G, Salgado R, Seity Y, Taillefer F, Tanguy G, Tulet P, Vincendon B, Vionnet V, Voltaire A. 2013. The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of Earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development* **5** : 3771–3851.
- MEDATLAS Group. 2003. Medatlas/2002-database : Mediterranean and Black Sea database of temperature, salinity and bio-chemical parameters. Climatological atlas.[4 CD] .
- Miglietta MM, Moscatello A, Conte D, Mannarini G, Lacorata G, Rotunno R. 2011. Numerical analysis of a Mediterranean ‘hurricane’ over South-Eastern Italy : sensitivity experiments to sea surface temperature. *Atmospheric Research* **101**(1) : 412–426.
- Millot C, Taupier-Letage I. 2005. Circulation in the mediterranean sea. In : *The Mediterranean Sea, Handbook of Environmental Chemistry*, vol. 5K, Salio A (ed), Springer Berlin Heidelberg, ISBN 978-3-540-25018-0, pp. 29–66, doi : 10.1007/b107143, URL <http://dx.doi.org/10.1007/b107143>.
- Mironov D, Heist E, Kourzeneva E, Ritter B, Schneider N, Terzhevik A. 2010. Implementation of the lake parameterisation scheme FLake into the numerical weather prediction model COSMO. *Boreal environment research* **15**(2) : 218–230.

- Mlawer EJ, Taubman SJ, Brown PD, Iacono MJ, Clough SA. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : Rrtm, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)* **102**(D14) : 16 663–16 682.
- Morcrette JJ, Fouquart Y. 1986. The overlapping of cloud layers in shortwave radiation parameterizations. *Journal of the atmospheric sciences* **43**(4) : 321–328.
- Neelin JD, Battisti DS, Hirst AC, Jin FF, Wakata Y, Yamagata T, Zebiak SE. 1998. ENSO theory. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)* **103**(C7) : 14 261–14 290.
- Noilhan J, Planton S. 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review* **117**(3) : 536–549.
- Nuissier O, Ducrocq V, Ricard D, Lebeaupin C, Anquetin S. 2008. A numerical study of three catastrophic precipitating events over Southern France. I : Numerical framework and synoptic ingredients. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **134**(630) : 111–130.
- Nuissier O, Joly B, Joly A, Ducrocq V, Arbogast P. 2011. A statistical downscaling to identify the large-scale circulation patterns associated with heavy precipitation events over Southern France. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **137**(660) : 1812–1827.
- Pastor F, Estrela MJ, Peñarrocha D, Millán MM. 2001. Torrential rains on the spanish mediterranean coast : Modeling the effects of the sea surface temperature. *Journal of Applied Meteorology* **40**(7) : 1180–1195.
- Pastor F, Valiente J, Estrela M. 2015. Sea surface temperature and torrential rains in the Valencia region : modelling the role of recharge areas. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions* **3**(2) : 1357–1396.
- Petrenko A, Dufau C, Estournel C. 2008. Barotropic eastward currents in the western gulf of lion, north-western mediterranean sea, during stratified conditions. *Journal of Marine Systems* **74**(1) : 406–428.
- Pinty J, Jabouille P. 1998. A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model : simulations of a squall line and of orographic precipitations. In : *Conf. on Cloud Physics*. pp. 217–220.
- Pullen J, Doyle JD, Haack T, Dorman C, Signell RP, Lee CM. 2007. Bora event variability and the role of air-sea feedback. *Journal of Geophysical Research : Oceans* **112**(C3) : 1–17, doi :10.1029/2006JC003726.
- Pullen J, Doyle JD, Signell RP. 2006. Two-Way Air–Sea Coupling : A Study of the Adriatic. *Monthly Weather Review* **134** : 1465–1483, doi :10.1175/MWR3137.1.

- Radnóti G. 1995. Comments on “a spectral limited-area formulation with time-dependent boundary conditions applied to the shallow-water equations”. *Monthly weather review* **123**(10) : 3122–3123.
- Rainaud R, Lebeauvin Brossier C, Ducrocq V, Giordani H, Nuret M, Fourrié N, Bouin MN, Taupier-Letage I, Legain D. 2015. Characterisation of air-sea exchanges over the Western Mediterranean Sea during the HyMeX SOP1 using the AROME-WMED model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* doi :DOI : 10.1002/qj.2480.
- Rebora N, Molini L, Casella E, Comellas A, Fiori E, Pignone F, Siccardi F, Silvestro F, Tanelli S, Parodi A. 2013. Extreme rainfall in the mediterranean : what can we learn from observations? *Journal of Hydrometeorology* **14**(3) : 906–922.
- Renault L, Chiggiato J, Warner JC, Gomez M, Vizoso G, Tintore J. 2012. Coupled atmosphere-ocean-wave simulations of a storm event over the Gulf of Lion and Balearic Sea. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)* **117**(C9).
- Ricard D, Ducrocq V, Auger L. 2012. A Climatology of the Mesoscale Environment Associated with Heavily Precipitating Events over a Northwestern Mediterranean Area. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **51** : 468–488, doi :10.1175/JAMC-D-11-017.1.
- Roberts JB, Robertson FR, Clayson CA, Bosilovich MG. 2012. Characterization of turbulent latent and sensible heat flux exchange between the atmosphere and ocean in MERRA. *Journal of Climate* **25**(3) : 821–838.
- Romero R, Doswell III C, Ramis C. 2000. Mesoscale numerical study of two cases of long-lived quasi-stationary convective systems over eastern Spain. *Monthly Weather Review* **128**(11) : 3731–3751.
- Romero R, Guijarro JA, Ramis C, Alonso S. 1998. A 30-year (1964–1993) daily rainfall data base for the Spanish Mediterranean regions : first exploratory study. *Int. J. Climatol.* **18**(5) : 541–560.
- Romero R, Ramis C, Homar V. 2014. On the severe convective storm of 29 October 2013 in the Balearic Islands : observational and numerical study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* .
- Roulet G, Madec G. 2000. Salt conservation, free surface, and varying levels : a new formulation for ocean general circulation models. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)* **105**(C10) : 23 927–23 942.
- Ruti P, Somot S, Dubois C, Calmanti S, Ahrens B, Alias A, Aznar R, Bartholy J, Bastin S, Branger K, Brauch J, Calvet JC, Carillo A, Decharme B, Dell’Aquila A, Djurdjevic V, Drobinski P, Elizalde-Arellano A, Gaertner M, Galn P, Gallardo C, Giorgi F, Gualdi S, Harzallah A, Herrmann M, Jacob D, Khodayar S, Krichak S, Lebeauvin C, L’Heveder B, Li L, Liguro G, Lionello P, Onol B, Rajkovic B, Sannino G, Sevault F. 2015. MED-CORDEX initiative for Mediterranean climate studies, BAMS. *American Meteorological Society Submitted* : n/a–n/a.

- Seity Y, Brousseau P, Malardel S, Hello G, Bénard P, Bouttier F, Lac C, Masson V. 2011. The AROME-France Convective-Scale Operational Model. *Monthly Weather Review* **139** : 976–991.
- Sénési S, Bougeault P, Chèze JL, Cosentino P, Thepenier RM. 1996. The Vaison-La-Romaine flash flood : Mesoscale analysis and predictability issues. *Weather and Forecasting* **11**(4) : 417–442.
- Shuckburgh E, Maze G, Ferreira D, Marshall J, Jones H, Hill C. 2011. Mixed layer lateral eddy fluxes mediated by air-sea interaction. *Journal of Physical Oceanography* **41**(1) : 130–144.
- Silvestro F, Gabellani S, Giannoni F, Parodi A, Rebora N, Rudari R, Siccardi F. 2012. A hydrological analysis of the 4 november 2011 event in genoa. *Natural Hazards and Earth System Science* **12**(9) : 2743–2752.
- Simmons A, Gibson J. 2000. The ERA-40 Project Plan, ERA-40 Project Report Series No. 1, ECMWF. *Reading, UK* : 63.
- Simmons AJ, Burridge DM. 1981. An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates. *Monthly Weather Review* **109**(4) : 758–766.
- Small R, Campbell T, Teixeira J, Carniel S, Smith T, Dykes J, Chen S, Allard R. 2011. Air-sea interaction in the Ligurian Sea : Assessment of a Coupled Ocean-Atmosphere Model using in situ data from LASIE07. *American Meteorological Society* **139**(6) : 1785–1808, doi :10.1175/2010MWR3431.1.
- Small R, Carniel S, Campbell T, Teixeira J, Allard R. 2012. The response of the Ligurian and Tyrrhenian Seas to a summer Mistral event : A coupled atmosphere–ocean approach . *Ocean Modelling* **48**(0) : 30–44, doi : 10.1016/j.ocemod.2012.02.003.
- Smith SD. 1988. Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *Journal of Geophysical Research* **93** : 15 467–15 472.
- Somot S. 2005. Modélisation climatique du bassin méditerranéen : variabilité et scénarios de changement climatique. PhD thesis, Université Paul Sabatier-Toulouse III.
- Somot S, Sevault F, Déqué M. 2006. Transient climate change scenario simulation of the Mediterranean Sea for the twenty-first century using a high-resolution ocean circulation model. *Climate Dynamics* **27**(7-8) : 851–879.
- Taillefer F. 2002. CANARI, Technical documentation. Technical report, CNRM/GMAP.
- The WAMDI Group. 1988. The WAM model—a third generation ocean wave prediction model. *Journal of Physical Oceanography* **18**(12) : 1775–1810.

- Thevenot O, Bouin MN, Ducrocq V, Lebeaupin-Brossier C, Nuissier O, Pianezze J, Duffourg F. 2015. Influence of the sea state on Mediterranean heavy precipitation : a case study from HyMeX SOP1. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* : Submitted.
- Uppala SM, Kållberg P, Simmons A, Andrae U, Bechtold V, Fiorino M, Gibson J, Haseler J, Hernandez A, Kelly G, *et al.* 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **131**(612) : 2961–3012.
- Valcke S, Craig T, Coquart L. 2013. OASIS3-MCT User Guide OASIS3-MCT 2.0. *CERFACS/CNRS SUC URA* (1875).
- Vincent E. 2011. Interactions entre les cyclones tropicaux et l'océan : de l'échelle synoptique à l'échelle climatique. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.
- Vincent EM, Lengaigne M, Madec G, Vialard J, Samson G, Jourdain NC, Menkes CE, Jullien S. 2012. Processes setting the characteristics of sea surface cooling induced by tropical cyclones. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978–2012)* **117**(C2).
- Wang C, Enfield DB, Lee Sk, Landsea CW. 2006. Influences of the Atlantic warm pool on Western Hemisphere summer rainfall and Atlantic hurricanes. *Journal of Climate* **19**(12) : 3011–3028.
- Warner JC, Armstrong B, He R, Zambon JB. 2010. Development of a coupled ocean–atmosphere–wave–sediment transport (COAWST) modeling system. *Ocean modelling* **35**(3) : 230–244.
- Webb EK, Pearman GI, Leuning R. 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **106**(447) : 85–100.
- Webster PJ, Lukas R. 1992. TOGA COARE : The Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **73** : 1377–1416.
- Weill A, Eymard L, Caniaux G, Hauser D, Planton S, Dupuis H, Brut A, Guerin C, Nacass P, Butet A, *et al.* 2003. Toward a better determination of turbulent air-sea fluxes from several experiments. *Journal of climate* **16**(4) : 600–618.
- Weller RA, Bradley F, Lukas R. 2004. The interface or air-sea flux component of the toga coupled ocean-atmosphere response experiment and its impact on subsequent air-sea interaction studies*. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **21**(2) : 223–257.
- Zebiak SE. 1993. Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region. *Journal of Climate* **6**(8) : 1567–1586.

Glossaire

-A-

ARCO	AROME-COARE
AREC	AROME-ECUME
AROME	Application of Research to Operations at MEscale
ARPEGE	Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle

-B-

BA	Baléares
-----------	----------

-C-

CA	Catalogne
CANARI	Code for the Analysis Necessary to ARPEGE for its Rejets and Initialisation
CAPE	Convective Available Potential Energy
CI	Central Italie
CIN	Convective INhibition
CMO	Couche de Mélange Océanique
CO	Corse
COARE	Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment
COMED	Flux COARE3, Conditions initiales MED
COPSY	Flux COARE3, Conditions initiales PSY
COs	Flux COARE3
CPLOA	CouPLage Océan-Atmosphère
CS	Cyclonic Southerly
CSW	Cyclonic SouthWesterly
CTD	Conductivity Temperature Depth
CV	Cévennes-Vivarais

-D-

-E-

ECMED	Flux ECUME, Conditions initiales MED
ECMWF	European Centre for Medium-range Weather Forecast
ECPSY	Flux ECUME, Conditions initiales PSY
ECs	Flux ECUME
ECUME	Exchange Coefficients from Unified Multi-campaign Estimates
EOP	Enhanced Observation Period

ERA40	ECMWF Re-Analysis 40
ETS	Equitable Threat Score
-F-	
FBIAS	Frequency BIAS
-G-	
-H-	
HPE	Heavy Precipitation Event
HyMeX	Hydrological cycle in the Mediterranean EXperiment
-I-	
-J-	
-K-	
-L-	
LHF	Latent Heat Flux
LOP	Long Observation Period
LT	Ligure Toscane
-M-	
MCS	Mesoscale Convective System
MCT	Model Coupling Toolkit
MED	Conditions initiales océaniques MED36v50ARPERA3
-N-	
NEMO	Nucleus for European Modelling of the Ocean
-O-	
OASIS	Ocean Atmosphere Sea Ice Sol
OPA	Océan PARallélisé
OSTIA	Operational Sea surface Temperature and sea Ice Analysis
-P-	
POD	Probability Of Detection
POI	Période d'Observation Intensive
PSY	Conditions initiales océaniques PSY2V4R4

-Q-

-R-

-S-

SHF	Sensible Heat Flux
SOP	Special Observation Period
SR	Success Rate
SSH	Surface HeightSSH
SSS	Sea Surface Salinity
SST	Sea Surface Temperature
SSTHR	SST Haute Résolution
SURFEX	SURface EXternalisée
SWE	Strong Wind Event

-T-

TCW	Total Column Water
TKE	Turbulent Kinetic Energy
TOGA	Tropical Ocean-Global Atmosphere

-U-

-V-

-W-

WEF	Wind Energy Flux
WMED	Western MEDiterranean

-X-

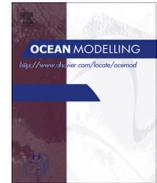
-Y-

-Z-

Annexe A

Article : Ocean Mixed Layer responses to intense meteorological events during HyMeX SOP1 from a high-resolution ocean simulation

Lebeaupin Brossier C, Arsouze T, Béranger K, Bouin M-N, Bresson E, Ducrocq
V, Giordani H, Nuret M, Rainaud R, Taupier-Letage I
publié dans la revue Ocean Modelling, doi : 10.1016/j.ocemod.2014.09.009



Ocean Mixed Layer responses to intense meteorological events during HyMeX-SOP1 from a high-resolution ocean simulation



Cindy Lebeaupin Brossier^{a,*}, Thomas Arsouze^b, Karine Béranger^b, Marie-Noëlle Bouin^c, Emilie Bresson^a, Véronique Ducrocq^a, Hervé Giordani^a, Mathieu Nuret^a, Romain Rainaud^a, Isabelle Taupier-Letage^d

^a Groupe d'études de l'Atmosphère Météorologique, Centre National de Recherches Météorologiques (GAME-CNRM, CNRS UMR3589/Météo-France), Toulouse, France

^b Ecole Nationale Supérieure de Techniques Avancées (ENSTA), ParisTech, Unité de Mécanique (UME), Palaiseau, France

^c Centre de Météorologie Marine (CMM, Météo-France), Brest, France

^d Mediterranean Institute of Oceanography (MIO, Aix-Marseille University/CNRS UMR7294/IRD UMR235/Université du Sud Toulon-Var), Marseille, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 13 June 2014

Received in revised form 11 September 2014

Accepted 24 September 2014

Available online 31 October 2014

Keywords:

Air–sea fluxes

Extreme events

HyMeX

Ocean Mixed Layer

Western Mediterranean Sea

ABSTRACT

The western Mediterranean Sea is a source of heat and humidity for the atmospheric low-levels in autumn. Large exchanges take place at the air–sea interface, especially during intense meteorological events, such as heavy precipitation and/or strong winds. The Ocean Mixed Layer (OML), which is quite thin at this time of year (~20 m-depth), evolves rapidly under such intense fluxes.

This study investigates the ocean responses under intense meteorological events that occurred during HyMeX SOP1 (5 September–6 November 2012). The OML conditions and tendencies are derived from a high-resolution ocean simulation using the sub-regional eddy-resolving NEMO-WMED36 model (1/36°-resolution), driven at the surface by hourly air–sea fluxes from the AROME-WMED forecasts (2.5 km-resolution). The high space–time resolution of the atmospheric forcing allows the highly variable surface fluxes, which induce rapid changes in the OML, to be well represented and linked to small-scale atmospheric processes.

First, the simulation results are compared to ocean profiles from several platforms obtained during the campaign. Then, this study focuses on the short-term OML evolution during three events. In particular, we examine the OML cooling and mixing under strong wind events, potentially associated with upwelling, as well as the surface freshening under heavy precipitation events, producing low-salinity lenses. Tendencies demonstrate the major role of the surface forcing in the temperature and/or salinity anomaly formation. At the same time, mixing [restratification] rapidly occurs. As expected, the sign of this tendency term is very dependent on the local vertical stratification which varies at fine scale in the Mediterranean. It also controls [disables] the vertical propagation. In the Alboran Sea, the strong dynamics redistribute the OML anomalies, sometimes up to 7 days after their formation. Elsewhere, despite local amplitude modulations due to internal wave excitation by strong winds, the integrated effect of the horizontal advection is almost null on the anomalies' spread and decay. Finally, diffusion has a small contribution.

