



Impact du vent sur la circulation hydrodynamique dans le Golfe du Lion : modélisation haute résolution

Amandine Schaeffer

► To cite this version:

Amandine Schaeffer. Impact du vent sur la circulation hydrodynamique dans le Golfe du Lion : modélisation haute résolution. Océan, Atmosphère. Université du Sud Toulon Var, 2010. Français. NNT : . tel-00603720

HAL Id: tel-00603720

<https://theses.hal.science/tel-00603720>

Submitted on 27 Jun 2011

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.

École doctorale de l'Université du Sud Toulon-Var

Thèse de doctorat

présentée par

Amandine SCHAEFFER

Spécialité: Océanographie Physique

Impact du vent sur la circulation hydrodynamique dans le Golfe du Lion : modélisation haute résolution.

dirigée par:

Philippe Fraunié, Anne Molcard, Pierre Garreau

Thèse soutenue le 12 novembre 2010 devant le jury composé de :

Annalisa Griffa	ISMAR-CNR, La Spezia Italie	Rapporteur
Bruno Blanke	LPO, Brest	Rapporteur
Anne Petrenko	LOPB/COM, Marseille	Examineur
Véronique Ducrocq	CNRM, Toulouse	Examineur
Philippe Fraunié	LSEET, Toulon	Directeur
Anne Molcard	LSEET, Toulon	Co-encadrant
Pierre Garreau	IFREMER, Brest	Co-encadrant
Joel Poitevin	CNRM, Toulouse	Invité

Thèse préparée au sein du Laboratoire de Sondages Electromagnétiques et de
l'Environnement Terrestre à Toulon et au département DYNECO/PHYSED de
l'IFREMER Brest

Remerciements

JE tiens tout d'abord à remercier mes directeurs de thèse, Philippe Fraunié, Pierre Garreau et Anne Molcard, qui m'ont suivie et encadrée durant ces quelques années. Leur soutien a été sans faille et leur disponibilité, même malgré l'éloignement géographique, était très appréciable.

Merci à Pierre pour toutes ces heures passées sur le modèle MARS3D, à Toulon comme à Brest.

Merci infiniment à Anne qui a été d'une grande aide, tant par ses conseils scientifiques que par ses encouragements et son enthousiasme. J'espère qu'on aura à nouveau l'occasion de travailler ensemble.

Je remercie les membres du jury et les rapporteurs qui m'ont fait l'honneur d'évaluer mon travail et dont j'ai apprécié les remarques constructives.

Je voudrais remercier également Joël Poitevin de Météo France pour l'intérêt qu'il a porté à cette thèse et la confiance qu'il m'a accordée, ainsi qu'à Yann Seity qui m'a permis d'accéder aux jeux de données d'AROME et a répondu à mes diverses questions concernant ce modèle.

Pour ce qui est du LSEET, je tiens à remercier l'équipe radar, qui est à l'origine de nombreuses données exploitées dans cette thèse, Joël Gaggelli, Yves Barbin qui m'a également aidée à optimiser les programmes d'EOF, et Philippe Forget dont la contribution a été très appréciable lors de la rédaction du premier article.

Par ailleurs, travailler au sein du LSEET a été un plaisir, notamment grâce à la joyeuse équipe des pauses café et de la "salle d'enchantement culturel partagé" ... quelle ambiance !

Enfin, merci à tous ceux qui m'ont soutenue et supportée, thésards, collègues, amis, famille, que ce soit pour des moments de détente, des discussions de couloir, des corrections ou encore la préparation des flammekueche pour le pot de thèse ...