© 2014 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

The Mediterranean Sea circulation is mostly controlled by the exchanges at the Gibraltar Strait, the air–sea interactions, the bathymetry, the river runoffs and the Black Sea inflow. Fresh Atlantic Water (AW) flows at the surface through Gibraltar while dense Mediterranean water outflow towards the Atlantic Ocean at the bottom. In the western Mediterranean, the AW flows in a cyclonic way, forming first the Algerian Current along the African coast,

bordering the southern boundary of the eastern Algerian Gyre (Testor et al., 2005). At the northern part of the western Mediterranean is the cyclonic gyre of the Gulf of Lion, bordered at its northern periphery by the Northern (or Liguro-Provençal) Current along the coasts (Millot, 1999) and at its southern periphery by the Balearic front (Send et al., 1999). In the region, deep winter convection occurring in the Gulf of Lion participates in the thermohaline circulation of the whole Mediterranean. It involves Levantine Intermediate Water (LIW) formed in the Levantine sub-basin, which flows from the eastern Mediterranean to the western Mediterranean, crossing the Sicily Channel before reaching the Gulf of Lion (Millot and Taupier-Letage, 2005). During winter convection, the Western Mediterranean Deep Water (WMDW, temperature

* Corresponding author at: GAME-CNRM/GMME/MICADO, 42 avenue Coriolis, 31057 Toulouse cedex, France.

E-mail address: cindy.lebeaupin-brossier@meteo.fr (C. Lebeaupin Brossier).

~12.9 °C, salinity ~38.4 psu) is formed, which may sometimes reach the seafloor (Marshall and Schott, 1999). In addition to these water masses, the Western Intermediate Water (WIW, ~12.4 °C, ~38 psu) can also be found at the beginning of winter. Under a strong wind event, WIW can sink to ~150 m-depth, between the AW and the LIW (Gasparini et al., 1999; Juza et al., 2013). The western Mediterranean Sea is also filled by mesoscale oceanic patterns (eddies, filaments, ...), highly sensitive to atmospheric conditions, which complete this circulation scheme.

The Ocean Mixed Layer (OML) is the upper layer of the ocean, in interaction with the atmospheric low-levels and the ocean thermocline corresponding to the barrier of the deep ocean. According to the climatology of D'Ortenzio et al. (2005) based on in situ measurements and a temperature criteria, the thermohaline characteristics and thickness of the OML in the Mediterranean Sea vary seasonally according to the air–sea interactions and to the sub-basin circulations. In the western Mediterranean, this climatology shows a high stratification in summer, with OML depths less than 15 m, and a very low stratification in winter. There is a notable North–South difference, with a higher stratification in the southern part (Alboran Sea, Algerian coasts) and a lower stratification in the northern part (Gulf of Lion). In autumn, this climatology of OML depth gives values of 15–30 m in the Alboran Sea, the coastal shelf of the Gulf of Lion and the Ligurian Sea, while it gives values of 30–40 m in the Algerian sub-basin, the gyre of the Gulf of Lion and the central Tyrrhenian Sea.

The intense air–sea interactions at fine scale may rapidly change the OML characteristics and perturb the western Mediterranean circulation. They also have a local impact on the atmospheric boundary layer. The Mediterranean region is prone to Heavy Precipitation Events (HPEs) in the autumn season, characterized by quasi-stationary mesoscale convective systems producing more than 100 mm of rainfall in less than 24 h. HPEs generally result from the convergence of rapid and moist low-level flows. These intense meteorological events often involve strong air–sea interactions under the upstream low-level flow, with large evaporation feeding heat and moisture to the atmosphere at low levels (Nuissier et al., 2008; Ducrocq et al., 2008; Ricard et al., 2012). Duffourg and Ducrocq (2011, 2013) estimate that the Mediterranean Sea contributes, by the process of evaporation, 40–60% of the water vapor feeding the convective systems. The magnitude and the spatial distribution of the heating and moistening strongly depend on the OML state, mainly its thermal heat content (*i.e.* the vertical integral of the potential temperature through the OML). They also depend on the near-surface circulation that can trap and sustain OML anomalies. These anomalies could then contribute to a modulation in the intensity and location of heavy precipitating systems (Lebeaupin et al., 2006; Lebeaupin Brossier et al., 2013).

In response to strong low-level wind blowing towards the coasts during HPEs, a rapid sea level rise may be observed and significantly amplify the flooding by countering the river runoff to the sea (Lebeaupin Brossier et al., 2009a, 2013). Sometimes, at the same time, due to heavy rainfall, a rapid surface freshening occurs (Lebeaupin Brossier et al., 2009a,b, 2012). It produces thin low-salinity anomalies, that can be qualified as lenses, with a high buoyancy which drastically modifies the upper layer stratification. Such barrier layers were notably shown to strongly modify the OML heat budget, to amplify the dynamical response and to favor unstable air–sea interactions in tropical ocean zones (Vialard and Delecluse, 1998). On the contrary, in the case of a strong offshore wind (from continent to open-sea), cooling and mixing occur due to strong heat and momentum fluxes, and upwelling brings denser water (generally colder and saltier) upwards (Millot, 1979; Lebeaupin Brossier et al., 2012). In the north-western Mediterranean area, in addition to intense evaporation, strong wind impacts the ocean circulation with a deepening of the sea surface height and a doming of the isopycnals due to Ekman pumping. Such barotropic structures can

strongly reinforce the local horizontal circulation with an increase in the surface transport of the cyclonic gyre (Béranger et al., 2010).

Consequently, Mediterranean intense weather events induce several ocean responses, in terms of circulation and of OML thermohaline content, that involve several small scale processes and finally enhance the horizontal ocean gradients at the mesoscale. Nevertheless, in this region, rare observations of these ocean responses are available. According to modeling studies, the simulated OML temperature and salinity anomalies in autumn have a short lifetime and small spatial scales. Obviously, they are difficult to capture with scarce and patchy in situ observations. Recent satellite products such as those obtained with the “Soil Moisture and Ocean Salinity” (SMOS) microwave radiometer (Font et al., 2011) are able to observe the low-salinity lenses formation (McCulloch et al., 2012), but at large-scale over wide ocean basins (far from the contaminating coastal land signal). High-resolution satellite SST products have the capabilities of observing skin temperature anomalies (*i.e.* in the first micrometers of the ocean), in clear-sky conditions. Regarding the HPEs that are highly cloudy situations with small scale structures as well as the specificities of the Mediterranean Sea with a lot of islands and a predominant coastal area, such satellite products cannot give comprehensive coverage.

This study examines the ocean responses thanks to several ocean platforms deployed during the first Special Observation Period (SOP1) of HyMeX (*Hydrological Cycle in the Mediterranean Experiment*) (Ducrocq et al., 2014). The HyMeX project investigates the hydrological cycle in the Mediterranean region and aims to evaluate the contribution of intense events (Drobinski et al., 2014). The main objective of the field campaign over the western Mediterranean area in autumn 2012 (SOP1) was to better understand the key components leading to HPEs. Among them, SOP1 aimed at characterizing the role of the Mediterranean Sea as a moisture and energy source and to characterize the upstream flow which brings unstable air towards the coasts and feeds convective systems. In addition to the long-term observing platforms already in place in the western Mediterranean area – for example the two Météo-France moored buoys, ARGO floats and a ship of opportunity – several ocean platforms were deployed in the north-western Mediterranean Sea for the whole SOP1 (gliders and drifting buoys [SVP and Marisondes]) or for the Intensive Observation Periods (IOPs). The port tender P/T Provence carried out 25 CTD profiles during three short IOP cruises. The quite dense coverage of the north-western Mediterranean area during SOP1 is a unique opportunity to investigate the OML characteristics and their contribution to HPEs, as well as the rapid responses of the OML to intense air–sea fluxes.

This study also investigates the results of a new sub-regional eddy-resolving (~2.5 km-resolution) configuration of the NEMO ocean model over the western Mediterranean, called WMED36, able to reproduce mesoscale oceanic structures (coastal upwelling cells, eddies, filaments and meanders) and dedicated to short-term and fine-scale ocean process studies. The development of WMED36 is made in the framework of the SiMed (*Simulation of the Mediterranean Sea*) project, in the continuity of the work of the French modeling community for the Mediterranean Sea (from OPAMED16 (Béranger et al., 2005), to OPAMED8 (Somot et al., 2006), NEMO-MED8 (Beuvier et al., 2010), NEMO-MED12 (Lebeaupin Brossier et al., 2011; Beuvier et al., 2012) and NEMO-MED36 (Arsouze et al., 2013)). A high-frequency (1 h) atmospheric forcing obtained with a the non-hydrostatic high-resolution (2.5 km) operational weather prediction model AROME-WMED of Météo-France, dedicated to the HyMeX campaigns, is used in order to well represent the meteorological conditions and chronology during the SOP1. Notably, AROME-WMED explicitly solves the atmospheric convection, which is mandatory to well reproduce heavy precipitating systems. In fact, a high space–time resolution is necessary to accurately represent the intense and short peaks in the wind and/or

precipitation surface forcing induced by intense weather systems in the Mediterranean region and thus the ocean response (Lebeaupin Brossier et al., 2009b, 2011, 2012, 2013). The high-resolution ocean simulation covering the whole SOP1 is used as a numerical laboratory and enables us to follow the 4D evolution of the OML in the whole western Mediterranean Sea.

The numerical model and simulation, as well as the in situ dataset used for validation, are presented in Section 2. After a model comparison to ocean in situ observations collected during HyMeX-SOP1 and an analysis of the OML time-evolution and tendency terms during the whole campaign in Section 3, the OML responses during three intense weather events with strong air–sea exchanges (*i.e.* IOPs) are discussed in Section 4. Conclusions follow in Section 5.

2. Numerical experiment and observations

2.1. The high-resolution ocean model: NEMO-WMED36

The numerical code for the ocean is NEMO (version 3.2) (Madec, 2008), used in a sub-regional eddy-resolving configuration covering the western Mediterranean basin, with a $1/36^\circ$ horizontal resolution over an ORCA-grid (from 2 to 2.5 km-resolution, Fig. 1(a)), called WMED36 hereafter. 50 stretched z-levels are used in the vertical, with level thickness ranging from 1 m near the surface to 400 m at the sea bottom (*i.e.* around 4000 m-depth). The model has two radiative open boundaries: a west open-boundary at $\sim 4.8^\circ\text{W}$ (nearly 60 km east of the Strait of Gibraltar) and a south open-boundary across the Sicily Channel ($\sim 37^\circ\text{N}$). The Strait of Messina between Sicily and continental Italy is closed.

The horizontal eddy diffusivity is fixed at $30\text{ m}^2/\text{s}$ for the tracers using a laplacian operator (the diffusion is applied along iso-neutral surfaces for the tracers). The horizontal viscosity coefficient is fixed at $-1 \times 10^9\text{ m}^2/\text{s}$ for the dynamics (velocity) using a bi-Laplacian operator. The TVD scheme is used for tracer advection in order to conserve energy and enstrophy (Barnier et al., 2006). The vertical diffusion follows the standard turbulent kinetic energy formulation of NEMO (Blanke and Delecluse, 1993). In case of unstable conditions, a higher diffusivity coefficient of $10\text{ m}^2/\text{s}$ is applied. The sea surface height is a prognostic variable solved thanks to the filtered free-surface scheme of Roulet and Madec (2000). A no-slip lateral boundary condition is applied and the bottom friction is parameterized by a quadratic function with a coefficient depending on the 2D mean tidal energy (Lyard et al., 2006; Beuvier et al., 2012).

The initial conditions for the potential temperature (θ) and salinity (S) are provided by the monthly mean of August 2012 from the (NEMO-) MED36v50-ARPERA3 regional free-simulation of Arsouze et al. (2013) itself integrated since October 1998 from the MEDATLAS-II climatology (MEDAR/MEDATLAS Group, 2002). The open-boundary conditions (θ , S , U and V) are also provided by the MED36v50-ARPERA3 monthly mean fields. The surface AW and the LIW inputs across the Strait of Gibraltar and the Sicily Channel, respectively, are thus controlled through the MED36v50-ARPERA3 boundary conditions. The river and coastal runoffs are prescribed from a climatology (Beuvier et al., 2010) and applied at the surface. The simulated Sea Surface Salinity (SSS) is relaxed towards the monthly SSS of MED36v50-ARPERA3, with a constant coefficient of 6 days for a 1 m depth layer below the surface. Ocean velocity is initially null.

The simulation begins on 15 August 2012, with a 15-day spin-up during which the surface forcing is set with analytical fluxes, *i.e.* constant in space and time, and representative of climatological conditions at the end of August. From 31 August 2012, WMED36 is driven at the air–sea interface by the heat ($Q_{net} = \text{SW-LW-H-LE}$, short-wave radiation minus long-wave radiation minus sensible minus latent heat fluxes), freshwater (E-P, evaporation minus precipitation) and

momentum ($\vec{\tau}$) fluxes taken from the AROME-WMED hourly forecast (http://dx.doi.org/10.6096/HYMEX.AROME_WMED.2012.02.20). The non-hydrostatic and convection-permitting AROME-WMED model uses a 2.5 km-resolution grid covering the whole western Mediterranean. It was dedicated to the HyMeX field campaign, performing in real-time daily forecasts, and was notably designed to well reproduce mesoscale convective systems leading to HPEs and to take into account the air–sea interactions and the low-level flow over the whole western Mediterranean Sea (Fourrié et al., 2014). Except its domain, AROME-WMED uses a configuration similar to the operational numerical weather prediction model AROME-France of Météo-France (Seity et al., 2011). The first atmospheric level height is at about 10 m. The radiative schemes are the six spectral bands scheme from Fouquart and Bonnel (1980) for short-wave radiation (SW) and the Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) (Mlawer et al., 1997) for long-wave radiation (LW). The sea surface turbulent fluxes ($\vec{\tau}$, H and $\text{LE} = \mathcal{L} \times E$) are computed within the externalized surface scheme, called SURFEX (Masson et al., 2013) using the ECUME parameterization (Belamari, 2005; Belamari and Pirani, 2007).

A complete evaluation of the air–sea conditions in AROME-WMED forecasts during SOP1 can be found in Rainaud et al. (2014). They showed that AROME-WMED forecasts fit very well with the HyMeX meteorological observations over sea (2 m-air temperature, 2 m specific humidity, 10 m wind speed and direction and sea level pressure from moored and drifting buoys and a ship) during SOP1. The most significant biases are found very locally in the Gulf of Lion during a severe Mistral/Tramontane wind event (28 October 2012) for the 2 m-air temperature, that AROME-WMED forecasts overestimate by up to 4°C during 6 h.

2.2. Ocean Mixed Layer dataset from the HyMeX campaign

Several platforms were deployed during the HyMeX SOP1 in order to monitor the ocean upper-layer (Ducrocq et al., 2014). Most of these platforms were located in the north-western Mediterranean area, giving a good spatial coverage of a wide subdomain of WMED36.

Two Météo-France moored buoys, Lion and Azur buoys, are located at 4.7°E – 42.1°N and 7.8°E – 43.4°N , respectively (Fig. 1(b)). They measure atmospheric parameters (2 m-temperature, humidity, 10 m-wind speed, direction and gust intensity, Mean Sea Level Pressure) and sea surface parameters (Sea Surface Temperature (SST), wave height and period). The instrumentation platforms were reinforced for the HyMeX campaign with radiative flux measurements, raingauges, a thermosalinograph measuring the near-surface temperature and salinity, and a thermobathymetric chain giving the ocean upper-layer temperature between 5 and 250 m-depth. Thus, two different sensors on the both moored buoys measure the “SST”. The first one (hereafter called GTS SST) provides real-time observations to GTS at a depth of 0.7 m. The second one (hereafter called SBE37 SST) corresponding to the thermosalinograph provides the sea temperature at a depth of 0.9 m.

Ten drifting surface buoys were deployed near 6°E – 42°N on the 4 September 2012. They include 5 marisondes and 5 SVP (2 BS and 3 BTC) and measure the atmospheric near-surface parameters and, either the Sea Surface Salinity (SSS, for SVP-BS) or the temperature of the ocean upper layer thanks to a thermobathymetric chain (0–300 m for marisondes; 0–80 m for SVP-BTC). These platforms drift in the north-western Mediterranean during SOP1 with a different lifetime: 4 of the 5 Marisondes cover the whole SOP1. Two SVP-BTC out of three were lost in September (see Fig. 3 for lifetime and Rainaud et al. (2014) for trajectories).

Several profilers sounded the north-western Mediterranean Sea during the campaign. During SOP1, up to five gliders sampled the area simultaneously, providing 0–1000 m profiles along repeated

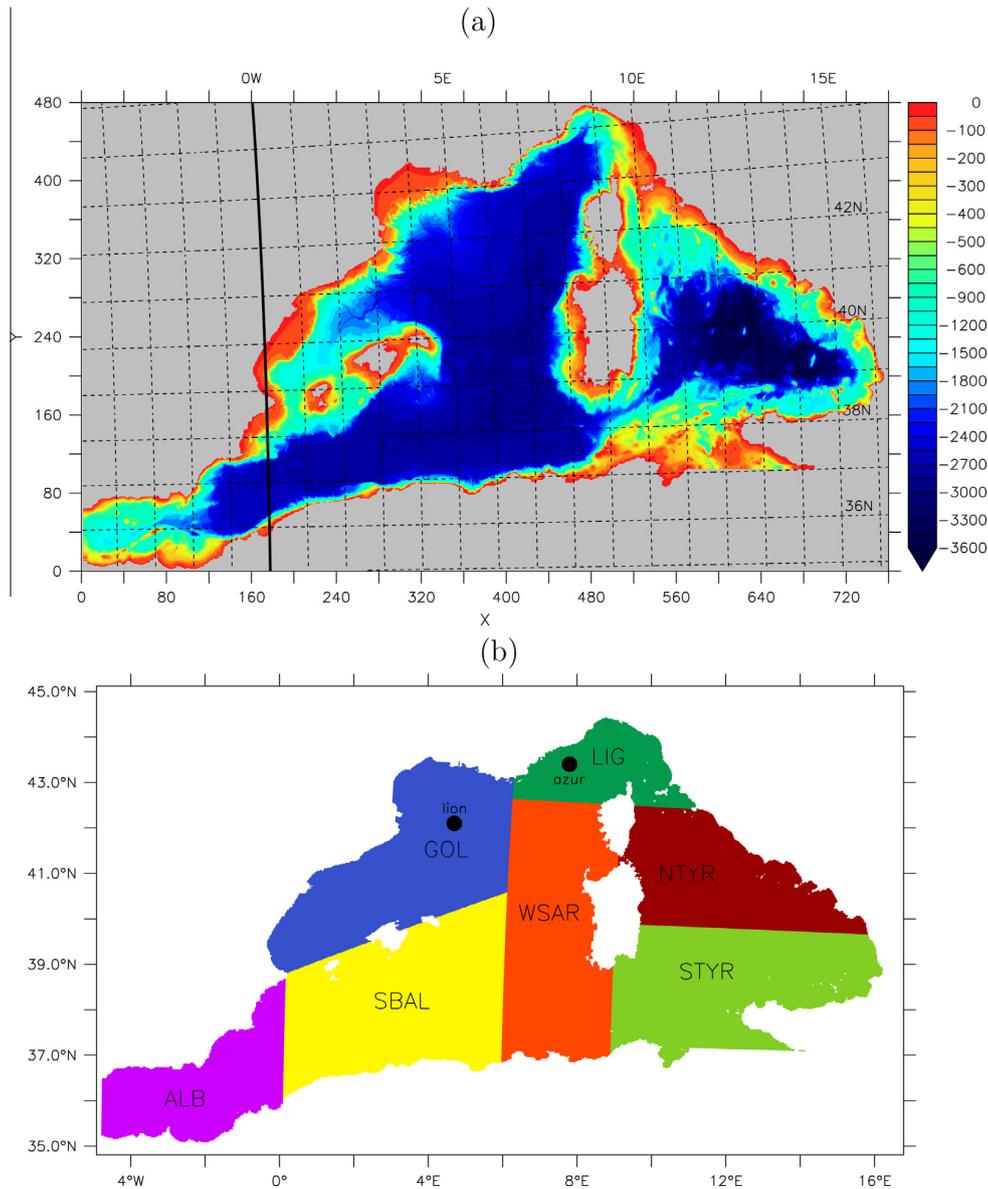


Fig. 1. (a) The WMED36 domain (ORCA grid projection) and bathymetry (meters). The western open-boundary (East of Gibraltar) has a North–South extent of 135 km. The southern open-boundary (across the Sicily Channel) has a West–East extent of ~ 290 km. Lines are parallels and meridians (every 1°). (b) WMED36 sub-domains used during analysis. The black circles indicate the Météo-France moored buoy locations.

sections. In addition, 17 ARGO floats located in the western Mediterranean Sea during SOP1, performed 0–2000 m θ/S profiles every 2, 5 or 10 days. Between two profiles, *i.e.* during a cycle, they drifted at a parking depth around 1000 m.

Observations from ships include 25 CTD profiles from the P/T Provence sent to sea for 3 IOPs (IOP7a: 25–26 September 2012, IOP12a: 11–12 October 2012 and IOP16a: 25–27 October 2012). These CTD profiles were carried out over the upper 200 m-depth layer.

3. OML evolution and tendencies during SOP1

3.1. Comparison against observations

First, the model results are compared to the SST at Lion and Azur moored buoys (Fig. 2). The simulated SST presents a good agreement with the observed SST at Azur, with short-range variations linked to the diurnal cycle or strong cooling such as the 27–29 October 2012

one with a decrease of 2°C in 24 h (Fig. 2(a)). The bias is -0.27°C with the thermosalinograph observation [SBE37 SST] and only $+0.02^\circ\text{C}$ with the “meteorological” sensor [GTS SST]. The correlation between the simulated and observed SBE37 SST time-series is 0.973. At Lion, the SST “meteorological” sensor was out of order from October to the end of SOP1 (Fig. 2(b)). So, the scores are only computed against the SBE37 SST observation. The WMED36 SST at Lion shows a large cold bias (-1.13°C , with differences of up to -2.7°C), and a correlation value of 0.896 between the two time-series. Looking at the time evolution, the strong cooling at the end of October is very well represented (Fig. 2(b)). The largest cold biases are due to the mis-representation by the model of three phenomena. First, the cooling from 1 to 2 September is too pronounced in the simulation and the cold bias persists till 8 September. This is due to the transport of cold water formed by upwelling in the Bay of Marseille on 31 August to the Gulf of Lion in the simulation (not shown). The simulated cooling from 13 to 15 September is also too pronounced.

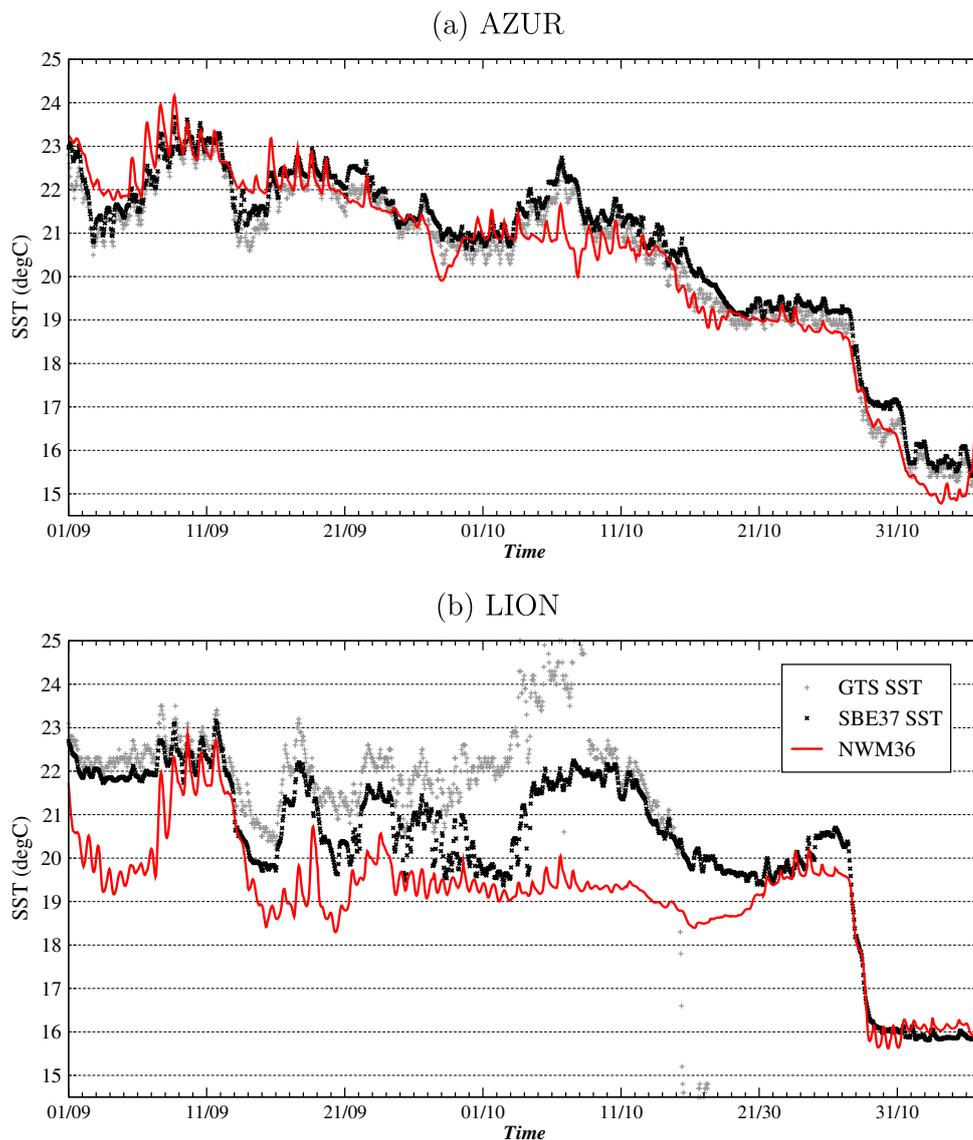


Fig. 2. WMed36 hourly SST comparison to the hourly SST from two instruments at (a) Azur and (b) Lion moored buoys.

Finally, the observed warming at Lion buoy on 3–4 October is missing in the simulation. This observed warming, beginning on 2 October at 21UT, is obviously not due to diurnal warming, but corresponds to the northward progression of a fine warm eddy according to satellite images (not shown), which is not simulated.

The model comparison to observed temperature profiles from drifters (Fig. 3) shows that the model reproduces with a good agreement the vertical structure in the near surface layer. However, an underestimation of up to ~ 1 °C is found near the surface (0–15 m depth), confirming the cold bias also found at the surface in Lion (smaller in Azur), whereas, a very small overestimation is found below the main thermocline (below 25 m-depth). In fact, the global comparison with drifters over the whole SOP1 must be considered with caution, as some platforms had a short lifetime (notably M030837 and S049765, Fig. 3); besides, some drifters showed large increases in the temperature below the OML at the end of their lifetime which are not realistic.

A validation of the simulation in terms of potential temperature (θ), salinity (S) and density (σ) has also been done through

comparisons to the P/T Provence CTD profiles performed during three IOPs (Table 1 and Fig. 4). If temperature does not show a systematic bias, the salinity presents a negative mean bias (~ -0.1 psu, Table 1). The simulated salinity is underestimated, with differences reaching locally up to -0.5 psu, especially near the surface (0–40 m) and for CTD done at 4.5°E – 42.5°N (IOPs 12a and 16a). This large bias is, in fact, due to the Rhone river plume which extends too far south and is too strongly marked in the WMed36 simulation. The biases in temperature and salinity almost compensate themselves in the density. Density biases are more significant in the 0–40 m layer and vary from -0.02 to -0.2 kg/m^3 , depending on the P/T Provence IOP cruise (Table 1).

Fig. 5 displays profiles from 6 ARGO floats scattered over the western Mediterranean Sea (Fig. 5(a)), as θ , S diagrams, together with the co-located simulated θ , S profiles. The simulation correctly represents the thermohaline structure over the western Mediterranean basin. Only the very upper-layer (0–10 m with light water [$\sigma < 28.5$ kg/m^3]) shows the largest bias. The simulation underestimates the upper-layer salinity in the Ligurian Sea

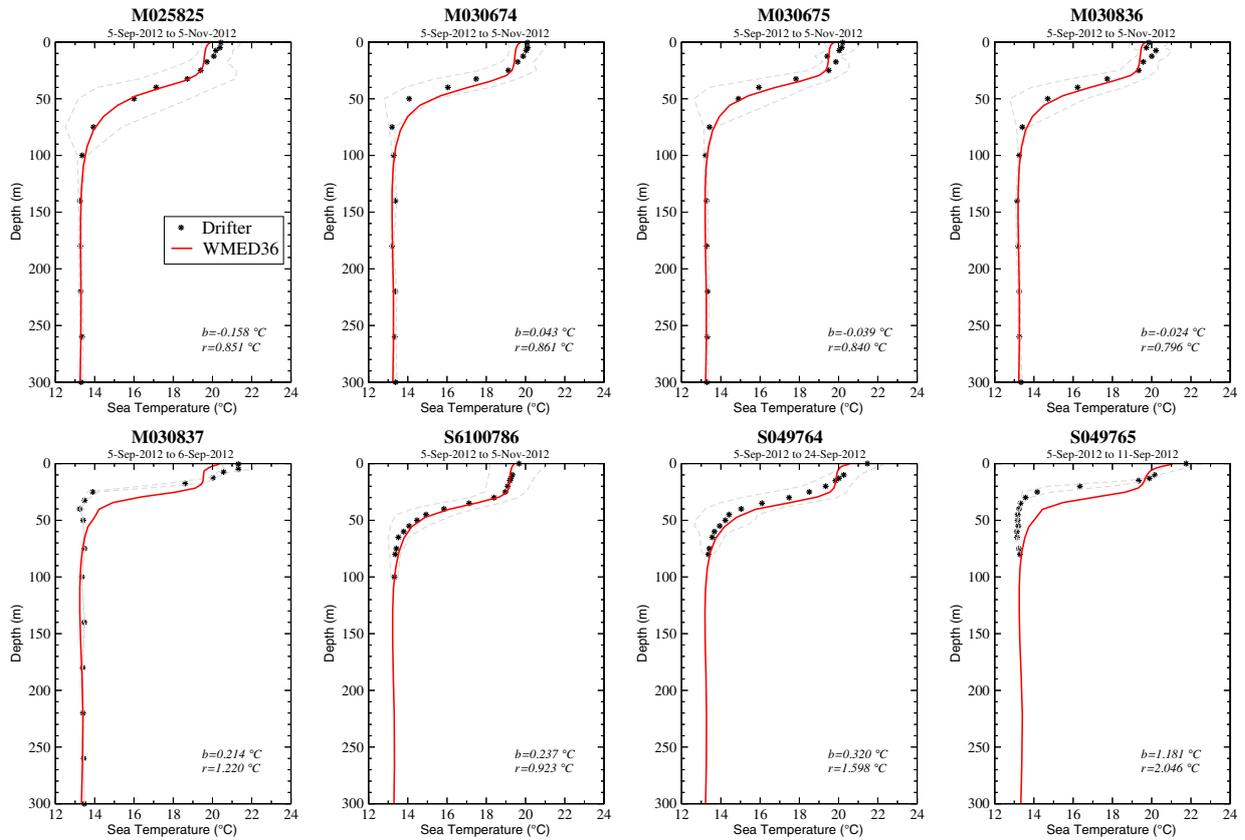


Fig. 3. Mean temperature profiles (°C) observed from drifters along their tracks (black stars, grey dashed lines are $\pm\sigma$) and simulated by WMED36 (red lines). The drifter lifetime and the vertically integrated bias (b) and rms (r) between the model and observations are indicated for each drifter. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Table 1

Skill scores comparing the modeled potential temperature (θ , °C), salinity (S , psu) and density (σ , kg/m³) 0–200 m-depth profiles (X_{mod}) to the P/T Provence CTDs (X_{obs}).

	$\bar{\theta}_{mod}$	$\bar{\theta}_{obs}$	θ -bias	θ -rms	\bar{S}_{mod}	\bar{S}_{obs}	S -bias	S -rms	$\bar{\sigma}_{mod}$	$\bar{\sigma}_{obs}$	σ -bias	σ -rms
IOP7a	15.044	15.045	-0.001	0.563	38.317	38.412	-0.095	0.129	28.495	28.561	-0.066	0.154
IOP12a	15.450	15.047	0.403	0.838	38.253	38.402	-0.149	0.199	28.348	28.553	-0.205	0.287
IOP16a	14.955	15.221	-0.266	0.752	38.282	38.401	-0.119	0.163	28.498	28.518	-0.020	0.134

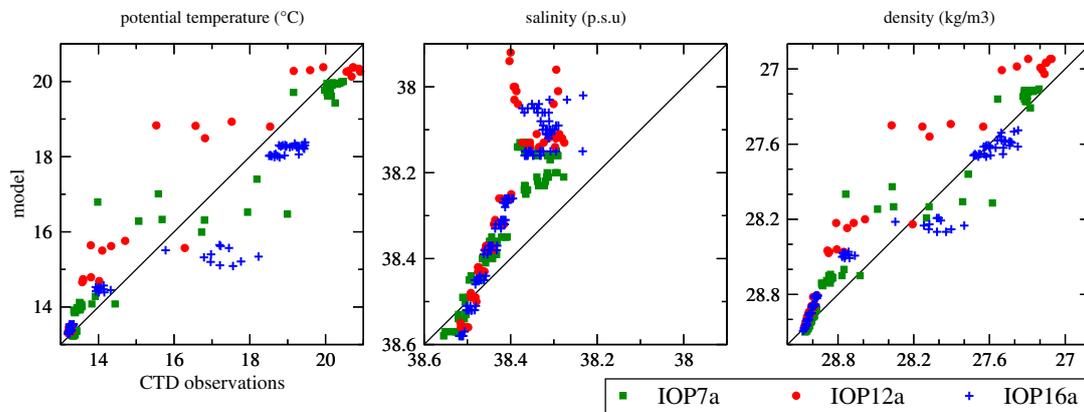


Fig. 4. Scatterplots of the simulated θ (°C), S (psu, reversed axis), σ (kg m⁻³, reversed axis) versus the observed CTD profiles (0–200 m) from the P/T Provence: IOP7a from 25 to 26 September 2012 at 5.5°E–42.5°N (9 CTDs, green squares); IOP12a the 11 October 2012 at 4.5°E–42.5°N (5 CTDs, red circles); IOP16a from 25 to 26 October 2012 at 4.5°E–42.5°N (11 CTDs, blue crosses). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

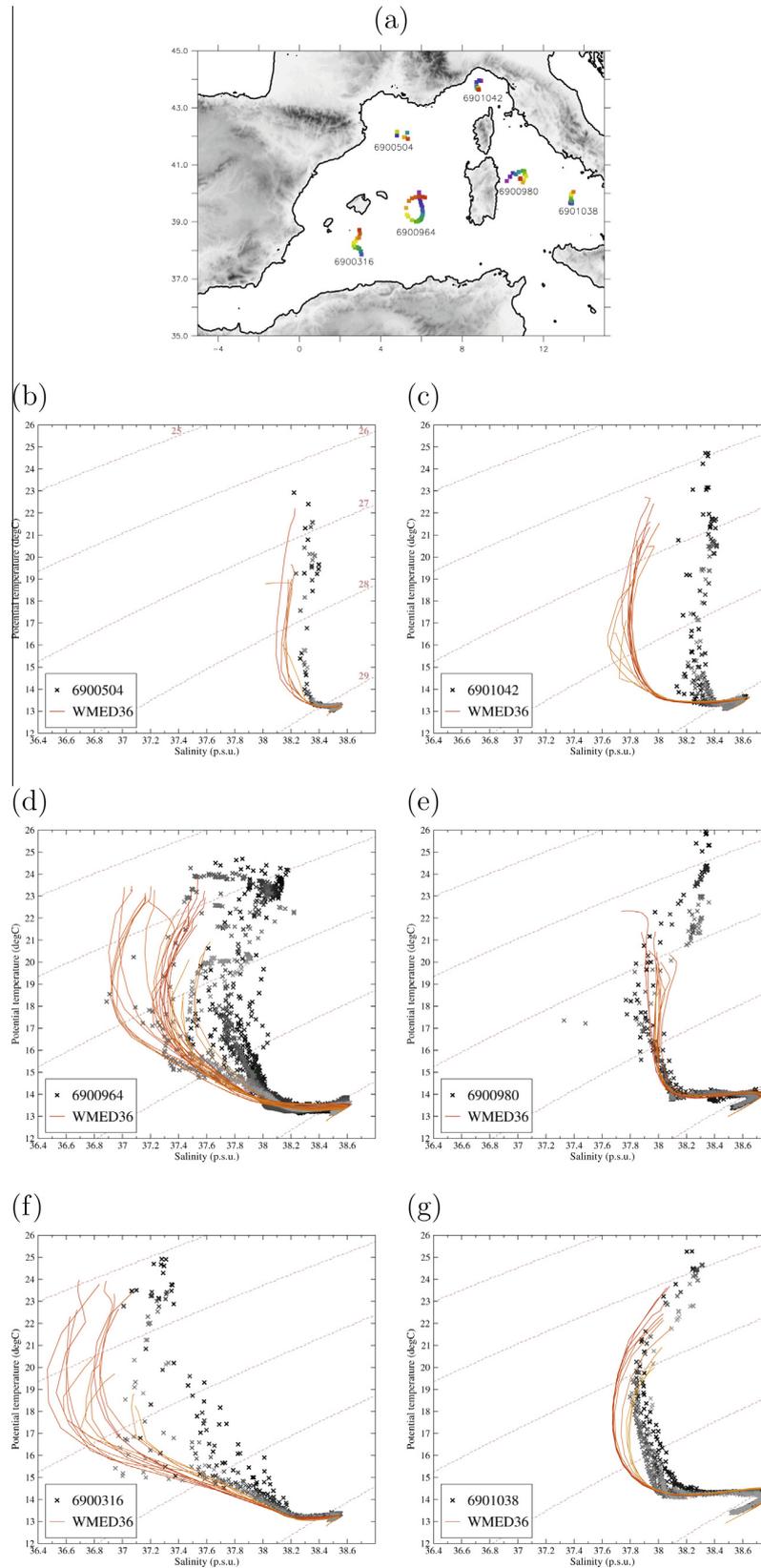


Fig. 5. (a) 6 ARGO float tracks during HyMeX SOP1 (color is for time: purple for 5 September, red for 5 November) and (b–g) θ , S diagrams from ARGO floats (6900316 has 13 cycles [profiles]; 6900504 has 6; 6900964 has 26; 6900980 has 12; 6901038 has 10; 6901042 has 13) in black/grey (from beginning to end of SOP1) for observations and red/orange for modelling (WMED36). Brown dashed-lines are isopycnal curves (every 1 kg/m³). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