Table des matières

Principales notations utilisées	ix
Liste des acronymes	xi
Liste des figures	xvi
Liste des tableaux	xvii
Introduction	1
I Présentation du Golfe du Lion	5
Introduction	7
1 Méditerranée occidentale	11
1.1 Situation géographique	11
1.2 Circulation générale	12
1.2.1 Dynamique des masses d'eau	12
1.2.1.1 Eaux Atlantiques modifiées MAW	12
1.2.1.2 Eaux Levantines intermédiaires LIW	12
1.2.1.3 Eaux profondes Ouest Méditerranéen WMDW	14
1.2.2 Courant Liguro Provençal	14
1.2.2.1 Variabilité saisonnière	15
1.2.2.2 Instabilités	17
1.2.2.3 Intrusions	18
2 Golfe du Lion	21
2.1 Situation géographique	21
2.2 Conditions de vent	22
2.2.1 Régimes dominants	22
2.2.1.1 Mistral et Tramontane	22
2.2.1.2 Vent de mer	22
2.2.2 Brises thermiques	22
2.3 Processus dynamiques en réponse aux conditions atmosphériques	24
2.3.1 Circulation barotrope sur le plateau	24
2.3.2 Activité méso-échelle	26
2.3.3 Panache du Rhône	27
2.3.4 Upwellings et downwellings	29
2.3.5 Phénomènes inertiels	29
2.3.6 Formation d'eau dense	30
Conclusions	31

II	Modélisation hydrodynamique : MARS3D	33
	Introduction	35
3	MARS3D	39
3.1	Équations	39
3.1.1	Équations primitives	39
3.1.2	Paramétrisation de la dissipation turbulente	40
3.1.2.1	Mélange vertical	40
3.1.2.2	Diffusion horizontale	40
3.1.3	Conditions limites	41
3.1.3.1	Fond et surface	41
3.1.3.2	Frontières latérales	42
3.1.3.3	Prise en compte des flux d'eau douce	42
3.2	Méthodes numériques	43
3.2.1	Coordonnées sigma	43
3.2.2	Séparation des modes barotropes et baroclines	43
3.2.3	Discrétisation spatiale et temporelle	43
3.3	Interface océan-atmosphère : prise en compte des forçages atmosphériques et de l'évaporation	46
3.3.1	Tension du vent	46
3.3.2	Flux de chaleur	46
3.3.2.1	Flux radiatifs	47
3.3.2.2	Flux turbulents	48
3.3.3	Flux d'eau douce	49
4	Implémentation des configurations	51
4.1	Configuration idéalisée adaptée à une étude de processus	51
4.1.1	Domaine et résolution	51
4.1.2	Adaptation des conditions limites	51
4.1.3	Paramétrisation	52
4.2	Configuration emboîtée du Golfe du Lion	52
4.2.1	Domaine et résolution	54
4.2.2	Emboîtement	55
4.2.3	Eau douce d'origine terrestre	56
4.2.4	Paramétrisation	57
4.2.5	Informatique	57
	Conclusion	58
III	Etude de processus : mécanismes de génération d'un tourbil- lon meso-échelle	59
	Introduction	61
5	Article soumis à <i>Ocean Dynamics</i> : Generation mechanism of mesoscale eddy in the Gulf of Lions : radar observation and modelling	65
	Résumé de l'article en français	65
5.1	Introduction	67
5.2	Eddy events : observations and wind conditions	70
5.2.1	HF Radar experiments	70