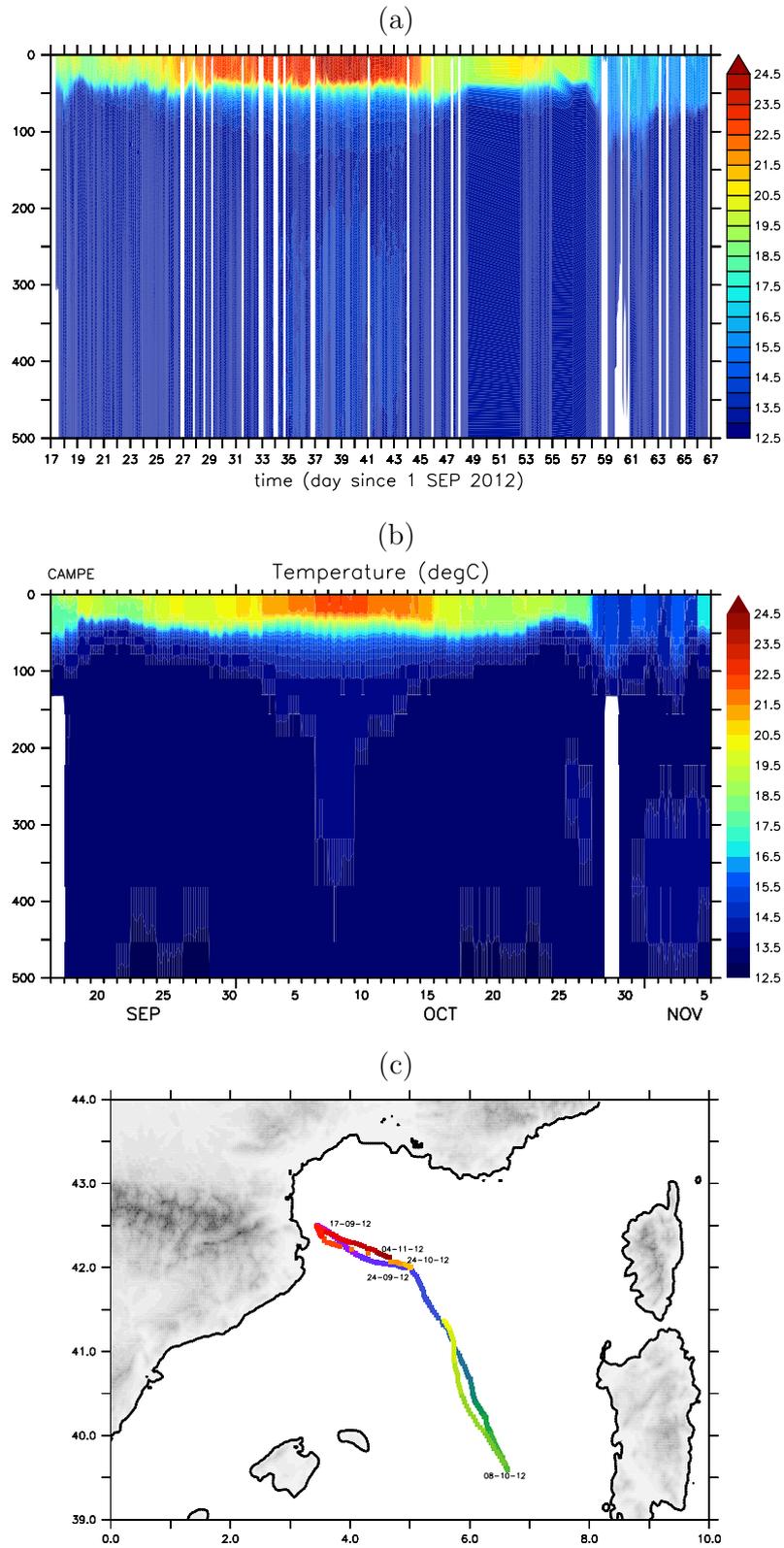


Fig. 6. Campe glider: (a) Observed potential temperature section and (b) potential temperature simulated in WMED36, along the track. (c) Glider track [color is time: from 17 September (3.3°E–42.5°N, purple) to 5 November 2012 (4.7°E–42.1°N, dark red)]. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

(6901042) and in the south-western basin (6900964, 6900316) and the highest temperature values (at the surface) are generally not reproduced by the simulation (Fig. 5(b), (c) and (e)). However, for this thin upper layer, a large dispersion and a large uncertainty (especially for salinity) are present in the observations, since ARGO floats stop pumping water in the 0–5 m layer.

Finally, the θ section done by the Campe glider is also compared to the simulation (Fig. 6). During SOP1, Campe performed sections from Banuyls [3.4°E–42.5°N] to the Lion buoy, then West of Sardinia [8°E–40°N], between 17 September and 16 November 2012. Along the glider track, the model shows a small cold bias in the 0–50 m layer, but a very good agreement for the OML thickness and θ spatial and temporal tendencies over the 0–500 m layer during the whole SOP1. This illustrates the ability of WMED36 to represent the OML tendencies (time variability) and structures (spatial variability).

To summarize, the high-resolution ocean model is able to represent a thermohaline structure coherent with the well-known general circulation of the basin: That is to say an OML of 20–100 m depth, over saltier and warmer LIW, itself over WMDW with $\sigma > 29.1 \text{ kg/m}^3$ (Fig. 5 and 6). The WMED36 simulation shows negative biases in temperature and salinity (up to $-1.13 \text{ }^\circ\text{C}$ and -0.5 psu , respectively, at the surface), leading to a small bias for σ . These biases are more significant in the near-surface layer (0–10 m) and near the coasts.

A first hypothesis is that some biases in temperature are linked to local overestimation of the heat losses in AROME-WMED flux forecasts. Rainaud et al. (2014) demonstrated that this over-estimation of the heat loss is due (i) to an over-estimation of sensible heat flux under a strong and cold wind regime in the ECUME parameterization and (ii) to an over-estimation of the analyzed SST taken constant during the AROME-WMED forecast run and entering in the turbulent sea surface fluxes parameterization. In order to verify this hypothesis, a second set of atmospheric forcing fields was computed over the SOP1 period using offline the bulk parameters (SST, 2 m-temperature, 2 m-humidity and 10 m-wind) from the hourly AROME-WMED forecasts, and the COARE 3.0 turbulent fluxes parameterization (Fairall et al., 2003). Radiative fluxes and precipitation are unchanged. Then, this “offline” atmospheric forcing, called COARE3, was used to drive the ocean model, between 5 September and 5 November. The differences found between the two experiments are small, despite the fact that the use of COARE3 significantly reduces the sensible heat flux. The temperature profiles averaged over SOP1 are similar at Azur and Lion locations and thus the biases with observations are almost the same for the two experiments (Fig. 7). However, the thermocline is a little deeper with COARE3 atmospheric forcing (by ~ 5 meters). Further work with a comparison of surface time-series and maps is needed to evaluate the sensitivity of the fine-scale circulation. With that being said, the strong cooling at the end of October is very well represented in the first simulation [ECUME] (Fig. 2), showing that the heat loss estimated by AROME-WED forecasts is appropriate. These results indicate that the atmospheric forcing is not mainly responsible for OML biases. Some small-scale upper-layer structures (river plumes, coastal upwelling or small-scale eddies) absent or not well localized in the simulation, also explain the biases found when comparing to profiles at specific sites, as in the Gulf of Lion for example. Nevertheless, the simulation represents quite well the OML time evolution during SOP1 (Figs. 2 and 6), which is largely governed by the atmospheric conditions and intense weather events, as will be discussed in the following section.

3.2. OML characteristics and variability

Fig. 8(a) presents the mean near-surface circulation patterns simulated by NEMO-WMED36 during SOP1. The simulated surface

circulation corresponds well to the scheme of Millot (1999) describing the upper-layer circulation of water from Atlantic origin in the western Mediterranean basin. The large-scale cyclonic circulation is represented with several mesoscale patterns:

- the eastwards Algerian Current along the North-African coasts characterized by several coastal eddies (100–150 km in diameter), mainly anticyclones, and weaker open-sea eddies progressing in the middle of the basin towards Sardinia;
- mesoscale variability in the southern Tyrrhenian Sea;
- the cyclonic eddy in the northern Tyrrhenian Sea, off the Bonifacio Strait;
- the Northern (or Liguro-Provencal) Current along the French, Catalanian and Balearic coasts with meanders and in particular the rapid appearance of the “LATEX” (or “CATALAN”) anticyclonic eddy (Garreau et al., 2011).

Figs. 8(b)–(d) show the mean and the variance (σ) of the Ocean Mixed Layer Depth (MLD) and of the Ocean Mixed Layer (OML) temperature and salinity, during HyMeX SOP1. First, the mean MLD during SOP1 fits well with the climatology of D’Ortenzio et al. (2005). A deeper MLD is found in the northern part with large variability especially within cyclonic eddies, whereas the southern part, in particular the Alboran Sea, shows a thin MLD with low variability. This is associated with a strong stratification with fresh and warm AW in the near-surface layer, which is not mixed during SOP1. In the north-western Mediterranean area, which more frequently suffers from strong winds, the OML is colder with the largest variability. The OML salinity is at its maximum in the Tyrrhenian Sea and in the Gulf of Lion. The largest variability of salinity is found in the Gulf of Lion shelf and along the Catalanian coasts, which experience fresh water export from the Rhone river (very low salinity), the “LATEX” eddy formation and Tramontane events with evaporation and large increases in salinity.

3.3. Sub-regional responses to intense weather events

To further investigate the OML time evolution during SOP1, we define seven sub-domains of the western Mediterranean Sea (Fig. 1(b)). These sub-domains are affected by different meteorological systems during SOP1 and also have different behavior in terms of general ocean circulation and thermohaline state. Table 2 (upper rows) summarizes the mean MLD during SOP1, the mean potential temperature and salinity of the OML for each sub-domain.

The sub-regional OML responses to meteorological events are outlined in Fig. 9, which shows for every sub-domain and for every 3 h (Δt), the OML potential temperature tendency ($[\theta_{OML}(t) - \theta_{OML}(t - \Delta t)]/\Delta t$ in $^\circ\text{C}$ per day) versus the OML salinity tendency ($[S_{OML}(t) - S_{OML}(t - \Delta t)]/\Delta t$ in psu per day) with respect to a Heavy Precipitation Event (HPE) IOPs and a Strong Wind Event (SWE) IOPs (see the detailed list and description of the IOPs in Ducrocq et al. (2014)). A synthesis of these tendencies per IOP and per sub-domain is provided in Table 2.

Intense and rapid OML responses to intense meteorological events are found for every sub-domain (tendency values outside the first ellipse, Fig. 9). IOP2, IOP4 and IOP16b induce the most significant OML temperature decreases (Fig. 9, Table 2), respectively up to $-1.6 \text{ }^\circ\text{C/day}$ in GOL, $-1.6 \text{ }^\circ\text{C/day}$ in NTYR and $-2.2 \text{ }^\circ\text{C/day}$ in LIG (Fig. 9). These events are characterized by rapid north/north-westerly flow bringing cold air over the northern part of the domain. Such Mistral and Tramontane events induce extreme sea surface fluxes over the whole western Mediterranean Sea (net heat loss Q_{net} reaches up to 2500 W/m^2 in AROME-WMED locally at Lion on 27 October at 21UT) that result in a drastic cooling of the ocean upper layer. The largest tendencies are found for GOL.

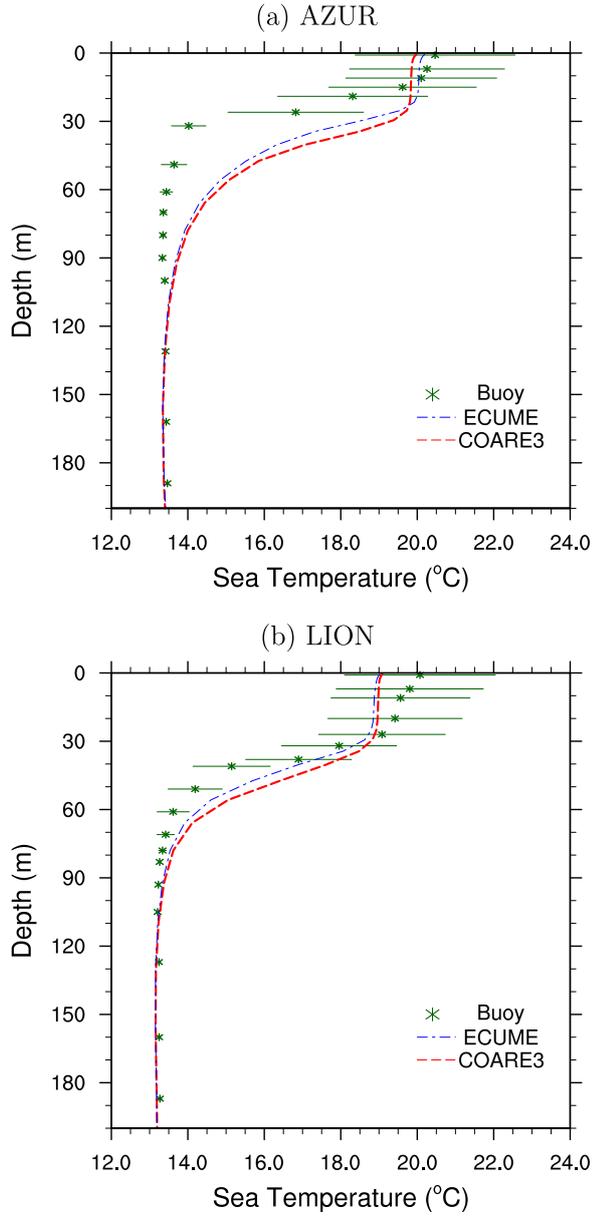


Fig. 7. Mean temperature profiles (°C) during SOP1 [5 September to 5 November 2012] at (a) Azur and (b) Lion buoys: observations from the thermobathymetric chains (green stars, bars are $\pm\sigma$) and simulated by WMED36 when using the ECUME atmospheric forcing from AROME-WMED forecasts (blue dotted-dashed line), and when using the COARE3 “offline” atmospheric forcing (red dashed line). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Most of the sub-domains have almost the same OML temperature chronology during SOP1, except the ALB sub-domain (not shown). This latter presents some differences in its OML temperature evolution with several cooling events, for example during IOP6 (temperature decrease of 1.5 °C from 23 to 24 September) or IOP16a (−0.5 °C from 27 to 28 October). Indeed, the Alboran Sea is sheltered from Mistral/Tramontane and mainly affected by Vendavel (westerly) and Levanter (easterly) winds that sometimes reach moderate intensity leading to ocean cooling. Moreover, the OML is slightly thinner in ALB (~14 m, Table 2), consequently more sensitive to the atmospheric conditions.

Salinity responses are very specific for each sub-domain. Rapid decreases in salinity are found during HPEs. In particular, the Tyrrhenian Sea (NTYR and STYR sub-domains) is affected by intense precipitation during IOP4 (13–15 September). This leads to an integrated salinity decrease of 0.06 psu and 0.04 psu on average in STYR and NTYR, respectively (Table 2 and Fig. 9). A rapid decrease in salinity (−0.15 psu/day) is also found during IOP8 (28 September) in ALB, which is a signature of heavy precipitation over the area (Table 2 and Fig. 9), with 230 mm in 24 h recorded over land in the Murcia region (south-eastern Spain). The major strong wind events (*i.e.* IOP2, IOP4 and IOP16b) induce different OML salinity responses (Table 2). For example, between 26 and 29 October (IOP16a,b), the OML salinity increases by 0.12 psu in GOL, whereas it does not significantly change in the NTYR sub-domain (only +0.005 psu). During the same period, the sign of salinity tendency changes in LIG (Fig. 9).

This analysis highlights the OML responses at a “synoptic” and sub-basin scale under strong wind or/and heavy precipitation events occurring during SOP1. In the following, the short-term responses at a local scale during three IOPs are investigated: one case very localized with a large salinity decrease (IOP8) and two others, over a short time period, leading to various responses locally in terms of salinity and to a major cooling over the whole western Mediterranean Sea (IOP16a,b). The aim is to detail the fine scale structures of such ocean anomalies and to further analyse the ocean processes involved in their formation, propagation and duration.

4. Processes involved in the OML responses under HyMeX IOPs

For three HyMeX IOPs associated to HPE and/or SWE, OML observations (when available) are first examined to identify the ocean responses. Then, the high-resolution simulation is used to investigate these OML responses and the processes involved. For this purpose, OML budget analysis of temperature and salinity are carried out.

The OML tracers tendency is given by:

$$h \frac{\partial \langle X \rangle}{\partial t} = \begin{cases} \mathcal{F}^X & [\text{SURF}] \times h \\ -h(\vec{U} \cdot \vec{\nabla} X) & [\mathbf{x} - / \mathbf{y} - \text{ADV}] \times h \\ -w_{(z=-h)}(\langle X \rangle - X_{(z=-h)}) & [\mathbf{z} - \text{ADV}] \times h \\ +h \left(\underbrace{\frac{\partial}{\partial x} \left(A^h \frac{\partial \langle X \rangle}{\partial x} \right)}_{\text{lat}} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial y} \left(A^h \frac{\partial \langle X \rangle}{\partial y} \right)}_{\text{mer}} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial z} \left(A^v \frac{\partial \langle X \rangle}{\partial z} \right)}_{\text{ver}} \right) & [\text{DIF}] \times h \\ - \left(\frac{\partial h}{\partial t} + \underbrace{\vec{U} \cdot \vec{\nabla} h}_{=0} \right) (\langle X \rangle - X_{(z=-h)}) + \overline{w'X'}_{(z=-h)} & [\text{ENT}] \times h \end{cases} \quad (1)$$

where h is the MLD, X is a tracer θ or S , and, $\langle X \rangle = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 X dz$. $\vec{U} = u\vec{i} + v\vec{j}$ is the horizontal velocity vector and w is the vertical velocity. \mathcal{F}^X is the surface flux. A^h and A^v are the horizontal and vertical eddy diffusivity coefficients (in m^2/s). $\overline{w'X'}$ is the turbulent flux.

Thus, the model diagnoses at each grid-point the total salinity and temperature tendencies in the OML and its different terms:

- The surface forcing term (SURF in Eq. 1), with $\mathcal{F}^\theta = \frac{SW(I(0)-I(-h))-LW-LE-H}{\rho c_p}$, $I(z)$ is the function that describes the light penetration in the water column, and, $\mathcal{F}^S = hS_{k=1} * (E - P - R + \frac{dq}{ds}(S_{k=1} - SSS_{ref}))$, with the restoring coefficient $\frac{dq}{ds} = -16.7 \text{ mm/day/psu}$;
- The horizontal advective term, which is decomposed in longitudinal (x -ADV) and meridional (y -ADV) terms;
- The vertical advection across the MLD (z -ADV);

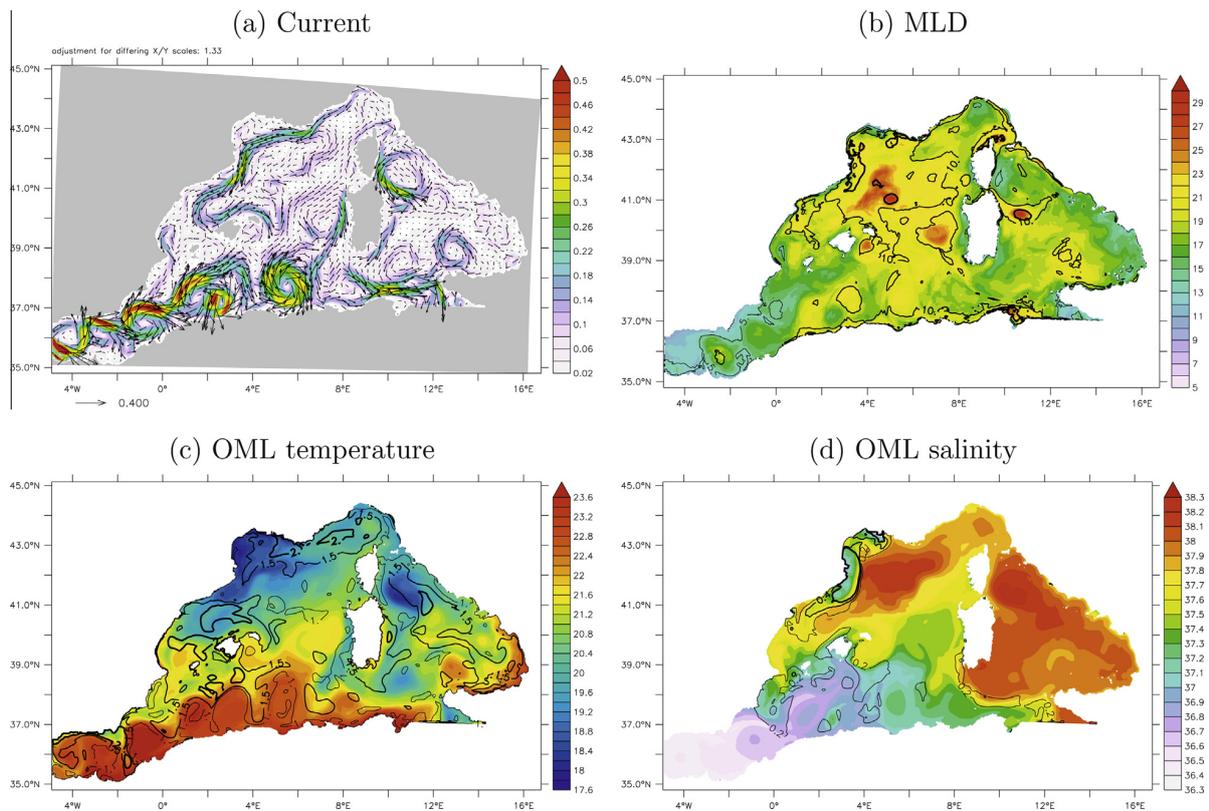


Fig. 8. Near-surface circulation and OML variability during HyMeX-SOP1: (a) Mean 18.5-m-depth current velocity (m/s) and direction. (b) MLD (m) mean (in colors) and variance (black contours, every 5 m), (c) OML temperature (C) mean (in colors) and variance (black contours at 1, 1.5 and 2 °C) and (d) OML salinity (psu) mean (in colors) and variance (black contours every 0.2 psu). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

- The diffusive term (DIF in Eq. 1), which is the sum of the lateral and vertical diffusion terms;
- The residual term (ENT in Eq. 1) is linked to variations of the surface $z = -h$ and to turbulent mixing at the OML base. In the following, this term is called “entrainment”;

An additional numerical term (ATF) linked to the Asselin time filter used in NEMO is also diagnosed to close the tendency equation. This last term is negligible.

The same kind of diagnostics were already applied on numerical experiments in different regions by [Vialard and Delecluse \(1998\)](#), [Mlawer et al. \(1997\)](#), [Menkès et al. \(2006\)](#), [Giordani et al. \(2013\)](#) and [Lebeaupin Brossier et al. \(2013\)](#), for example, to investigate the processes involved in heat or salt budgets of the Ocean Mixed Layer.

4.1. IOP8 in the Alboran Sea

IOP8, which occurred between the 28 and 29 September 2012, is characterized at upper level by a cut-off low located near southern Portugal then moving eastwards. This cut-off low drove a southerly and diffluent flow over Spain. At low levels, a convergence between north-easterly (Tramontane) and easterly flows affects Andalusia and the region of Murcia, and then the region of Valencia, with 10 m-wind speed larger than 30 m/s, bringing heat and moisture from the sea. Several mesoscale convective systems were triggered in the convergence area, inducing intense precipitation along the eastern Spanish coast with a maximum of 230 mm in 24 h close to the city of Murcia (see [Fig. 11\(a\)](#) for location), causing severe damages.

AROME-WMED gives an area of moderate evaporation between Catalonia and the Balearic Islands ([Fig. 10](#)). Heavy precipitation is forecasted in the convergence line moving from Andalusia/Alboran Sea to Catalonia and the Balearic Islands in the evening of 28 September.

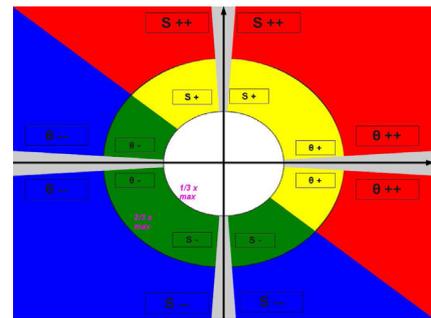
[Fig. 11](#) shows the simulated SSS at the end of IOP8, and, the upper-layer salinity evolution for the end of September at three locations (see [Fig. 11\(a\)](#)). The Andalusian coastal area (Ac location, South of Spain) is affected by precipitation between the afternoon of the 27 September until the afternoon of the 29 September. Before the event, the profile is characterized by low salinity, the signature of the AW. Precipitation induces a decrease in the surface salinity ([Fig. 11\(b\)](#)), but these anomalies rapidly disappear within the AW and are transported eastwards (not shown). In the Alboran Sea (AS location, off Murcia), a low-salinity layer is also formed, first by light precipitation around, and then under the local precipitation peak (on 28 September 18UT). The low-salinity layer thickness is nearly 10 m ([Fig. 11\(c\)](#)), with a combination of surface freshening and AW filament. The anomaly rapidly disappears during the following night due to entrainment (mixing) and because of horizontal advection. Indeed, at the AS location, the dynamics are enhanced by the excitation of internal waves due to strong wind just after the heavy precipitating system crosses the area ([Fig. 10](#)). It advects saltier water from the North. Between Ibiza and the Valencia Peninsula (Ib location), a precipitation peak occurs later with rainrates up to 34 mm/h ($9.4 \times 10^{-3} \text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$, the 28 September at 23UT). The accumulation is ~ 60 mm in 3 h. The heavy precipitation induces a large decrease of salinity at the surface (-1 psu in 3 h, [Fig. 11\(a\)](#) and (d)). Over a band of 10 km \times 60 km, a very thin low-salinity layer (0–2 m) is formed,

Table 2

Mean MLD (m), potential temperature (θ_{oml} , °C) and salinity (S_{oml} , psu) of the OML during SOP1 for each WMED36 sub-domain (see Fig. 1(b)) and summary of the OML tendencies per sub-domain during IOPs (depending on the ellipse sector in Fig. 9). “Neutral” means a response is found but close to zero for one parameter (grey zones). “Variable” means that significant responses are found but with different signs during the IOP (different sectors). Blank is no response (white zone).

MLD (m)	ALB		SBAL		WSAR		GOL		LIG		NTYR		STYR	
	θ_{oml}	S_{oml}												
mean	22.77	36.62	22.28	37.08	21.33	37.52	19.90	37.73	20.17	37.87	20.56	38.05	21.52	37.90
trends	θ_{trd}	S_{trd}												
IOP2						V				V				
IOP4														
IOP6		N												
IOP7		N												
IOP8	V			N										
IOP12		N												
IOP13		N											V	
IOP15														
IOP16a														
IOP16b						V			V		N		N	
IOP18														
IOP19														

high decrease   < no >   high increase
 neutral  variable



but has a longer duration, until the morning of 30 September (Fig. 11(d)).

If the local precipitation has a significant role in the low-salinity layer formation, the local stratification and the ocean upper-layer dynamics control the low-salinity layer thickness, propagation and duration.

Fig. 12 presents the simulated OML temperature and salinity and the estimated various contributions to the OML tendency on average for the ALB box (see Fig. 1(b)). It shows that a large part of the OML salinity tendency in the area is due to the horizontal advection. Indeed, the region experiences strong currents near the surface (Fig. 11(a)), with the entrance of AW through the Straits of Gibraltar. Moreover, dynamics can be strongly enhanced locally by internal wave excitation under intense wind, like at AS location. The ocean upper-layer dynamics is thus here a major component of the OML tendency. During the HPE (28 September), the atmospheric forcing (precipitation) is the main component of the salinity tendency (decrease). After precipitation, the entrainment, the vertical advection and vertical diffusion contribute to a fading (smoothing) in the salinity anomaly. If entrainment's effect on the OML is short (6–12 h), the salinity increase due to the vertical advection and diffusion lasts ~48 h (from 28 September 12UT to 30 September ~12UT) on average over the ALB domain.

The atmospheric forcing has the main impact upon the OML temperature tendency. Just after the precipitating system passed, strong wind and colder air affected the ALB area. The short mixing (27 September 21UT and 28 September 12–21UT) and the vertical diffusion are triggered by the intense event. Then, they contribute to a propagation and progressively to a decrease in the temperature anomalies, during nearly one week.

4.2. IOP16a,b in the Ligurian Sea and the Gulf of Lion

On the 26 October 2012, a HPE affected the Gulf of Lion, the Cevennes/French Riviera region and the Ligurian Sea (IOP16a). It was rapidly followed by a severe northerly wind event on the 27–29 October in the same regions (IOP16b).

The synoptic situation of IOP16a is characterized by a deep upper-level low centered over the Iberian Peninsula, moving slowly eastwards. At low level, ahead of the frontal system, south-westerly winds affected Catalonia, the Gulf of Lion, southeastern France and northern Italy and advected warm and moist air. The interaction of the upper-level forcing with the warm low-level air mass increased the instability and induced the deepening of a depression over the Gulf of Lion. Several quasi-stationary MCS developed in the warm air on the 26 October, first over sea in

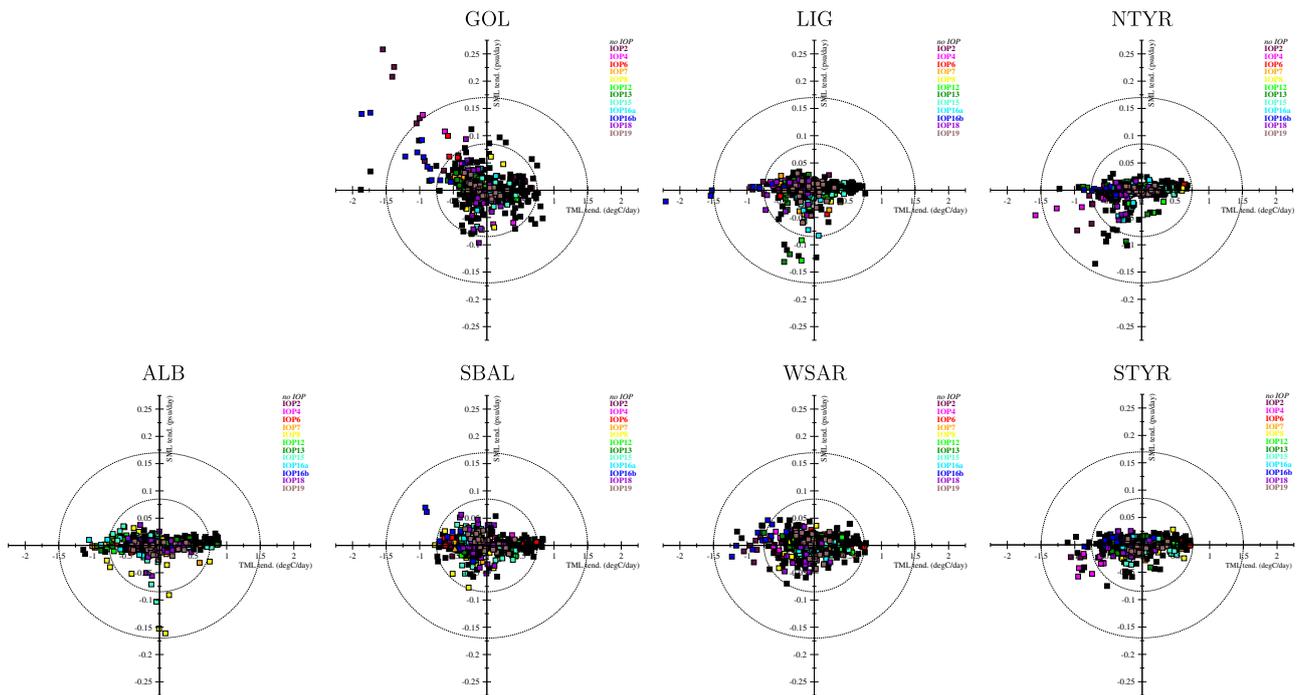


Fig. 9. Three-hourly OML potential temperature tendencies (x-axis, °C per day) against OML salinity tendencies (y-axis, psu per day), for the 7 sub-domains shown in 1(b) during SOP1. Colors correspond to HPE or SWE IOPs (see Ducrocq et al., 2014). Values outside the ellipses ($\frac{1}{3}$ and $\frac{2}{3}$ of temperature and salinity maximum tendencies) evidence large to intense OML responses. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

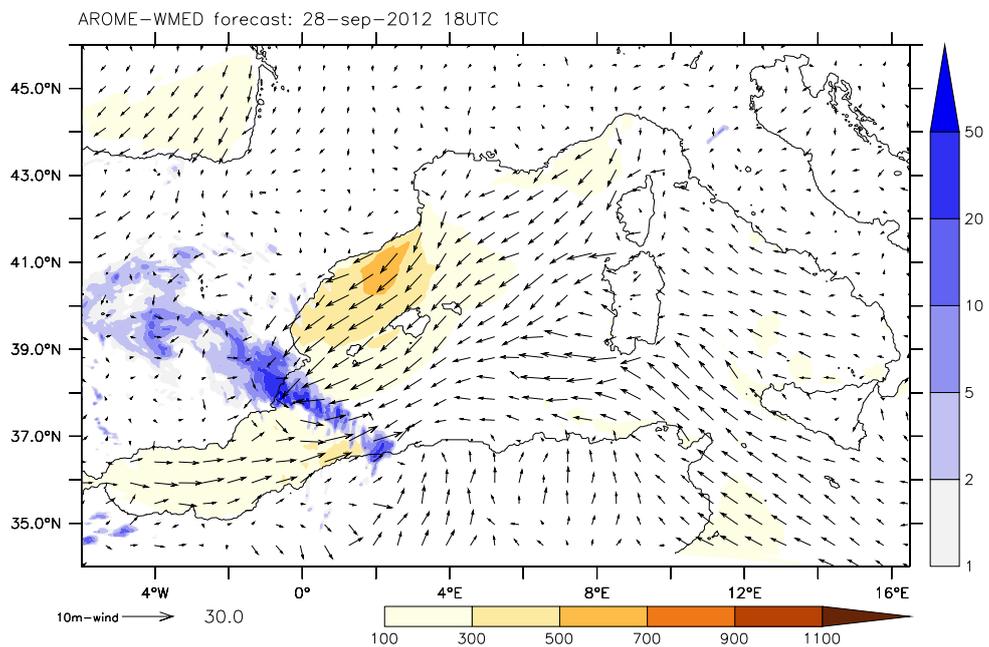


Fig. 10. AROME-WMED forecast for IOP8 (28 September 18UT): sea surface latent heat flux (W m^{-2} , orange colors), hourly precipitation (mm, blue colors) and 10 m-wind (m s^{-1} , arrows). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

the morning, then affected the French Riviera and the Liguria-Tuscany region with intense precipitation (250 mm/24 h in Liguria; 170 mm/24 h in Cevennes) and local flash-flooding.

During the evening and night which followed, the deep upper-level low now located between Corsica and the Ligurian coast induced a rapid intrusion of cold air that affected, the South-East

of France first, then the whole SOP1 area. A low-level low formed in the Gulf of Genoa inducing an intense and cold Mistral event. The IOP16b event was exceptional due to the large area affected by strong north-westerly winds and because of the rapid and significant change in temperature. Intense wind gusts were observed up to 154 km/h in Mont Aigoual (Cevennes) on the 27 October and

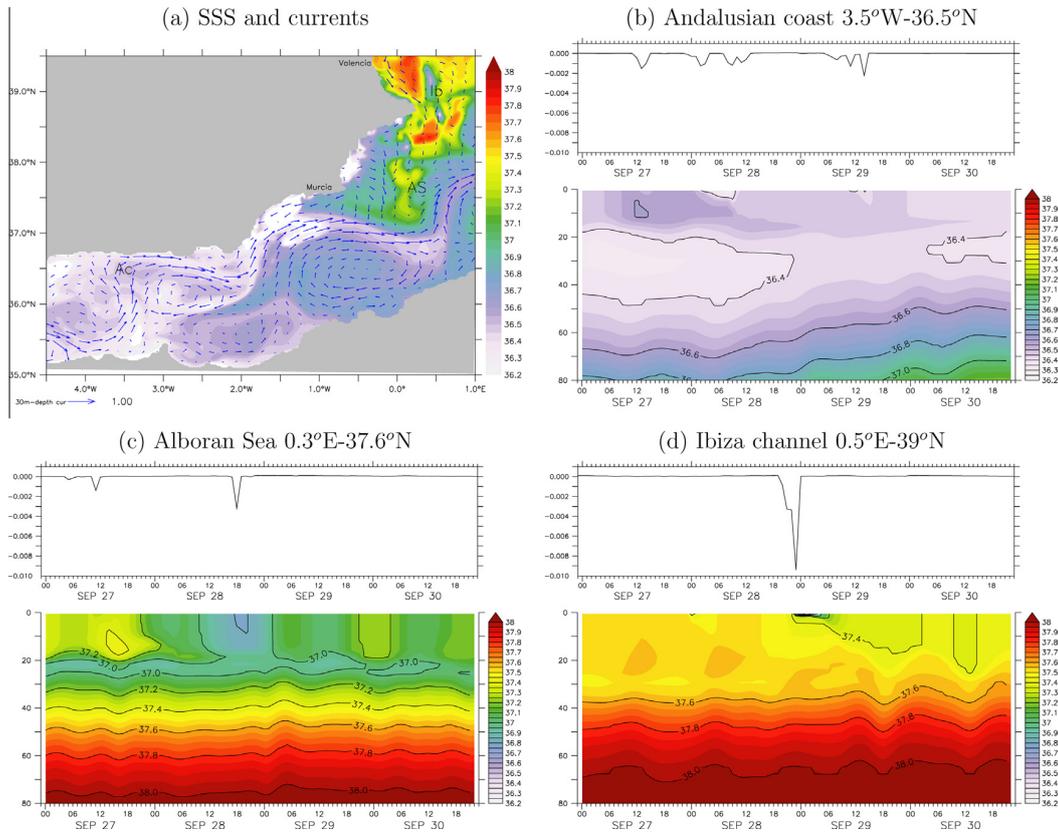


Fig. 11. IOP8: (a) Simulated SSS and 30 m-depth current (m/s) in the Alboran Sea on 28 September 21–24UT. Freshwater flux (Evaporation minus Precipitation in $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ – top panels) and upper-layer salinity Hovmuller diagram (psu – bottom panels) for (b) the Andalusian coastal area [Ac in (a)], (c) the Alboran Sea [AS in (a)] and (d) between Valencia and Ibiza [Ib in (a)].

153 km/h at the Ile-Rousse station (Corsica) on the 28 October. Over the sea, the 2 m-air temperature decreased in 10 h from 18.5 °C to 7.5 °C at the Azur buoy. The Lion buoy recorded a 10 m-wind speed of 26.2 m/s on the 27 October at 16UTC and the 2 m-air temperature dropped from 19 °C on the 27 October at 06UTC to 8 °C on the 28 October at 06UTC.

As observed, AROME-WMED predicted several mesoscale convective systems with strong precipitation on 26 October, moving from Catalonia to the Gulf of Lion, Cevennes and Ligurian coast during the day. Ahead of the front, low to moderate evaporation ($250\text{--}400 \text{ W/m}^2$ near the Balearic Islands) associated with a south-westerly wind is simulated (Fig. 13(a)). Then, an intense north-westerly wind (Mistral) over the north-western Mediterranean Sea is forecasted by AROME-WMED, with huge latent heat flux values, up to 1500 W/m^2 over the Gulf of Lion and $800\text{--}1000 \text{ W/m}^2$ over the Ligurian Sea and near the Strait of Bonifacio (South of Corsica) (Fig. 13(b)).

During IOP16a, the north-western Mediterranean Sea area was affected by surface salinity decreases which are the signature of local heavy precipitation. Fig. 14(a) presents the SSS time-series observed at the Azur buoy. A first decrease in salinity is found on the evening of the 26 October. But the most significant decrease occurred in the morning of 27 October (-0.12 psu in 6 h). A SSS decrease by -0.07 psu was also observed by the ARGO float 6901042 located in the Ligurian Sea (Fig. 14(c)). The sea temperature remained quite stable during IOP16a (Fig. 2(a)). During IOP16b (27–29 October), as the very cold airmass with strong low-level wind reached the warm sea, significant air–sea exchanges occurred inducing a drastic ocean cooling. A large decrease in the near-sea surface temperature was observed over

the whole north-western Mediterranean Sea (up to -4.5 °C in 18 h at the moored Lion buoy, Fig. 2(b); -4 °C in 24 h shown by Campe, Fig. 6(b); -2 °C in 24 h for the 25 m-depth near-surface layer at the moored Azur buoy, Fig. 14(b); -2.2 °C at the surface during IOP16a,b for ARGO 6901042, Fig. 14(c)). Despite significant evaporation, the SSS at Azur and in the Ligurian Sea decreased (Fig. 14(a) and (c)), whereas it increased in the Gulf of Lion ($38.25\text{--}38.30 \text{ psu}$ in 36 h, not shown).

Fig. 15 presents the tendency term evolutions simulated during IOP16a,b at the Azur and Lion locations. During IOP16a (26 October) at Azur, two intense precipitation peaks (26 October 15UT and 27 October 00UT) induce large salinity decrease (-0.1 then -0.2 psu/day , respectively) but small modifications in temperature (Fig. 15(a)). At Lion, first, the OML salinity decreases [temperature increases] at 09UT under the heaviest precipitation (Fig. 15(b)). Then, entrainment induces an increase in salinity and a cooling of the OML. The advective and diffusive terms are small. The major response to IOP16b (27–29 October) is an OML cooling that affects almost the whole western Mediterranean area. At Lion, the intense evaporation event that lasts around 60 h induces a large OML cooling ($\approx -1 \text{ °C/day}$) and salinity increase ($\approx +0.04 \text{ psu/day}$) (Fig. 15(b)). Three peaks of intense turbulent mixing (27 October 15–18UTC, 28 October 15 and 21UTC) enhance the OML tendencies as it entrains saltier and colder water in the OML. In response to strong wind, the ocean velocity progressively increases. The local and instantaneous values of the advective terms become larger, with the contribution of the internal waves even after IOP16b, while the integrated contribution of the advective terms on θ, S is almost null. The role of advection is more in the long-term redistribution of OML anomalies, with the transport of upwelling cells

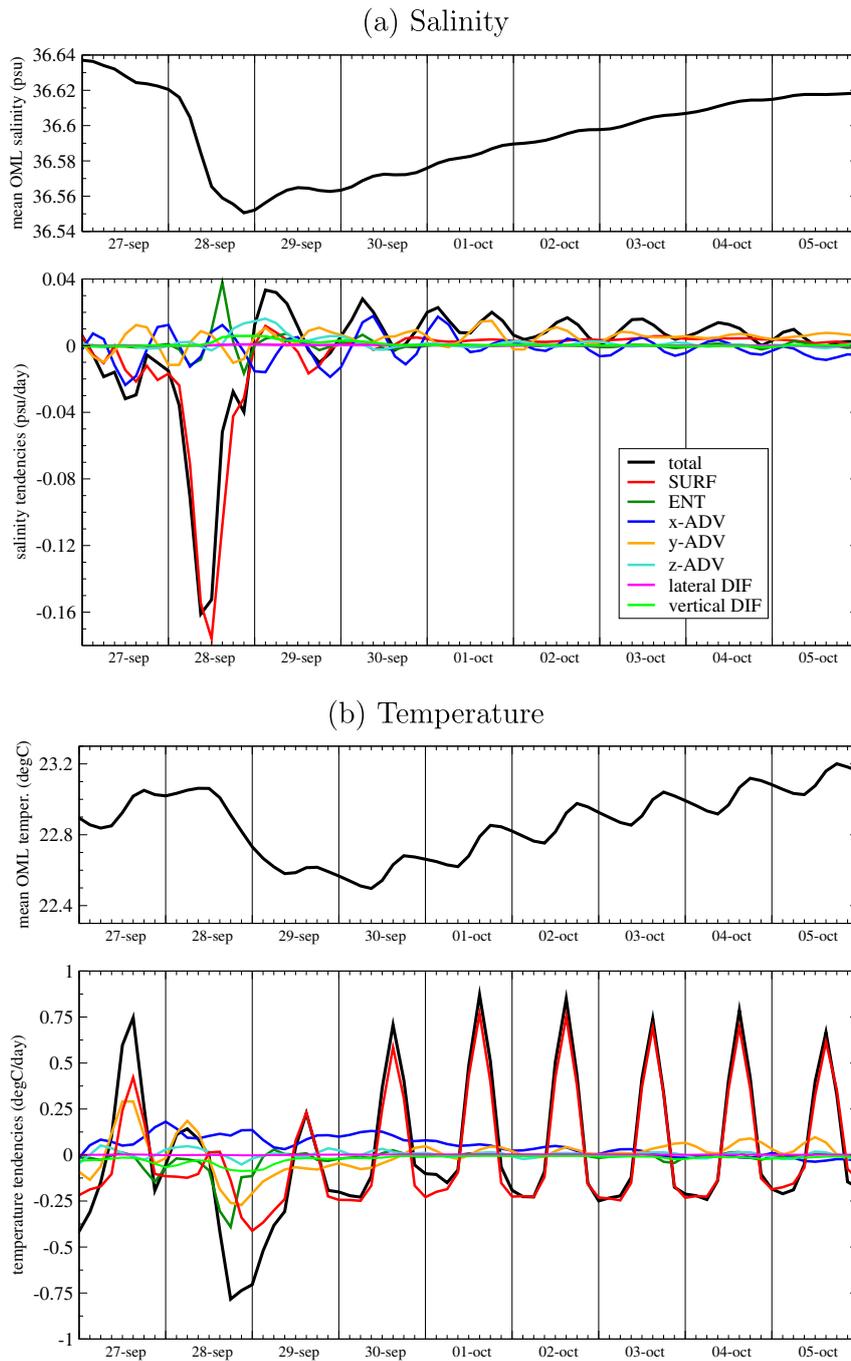


Fig. 12. Mean OML (a) salinity and (b) temperature time-series evolutions and tendency terms in the ALB box (see Fig. 1(b)).

or of small eddies. The diffusive terms are negligible. At Azur, at the beginning of IOP16b (27 October around 12UTC), entrainment induces a cooling (up to -1.2 °C/day) and a decrease of salinity (-0.05 psu/day) (Fig. 15(a)). This difference in the salinity tendency sign was already found when looking at the observed SSS time-series at the Azur (Fig. 14(a)) and Lion buoys. The ARGO float 6901042, close to Azur during IOP16a,b confirms the presence of a lower salinity layer just below the OML, which mixed progressively (Fig. 14(c)). Despite a significant bias of salinity, in the 0–250 m layer, coming from the initial conditions (not shown), the model finally shows quite similar temperature and salinity tendencies

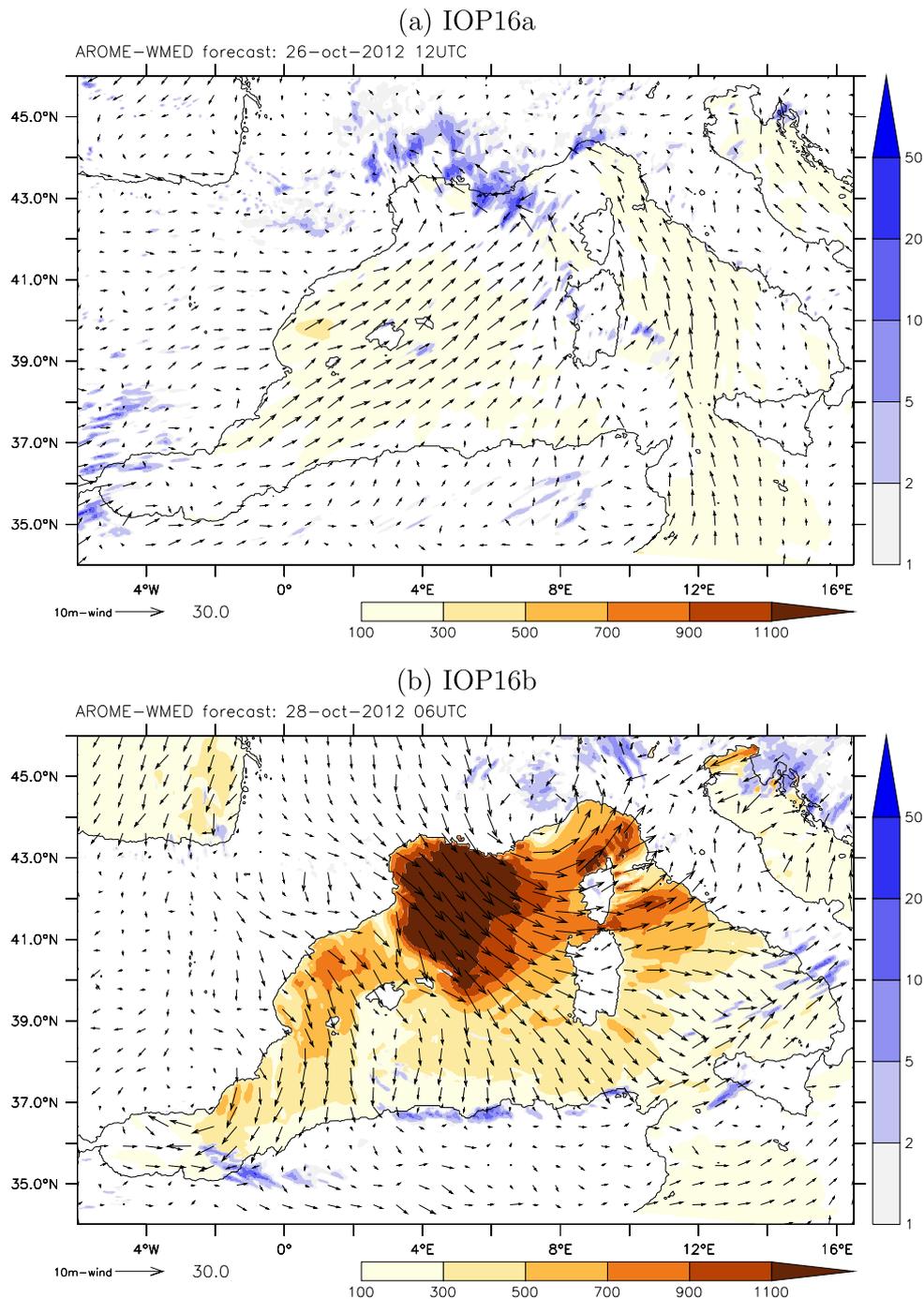
in the OML than those observed (-0.08 psu observed and -0.05 psu simulated, and both -2.3 °C in the 0–25 m layer, Fig. 14(c)).

Fig. 16 presents the simulation results along the vertical axis at Azur, as a synthesis of the ocean responses to the IOP16a,b events. The heavy precipitation (negative peaks in the atmospheric forcing) induces large salinity decreases at the surface and forms low-salinity lenses in the 0–5 m upper layer. As precipitation stops, the low-salinity anomaly disappears first through mixing by entrainment (on 26 October 18UT, on 27 October 06UT and on 28 October 18UT), then by evaporation at the surface and advective

tion (Fig. 15(a)). The strong Mistral event which occurred between the 27 and 29 October, with the maximum evaporation in the morning of the 28, induces at first a strong mixing, deepening and cooling of the OML. As the OML deepens, water from the layer below (at 30 m-depth, $\theta = 17^\circ\text{C}$ and $S = 37.78$ psu) is entrained in the OML. Thus, at the Azur location, the entrainment enhances the OML cooling, but also induces a decrease in salinity. At the same time, the Sea Surface Height (SSH) deepens, with a doming of the isopycnals below 40 m and a reinforcement of the cyclonic

horizontal circulation. The event is also associated with a strong Ekman pumping velocity near the Azur location (not shown). This is a characteristic response under strong wind events (Béranger et al., 2010; Lebeaupin Brossier et al., 2013). During the afternoon of 28 October, a rapid restratification occurs as precipitation falls.

Consequently, the IOP16a,b induces different kinds of ocean responses. The OML shows a very high variability in space and time during IOP16a,b which is linked to the rapid succession of major events of two different kinds. In our simulation, this high



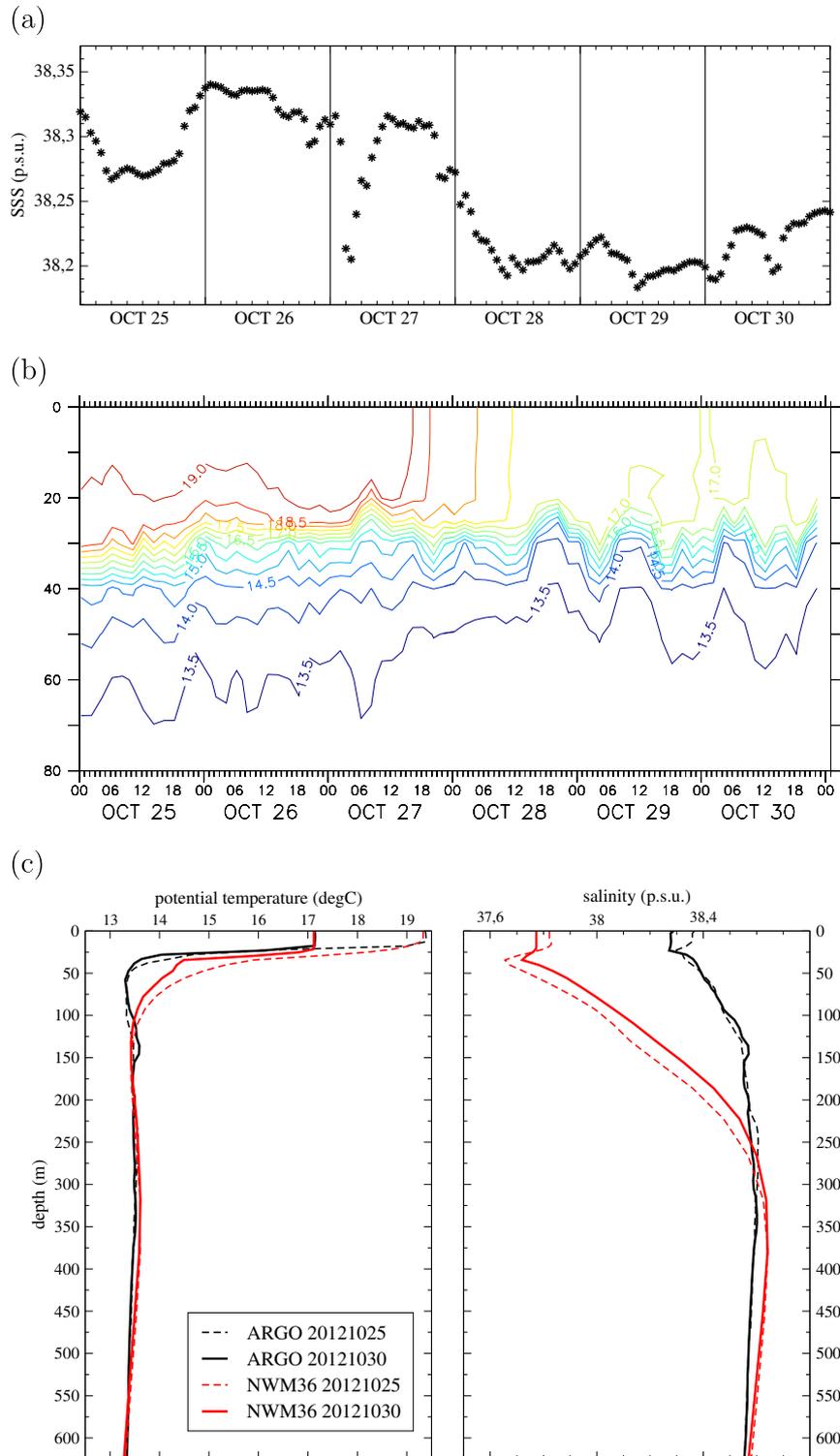


Fig. 14. IOP16a,b: (a) Observed SSS (psu) time-series, (b) temperature profile ($^{\circ}\text{C}$, contour every 0.5°C) from the thermobathymetric chain (Hovmuller diagram) at Azur moored buoy (see Fig. 1(b)), and (c) θ and S profiles from ARGO float 6901042 in the Ligurian Sea (see Fig. 5), before IOP16a (dashed black lines, 25 October 2012) and after IOP16b (solid black lines, 30 October 2012), compared with model (red lines). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

variability is mainly brought upon by the high-frequency atmospheric forcing (severe heat loss/large freshwater gain lasting some hours), which triggers several small-scale ocean processes

(mixing/entrainment, upwelling/ekman pumping, later on advection/diffusion) that significantly impact the OML anomaly evolutions.

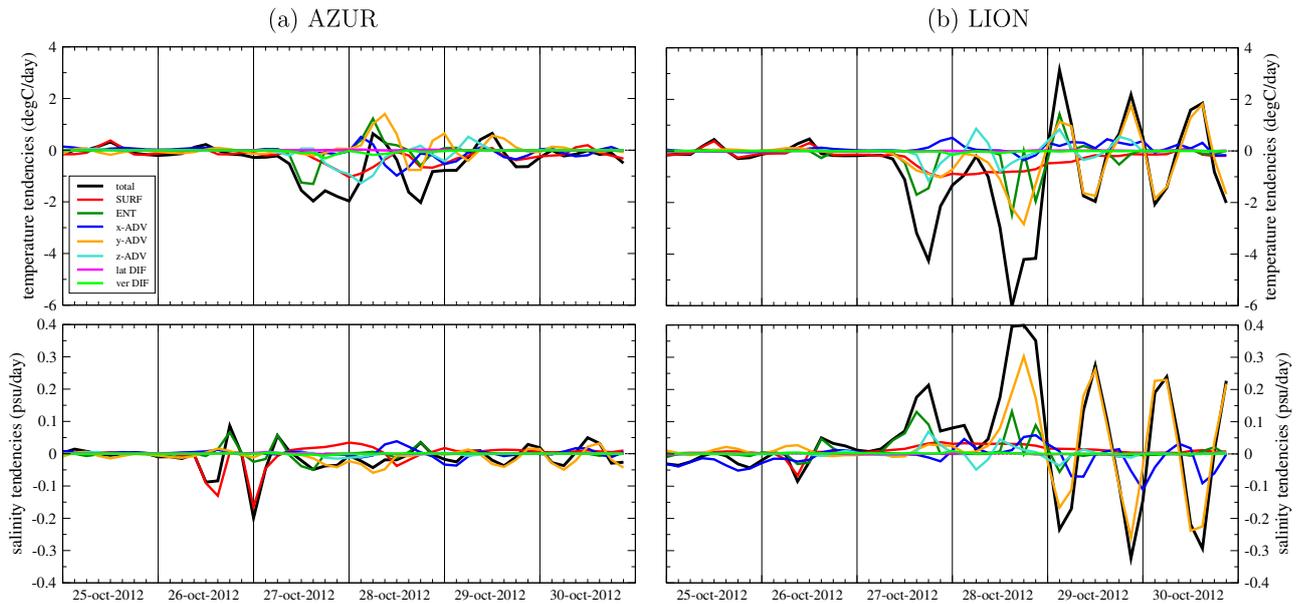


Fig. 15. OML temperature and salinity tendency terms during IOP16a,b at (a) AZUR location and (b) LION location (see Fig. 1(b)).

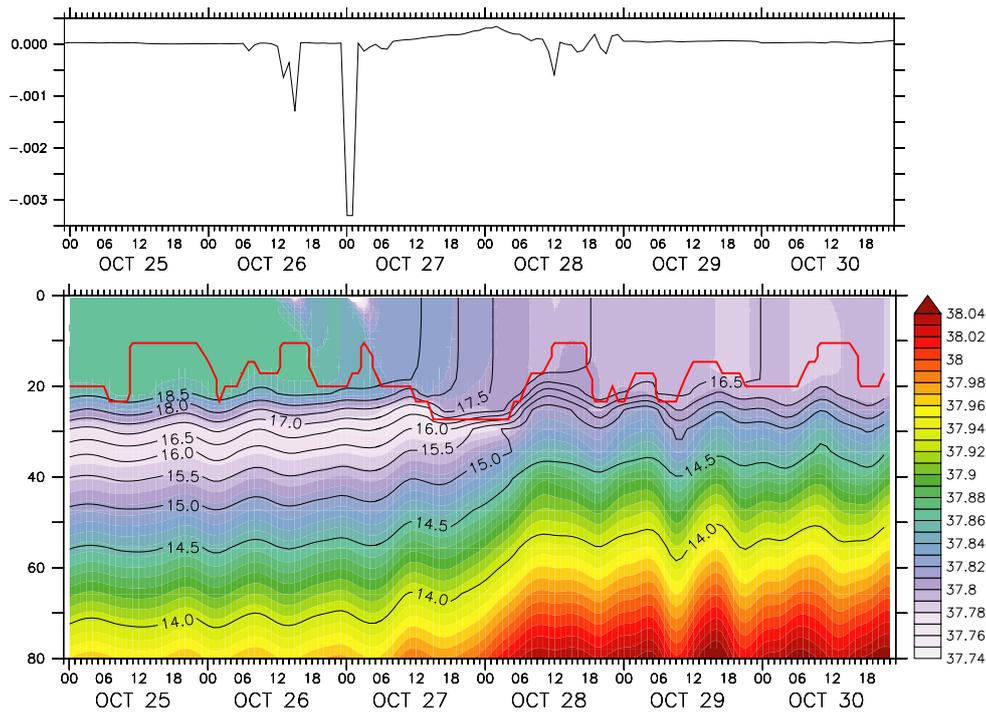


Fig. 16. IOP16a,b: Freshwater flux ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$, upper panel) and Hovmuller diagrams of simulated salinity (colors, psu) and temperature (black lines, $^{\circ}\text{C}$) profiles (bottom panel) at Azur location [$7.8^{\circ}\text{E}-43.4^{\circ}\text{N}$]. The red line is the MLD. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

5. Conclusions

Intense weather events, such as strong wind or heavy precipitation events, induce large modifications in the OML as observed by several ocean platforms in the western Mediterranean Sea during the SOP1 of HyMeX. Despite significant biases, the model is able to reproduce such rapid and intense responses. Indeed, the high-resolution high-frequency atmospheric forcing accurately reproduces intense meteorological phenomena which have a short

lifetime and a small size in the Mediterranean. The intense air-sea interactions are well represented with large flux gradients at mesoscale and high-frequency variability. This allows the investigation of the OML responses to various intense events, which sometimes follow quickly, one after the other, such as in the case of IOP16a,b.

The model helps us to better understand the processes involved in the formation and propagation of these ocean anomalies. Salinity decreases were highlighted by several OML observations

collected during SOP1. Due to intense precipitation, low-salinity lenses are formed at the surface. If their sizes depend directly on the precipitation intensity and area, their vertical and temporal spread (and decay) depends on the evaporation and on the wind conditions after the event which trigger the ocean turbulent mixing (entrainment). In some cases, depending on the local vertical stratification, the entrainment can enhance the OML anomalies formed. Advection and diffusion seem to have minor roles on the spread, except in some very dynamical areas such as river mouths or the Alboran Sea. There, the surface AW entrance (*i.e.* the horizontal advection) is a dominant process for the OML salinity, as evidenced when examining OML tendencies during IOP8.

Strong northerly/north-westerly wind events (Mistral and Tramontane) occurred over the HyMeX domain with two major events, one between the 13 and 15 September (IOP4) and the other between the 27 and 29 October (IOP16b). This latter event drastically decreased the thermal content of the relatively thin mixed layer over the whole western Mediterranean basin. The cooling is due to the intense surface heat loss (-1500 W/m^2 on average over the Gulf of Lion) and to mixing and OML deepening (MLD goes from 10–15 m on the 25 October to 60–70 m over the Gulf of Lion on the 31 October, locally 120 m under Tramontane) which entrains cold water in the OML. After IOP16b, the vertical stratification of the whole column is also strongly changed because of the Ekman pumping. This Mistral event marks the beginning of the water column doming which is a key component of the circulation and of the preconditioning phase for the winter deep convection (Béranger et al., 2010).

The comparison of the model against OML observations collected during SOP1 shows significant biases. A sensitivity study demonstrated that the model biases were not mainly due to the atmospheric forcing. More precisely, this study shows that the OML response is not significantly sensitive to the air–sea turbulent flux parameterization used in the AROME-WMED forecasts. In fact, these biases are mainly due to the initial and boundary conditions taken from the MED36v50-ARPERA3 free-simulation. In future works, the use of an ocean analysis or re-analysis, assimilating in situ and satellite data, will permit more realistic initial and boundary conditions to be obtained.

Finally, this work is a first step towards the future high-resolution interactive coupled system AROME-WMED/NEMO-WMED36. The coupled system will allow us to take into account the full interactive two-way processes at kilometric scale involved in such intense events.

Acknowledgments

This work is a contribution to the HyMeX program (*Hydrological cycle in the Mediterranean Experiment* – www.hymex.org) through INSU-MISTRALS support and to the SiMed project (*Simulation of the Mediterranean Sea*) funded by the “Groupe Mission Mercator Coriolis” (LEFE-GMMC) program. The authors acknowledge Météo-France for supplying the AROME-WMED data and the MISTRALS/HyMeX database teams (ESPRI/IPSL and SEDOO/OMP) for their help in accessing to dataset of the P/T Provence and the moored and drifting buoys of Météo-France. The authors also thank the team of CNRM/CMM who manages the maintenance of the moored and drifting buoys. The gliders and ARGOS dataset were collected and made freely available by the Coriolis project and programmes that contribute to it (<http://www.coriolis.eu.org>). The authors also acknowledge the DGA (*Direction Générale de l'Armement*), a part of the French Ministry of Defense, for its contribution to Romain Rainaud's Ph.D at GAME-CNRM. The authors finally thank Alan Hally (GAME-CNRM) who helped us to significantly improve this manuscript during the review.

Cindy Lebeauvin Brossier gratefully acknowledges Florence Sevault (GAME-CNRM) for her valuable help in installing and running the ocean model on Météo-France's super-computer.

References

- Arsouze, T., Beuvier, J., Béranger, K., Somot, S., Lebeauvin Brossier, C., Bourdallé-Badie, R., Sevault, F., Drillet, Y. 2013. Sensibility analysis of the Western Mediterranean Transition inferred by four companion simulations. In: Proceedings of CIESM Congress, November 2013, Marseille, France.
- Barnier, B., Madec, G., Penduff, T., Molines, J.-M., Tréguier, A.-M., Le Sommer, J., Beckmann, A., Biastoch, A., Böning, C., Dengg, J., Derval, C., Durand, E., Gulev, S., Rémy, E., Talandier, C., Theetten, S., Maltrud, M.E., McClean, J., De Cuevas, B., 2006. Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy-permitting resolution. *Ocean Dyn.* 56 (5–6), 543–567. <http://dx.doi.org/10.1007/s10236-006-0082-1>.
- Belamari, S. 2005. Report on uncertainty estimates of an optimal bulk formulation for turbulent fluxes. MERSEA IP Deliverable, D.4.1.2, 31pp.
- Belamari, S., Pirani, A. 2007. Validation of the optimal heat and momentum fluxes using the ORCA-LIM global ocean-ice model. MERSEA IP Deliverable, D.4.1.3, 88pp.
- Béranger, K., Mortier, L., Crépon, M., 2005. Seasonal variability of water transport through the Straits of Gibraltar, Sicily and Corsica, derived from a high-resolution model of the Mediterranean circulation. *Progr. Oceanogr.* 66, 341–364.
- Béranger, K., Driller, Y., Houssais, M.-N., Testor, P., Bourdallé-Badie, R., Alhammoud, B., Bozec, A., Mortier, L., Bouruet-Aubertot, P., Crépon, M., 2010. Impact of the spatial distribution of the atmospheric forcing on water mass formation in the Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.* 115, C12041. <http://dx.doi.org/10.1029/2009JC005648>.
- Beuvier, J., Sevault, F., Herrmann, M., Kontoyiannis, H., Ludwig, W., Rixen, M., Stanev, E., Béranger, K., Somot, S., 2010. Modelling the Mediterranean Sea interannual variability during 1961–2000: focus on the Eastern Mediterranean Transient (EMT). *J. Geophys. Res.* 115, C08517. <http://dx.doi.org/10.1029/2009JC005850>.
- Beuvier, J., Béranger, K., Lebeauvin Brossier, C., Somot, S., Sevault, F., Drillet, Y., Bourdallé-Badie, R., Ferry, N., Levier, B., Lyard, F., 2012. Spreading of the Western Mediterranean Deep Water after winter 2005: time-scales and deep cyclone transport. *J. Geophys. Res.* 117, C07022. <http://dx.doi.org/10.1029/2011JC007022>.
- Blanke, B., Delecluse, P., 1993. Variability of the tropical Atlantic ocean simulated by a general circulation model with two different mixed layer physics. *J. Phys. Oceanogr.* 23, 1363–1388.
- D'Ortenzio, F., Iudicone, D., de Boyer Montegut, C., Testor, P., Antoine, D., Marullo, S., Santorelli, R., Madec, G., 2005. Seasonal variability of the mixed layer depth in the Mediterranean Sea as derived from in situ profiles. *Geophys. Res. Lett.* 32, L12605. <http://dx.doi.org/10.1029/2005GL022463>.
- Drobinski, P., Ducrocq, V., Alpert, P., Anagnostou, E., Béranger, K., Borga, M., Braud, I., Chanzy, A., Davolio, S., Delrieu, G., Estournel, C., Filali Boubrahmi, N., Font, J., Grubisic, V., Gualdi, S., Homar, V., Ivancan-Picek, B., Kottmeier, C., Kotroni, V., Lagouvardos, K., Lionello, P., Llasat, M.C., Ludwig, W., Lutoff, C., Mariotti, A., Richard, E., Romera, R., Rotunno, R., Roussot, O., Ruin, I., Somot, S., Taupier-Letage, I., Tintore, J., Uijlenhoet, R., Wernli, H., 2014. HyMeX, a 10-year multidisciplinary program on the Mediterranean water cycle. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 95, 1063–1082. <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00242.1>.
- Ducrocq, V., Nuissier, O., Ricard, D., Lebeauvin, C., Thouvenin, T., 2008. A numerical study of three catastrophic precipitating events over Southern France. II: Mesoscale triggering and stationarity factors. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 134, 131–145.
- Ducrocq, V., Braud, I., Davolio, S., Ferretti, R., Flamant, C., Jansa, A., Kalthoff, N., Richard, E., Taupier-Letage, I., Ayrat, P.-A., Belamari, S., Berne, A., Borga, M., Boudevillain, B., Bock, O., Boichard, J.-L., Bouin, M.-N., Bousquet, O., Bouvier, C., Chiggiano, J., Cimini, D., Corsmeier, U., Coppola, L., Coquerez, P., Defer, E., Delanoe, J., Di Girolamo, P., Doerenbecher, A., Drobinski, P., Dufournet, Y., Fourrié, N., Gourley, J.J., Labatut, L., Lambert, D., Le Coz, J., Marzano, F.S., Molinié, G., Montani, A., Nord, G., Nuret, M., Ramage, K., Rison, B., Roussot, O., Said, F., Schwarzenboeck, A., Testor, P., Van Baelen, J., Vincendon, B., Aran, M., Tamayo, J., 2014. HyMeX-SOP1, the field campaign dedicated to heavy precipitation and flash flooding in the northwestern Mediterranean. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 95, 1083–1100. <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00244.1>.
- Duffourg, F., Ducrocq, V., 2011. Origin of the moisture feeding the Heavy Precipitating systems over Southeastern France. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11 (4), 1163–1178.
- Duffourg, F., Ducrocq, V., 2013. Assessment of the water supply to Mediterranean heavy precipitation: a method based on finely designed water budget. *Atmos. Sci. Lett.* 14 (3), 133–138. <http://dx.doi.org/10.1002/asl2.429>.
- Fairall, C., Bradley, E., Hare, J., Grachev, A., Edson, A., 2003. Bulk parameterization of air–sea fluxes updates and verification for the COARE algorithm. *J. Clim.* 16, 571–591.
- Font, J., et al. 2011. Overview of SMOS level 2 ocean salinity processing and first results. In: IEEE International Geoscience and Remote Sensing, IGARSS Symposium, pp. 3146–9.
- Fouquart, Y., Bonnel, B., 1980. Computations of solar heating of the earth's atmosphere: a new parameterization. *Beitr. Phys. Atmos.* 53, 35–62.

- Fourrié, N., Bresson, E., Nuret, M., Jany, C., Brousseau, P., Doerenbecher, A., Kreitz, M., Nuissier, O., Sevault, E., Bénichou, H., Amodei, M., Pouponneau, F., 2014. AROME-WMED, a real-time mesoscale model designed for HyMeX Special Observation Periods. *Geosci. Model. Dev.* (sub.).
- Garreau, P., Garnier, V., Schaeffer, A., 2011. Eddy resolving modelling of the Gulf of Lions and Catalan Sea. *Ocean Dyn.* 61, 991–1003.
- Gasparini, G.P., Zodiatis, G., Astraldi, M., Galli, C., Sparnocchia, S., 1999. Winter intermediate water lenses in the Ligurian Sea. *J. Mar. Syst.* 20 (1–4), 319–332.
- Giordani, H., Caniaux, G., Voltaire, A., 2013. Intraseasonal mixed-layer heat budget in the equatorial Atlantic during the cold tongue development in 2006. *J. Geophys. Res.* 118, 650–671. <http://dx.doi.org/10.1029/2012JC008280>.
- Juza, M., Renault, L., Ruiz, S., Tintoré, J., 2013. Origin and pathways of winter intermediate water in the Northwestern Mediterranean Sea using observations and numerical simulation. *J. Geophys. Res.* 118, 6621–6633. <http://dx.doi.org/10.1002/2013JC009231>.
- Lebeaupin Brossier, C., Ducrocq, V., Giordani, H., 2009a. Two-way one-dimensional high-resolution air–sea coupled modelling applied to Mediterranean heavy rain events. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 135, 187–204.
- Lebeaupin Brossier, C., Ducrocq, V., Giordani, H., 2009b. Effects of the air–sea coupling time frequency on the ocean response during Mediterranean intense events. *Ocean Dyn.* 59 (4), 539–549. <http://dx.doi.org/10.1007/s10236-009-0198-1>.
- Lebeaupin Brossier, C., Béranger, K., Deltel, C., Drobinski, P., 2011. The Mediterranean Sea response to different space-time resolution atmospheric forcings using perpetual mode sensitivity simulations. *Ocean Modell.* 36 (1–2), 1–25.
- Lebeaupin Brossier, C., Béranger, K., Drobinski, P., 2012. Ocean response to strong precipitation events in the Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea): a sensitivity study. *Ocean Dyn.* 62 (2), 213–226.
- Lebeaupin Brossier, C., Béranger, K., Drobinski, P., 2012. Sensitivity of the northwestern Mediterranean Sea coastal and thermohaline circulations simulated by the 1/120-resolution ocean model NEMO-MED12 to the spatial and temporal resolution of atmospheric forcing. *Ocean Modell.* 43–44, 94–107.
- Lebeaupin Brossier, C., Drobinski, P., Béranger, K., Bastin, S., Orain, F., 2013. Ocean memory effect on the dynamics of coastal heavy precipitation preceded by a Mistral event in the North-Western Mediterranean. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 139, 1583–1597.
- Lebeaupin, C., Ducrocq, V., Giordani, H., 2006. Sensitivity of Mediterranean torrential rain events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecasts. *J. Geophys. Res.* 111, D12110. <http://dx.doi.org/10.1029/2005JD006541>.
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., Francis, O., 2006. Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dyn.* 56 (5–6), 394–415.
- Madec, G., 2008. NEMO ocean engine, Note du Pole de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, No. 27, ISSN No. 1288-1619.
- Marshall, J., Schott, F., 1999. Open-ocean convection: observations, theory and models. *Rev. Geophys.* 37, 164.
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouysse, F., Brousseau, P., Brun, E., Calvet, J.-C., Carrer, D., Decharme, B., Delire, C., Donier, S., Essauini, K., Gibelin, A.-L., Giordani, H., Habets, F., Jidane, M., Kerdraon, G., Kourzeneva, E., Lafaysse, M., Lafont, S., Lebeaupin Brossier, C., Lemonsu, A., Mafhouf, J.-F., Marguinaud, P., Mokhtari, M., Morin, S., Pigeon, G., Salgado, R., Seity, Y., Taillefer, F., Tanguy, G., Tulet, P., Vincendon, V., Vionnet, V., Voltaire, A., 2013. The SURFEXv7.2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geosci. Model. Dev.* 6, 929–960.
- McCulloch, M.E., Spurgeon, P., Chuprin, A., 2012. Have mid-latitude ocean rain-lenses been seen by the SMOS satellite? *Ocean Modell.* 43–44, 108–111.
- MEDAR/MEDATLAS Group, 2002. MEDAR/MEDATLAS 2002 Database, Mediterranean and Black Sea Database of Temperature Salinity and Biochemical Parameters [CD-ROM], IFREMER, Brest, France.
- Menkès, C.E.R., Vialard, J.G., Kennan, S.C., Boulanger, J.-P., Madec, G.V., 2006. A modeling study of the impact of Tropical Instability waves on the heat budget of the Eastern Equatorial Pacific. *J. Phys. Oceanogr.* 36, 847–865.
- Millot, C., 1979. Wind induced upwellings in the Gulf of Lions. *Oceanol. Acta* 2, 261–274.
- Millot, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.* 20 (1–4), 423–442.
- Millot, C., Taupier-Letage, I., 2005. Circulation in the Mediterranean Sea. In: Alain Saliot (Ed.), *The Handbook of Environmental Chemistry*, vol. 5. Springer-Verlag, pp. 29–66, Part K.
- Mlawer, E.J., Taubman, S.J., Brown, P.D., Iacono, M.J., Clough, S.A., 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.* 102, 16663–16682.
- Nuissier, O., Ducrocq, V., Ricard, D., Lebeaupin, C., Anquetin, S., 2008. A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. I: Numerical framework and synoptic ingredients. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 134, 111–130.
- Rainaud, R., Lebeaupin Brossier, C., Ducrocq, V., Giordani, H., Nuret, M., Fourrié, N., Bouin, M.-N., Taupier-Letage, I., 2014. Characterisation of air–sea exchanges over the Western Mediterranean Sea during HyMeX SOP1 using the AROME-WMED model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* <http://dx.doi.org/10.1002/qj.2480>.
- Ricard, D., Ducrocq, V., Auger, L., 2012. A climatology of the mesoscale environment associated with heavily precipitating events over a Northwestern Mediterranean area. *J. Appl. Meteorol. Clim.* 51, 468–488.
- Roulet, G., Madec, G., 2000. Salt conservation, free surface and varying levels: A new formulation for ocean general circulation models. *J. Geophys. Res.* 105 (C10), 23927–23942. <http://dx.doi.org/10.1029/2000JC900089>.
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., Masson, V., 2011. The AROME-France convective scale operational model. *Mon. Weather Rev.* 139, 976–991.
- Send, U., Font, J., Krahmann, G., Millot, M., Rhein, M., Tintoré, J., 1999. Recent advances in observing the physical oceanography of the Western Mediterranean Sea. *Progr. Oceanogr.* 44, 37–64.
- Somot, S., Sevault, F., Déqué, M., 2006. Transient climate change scenario simulation of the Mediterranean Sea for the twenty-first century using a high-resolution ocean circulation model. *Clim. Dyn.* 27, 851–879.
- Testor, P., Send, U., Gascard, J.-C., Millot, C., Taupier-Letage, I., Béranger, K., 2005. The mean circulation of the southwestern Mediterranean Sea: Algerian gyres. *J. Geophys. Res.* 110, C11017. <http://dx.doi.org/10.1029/2004JC002861>.
- Vialard, J., Delecluse, P., 1998. An OGCM study for the TOGA decade. Part I: role of salinity in the physics of the Western Pacific fresh pool. *J. Phys. Oceanogr.* 28, 1071–1088.
- Vialard, J., Delecluse, P., 1998. An OGCM study for the TOGA decade. Part II: Barrier-layer formation and variability. *J. Phys. Oceanogr.* 28, 1089–1106.

Annexe B

Description des scores de précipitations

Dans les chapitres 7 et 8, différents scores ont été utilisés afin de comparer les prévisions des précipitations aux observations pour les différentes simulations. Nous allons ici donner une description de ces scores.

B.1 Le biais (BIAS)

Le biais permet de quantifier la correspondance entre les moyennes des prévisions et des observations, sur la totalité de l'échantillon. Il se définit par :

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i) \quad (B.1)$$

avec N la taille de l'échantillon, P_i et O_i respectivement la prévision et l'observation au point i . Un biais positif (négatif) mesure la tendance générale de la prévision à surestimer (sous-estimer) les précipitations par rapport aux observations.

B.2 Le diagramme de Taylor

Le diagramme de Taylor permet de représenter sur un même graphique (Figure B.1) la rms (root-mean-square error) entre les prévisions et les observations (iso-lignes), le coefficient de corrélation entre les prévisions et les observations (arc de cercle à l'extérieur du diagramme) ainsi que l'écart-type des observations et des prévisions (abscisse et ordonnée du diagramme). En fonction de la position d'un point représentant une simulation par rapport à l'étoile noire représentant les observations, on peut visualiser et interpréter la nature des différences moyennes entre observations et prévisions.

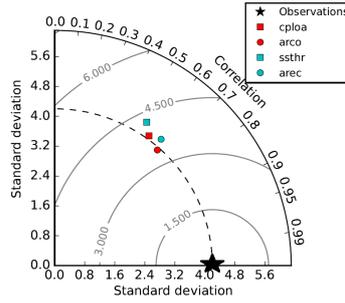


FIGURE B.1 – Diagramme de Taylor des cumuls de précipitations sur 24 heures du 14 octobre des prévisions ARCO, AREC, CPLOA et SSTHR démarrant le 14 octobre à 00UTC.

B.3 Les scores catégoriels

Les scores catégoriels sont basés sur des tables de contingence établies pour différents seuils (Tableau B.1). Pour un seuil donné et un échantillon de taille $a + b + c + d$, on compte le nombre de points où l'observation et la prévision sont inférieures au seuil (a , pas d'évènement), où la prévision est supérieure au seuil mais l'observation est inférieure (b , fausse alarme), où l'observation est supérieure au seuil mais la prévision inférieure (c , évènement non détecté) et enfin où la prévision et l'observation sont supérieures au seuil (d , évènement détecté).

	Prévision < seuil	Prévision \geq seuil
Observation < seuil	a	b
Observation \geq seuil	c	d

TABLEAU B.1 – Table de contingence établie pour un seuil donné.

Différents scores sont construits à partir de ces tables, comme ceux utilisés dans cette thèse, à savoir les FBIAS, POD, SR ou encore ETS. Ces scores permettent de quantifier différentes compétences du modèle :

- Le FBIAS mesure la tendance à surestimer ($FBIAS > 1$) ou sous-estimer ($FBIAS < 1$) la prévision d'un évènement et se définit par :

$$FBIAS = \frac{b + d}{c + d} \quad (B.2)$$

FBIAS varie de 0 à $+\infty$ et un score parfait est obtenu lorsque $FBIAS = 1$.

- Le POD mesure la capacité de détecter un évènement, sans prendre en compte les fausses alarmes et se définit par :

$$POD = \frac{d}{c + d} \quad (B.3)$$

POD varie de 0 à 1 et un score parfait est obtenu lorsque $POD = 1$.

- Le SR mesure le taux d'évènements prévus qui ont bien été observés et se définit par :

$$SR = \frac{d}{b + d} \quad (B.4)$$

SR varie entre 0 et 1 et un score parfait est obtenu lorsque $SR = 1$.

- L'ETS mesure la capacité de prévoir un évènement en prenant en compte la localisation et se définit par :

$$ETS = \frac{a - H}{a + b + c - H} \quad (\text{B.5})$$

avec

$$H = \frac{(a + b)(a + c)}{a + b + c + d} \quad (\text{B.6})$$

ETS varie entre $-1/3$ et 1 et un score parfait est obtenu lorsque $ETS = 1$.

Ocean-atmosphere coupled modelisation for study of intense meteorological events in Mediterranean

AUTHOR : Romain RAINAUD

ABSTRACT :

The Western Mediterranean area is frequently affected in autumn by heavy precipitation events (HPEs), generally associated with strong winds. This PhD thesis investigates and models the role of air-sea interface processes during these events. The objective is to determine the impact of an air-sea coupled model on the short-range forecast of HPEs. To reach this objective, the two components (oceanic and atmospheric) are first separately evaluated at their interface using observations from the HyMeX campaign (SOP1, autumn 2012), before studying the impact of the air-sea coupled system.

In the first part, the air-sea exchanges are examined in the atmospheric forecasts produced by the AROME model of Météo-France in a configuration dedicated to the Western Mediterranean area. During the SOP1, the intense meteorological events induce strong and fast oceanic responses which are not well represented in the sea surface temperature fields used by the AROME model.

Then, the evolution of the oceanic mixed layer is simulated by a Western Mediterranean configuration of the oceanic model NEMO using different initial and boundary conditions and two air-sea flux parameterizations. These simulations showed a strong dependency of the oceanic circulation on the initial and boundary conditions.

In the final part, the impact of the air-sea coupling on the atmospheric forecast is evaluated for two HyMeX SOP1 periods using the AROME-NEMO coupled system. The results of the different experiments demonstrate that the impact of coupling on HPEs is equivalent to the impact of changing the air-sea flux parameterization or the sea surface temperature initial conditions.

KEYWORDS : Modelisation, Ocean, Atmosphere, Meteorological events

Modélisation couplée océan-atmosphère pour l'étude des événements météorologiques intenses en Méditerranée

Doctorat de l'Université Toulouse III - Paul Sabatier

Soutenance prévue le lundi 19 octobre 2015 à Météo-France, Toulouse, France.

AUTEUR : Romain RAINAUD

DIRECTRICE DE THÈSE : Véronique DUCROCQ

CO-DIRECTEUR DE THÈSE : Hervé GIORDANI

RÉSUMÉ :

La région méditerranéenne occidentale est fréquemment affectée à l'automne par des épisodes de pluie intense, souvent accompagnés de vent marin fort. La thèse porte sur le rôle et la modélisation des processus à l'interface air-mer pendant ces événements. Elle a pour objectif particulier d'étudier l'impact d'une modélisation couplée océan-atmosphère sur la prévision à courte échéance de ces événements. La méthodologie mise en œuvre afin d'atteindre les objectifs de la thèse a été d'évaluer séparément la modélisation des deux compartiments (océan, atmosphère) à leur interface à l'aide des observations de la campagne de mesures du programme HyMeX (SOP1, automne 2012) avant d'étudier l'impact de la modélisation couplée océan-atmosphère.

Dans la première partie de la thèse, les échanges air-mer sont examinés dans les prévisions atmosphériques produites par le modèle AROME de Météo-France dans une configuration dédiée à la Méditerranée occidentale. Pendant la SOP1, les événements météorologiques intenses conduisent à des réponses océaniques rapides et fortes qui ne sont pas ou mal représentées dans les champs de température de surface de la mer utilisés par le modèle AROME.

L'évolution de la couche de mélange océanique a par la suite été simulée par une configuration du modèle océanique NEMO sur le bassin occidental de la Méditerranée utilisant différentes conditions initiales et aux limites et deux paramétrisations différentes des flux air-mer. Ces simulations montrent la forte contrainte des conditions initiales et aux limites sur la circulation océanique.

Dans la troisième partie, l'impact du couplage océan-atmosphère sur la prévision atmosphérique est étudié pour deux périodes de la SOP1 d'HyMeX à l'aide du système couplé AROME-NEMO. Les résultats des différentes expériences montrent que le couplage peut avoir un impact sur les précipitations d'ampleur équivalente à celui associé à un changement de paramétrisation des flux ou de conditions initiales de température de surface de la mer.

MOTS-CLÉS : Modélisation, Océan, Atmosphère, Événements météorologiques.

DISCIPLINE : Océan, Atmosphère - Modélisation couplée

UNITÉ DE RECHERCHE : Centre National de Recherches Météorologiques -
Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique
Météo-France, 42 avenue Gaspard Coriolis
31057 Toulouse cedex 1, France