5.2.2	Eddy characteristics	71
5.2.3	Wind analysis	73
5.3	Eddy driving mechanisms analysis	79
5.3.1	Numerical design	79
5.3.2	Northerly wind driven circulation	83
5.3.3	Southerly wind driven circulation	87
5.4	Conclusions	93
6	Forçages atmosphériques idéalisés vs modèles	95
6.1	MM5, ALADIN, LAMI	95
6.2	Génération du tourbillon, entre forçages réalistes et idéalisés	98
6.3	Que manque-t-il aux modèles réalistes pour générer ce tourbillon ?	102
6.4	Vers de nouvelles perspectives	102
IV Influence des forçages atmosphériques sur la modélisation hydrodynamique		107
	Introduction	109
7	Validation et comparaison des forçages atmosphériques et de la modélisation hydrodynamique	113
7.1	Champs atmosphériques de surface	113
7.1.1	Distribution du vent	113
7.1.2	Validation à l'aide de mesures in situ	113
7.1.3	Brises thermiques	117
7.1.4	Précipitations	118
7.1.5	Flux de chaleur	120
7.1.6	Conclusion de la section	122
7.2	Modélisation hydrodynamique	123
7.2.1	Bilans des flux de chaleur	123
7.2.2	SST et stratification	124
7.2.3	Position du panache du Rhône	127
7.2.4	Variabilité énergétique	129
7.2.5	Intrusions sur le plateau	132
7.2.6	Conclusion de la section	134
8	Article soumis à <i>Ocean Dynamics</i> : Influence of high-resolution wind forcing on the Gulf of Lions hydrodynamic modeling.	137
Résumé de l'article en français		137
8.1	Introduction	138
8.2	Numerical models specifications	141
8.2.1	Atmospheric models	141
8.2.1.1	Météo France weather forecast models : ALADIN and AROME	141
8.2.1.2	MM5	142
8.2.2	Hydrodynamic model	143
8.3	Evaluation and comparison of atmospheric forcings	144
8.3.1	Evaluation with buoy measurements	144
8.3.2	Wind : comparison and evaluation	145

8.3.2.1	Seasonal variability	145
8.3.2.2	Wind mesoscale structures	147
8.3.2.3	Wind extremes : comparison to buoy measurements . . .	148
8.4	Impact on hydrodynamic modeling	149
8.4.1	SST and stratification	149
8.4.2	Upwellings	152
8.4.3	Inertial oscillations	157
8.4.4	Energetic variability	159
8.5	Conclusion	162
Conclusion générale et perspectives		165
Annexes		173
A	Complément du chapitre 5 : résultats des simulations idéalisées	173
B	Présentation du modèle atmosphérique AROME	179
C	Décomposition des champs de vents issus de ALADIN, AROME et MM5 : analyse EOF	183
D	Validation des sorties atmosphériques avec des mesures in situ : été 2008 et hiver 2009	187
E	Validation des sorties hydrodynamiques : profils de température et salinité	195
F	Validation des sorties hydrodynamiques : mouillages MEDCHANGE	201
G	Trajectoire des bouées lagrangiennes Sardone	205
H	Épisodes d'upwellings en été 2008	209
Bibliographie		215

Principales notations utilisées

b	flottabilité (m/s^2)
C_d	Drag coefficient (/)
D	débit (m^3/s)
d	profondeur (m)
ζ	surface libre (m)
f	paramètre de Coriolis (s^{-1})
g	accélération de la pesanteur (m/s^2)
h	hauteur d'eau ($h = d + eta$) (m)
κ_H	coefficient de diffusion turbulente horizontale (m^2/s)
κ_v	coefficient de diffusion turbulente verticale (m^2/s)
N	fréquence de Brunt-Vaisala (s^{-1})
ν_H	coefficient de viscosité turbulente horizontale (m^2/s)
ν_v	coefficient de viscosité turbulente verticale (m^2/s)
P	pression (N/m^2)
Pa	pression atmosphérique (Pa)
Q	flux de chaleur (W/m^2)
rh	humidité relative (/)
ρ	densité de l'eau (kg/m^3)
ρ_a	densité de l'air (kg/m^3)
Ri	nombre de Richardson (/)
R_o	rayon de Rossby (m)
S	salinité (psu)
T	température ($^{\circ}C$)
τ	tension de Reynolds/contrainte de cisaillement (N/m^2)
$u \quad v \quad w$	composantes du vecteur vitesse dans le repère cartésien (m/s)
$uwd \quad vwd$	vitesse du vent à 10m (zonale et méridienne) (m/s)

Liste des acronymes

ALADIN	Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational
AROME	Applications de la Recherche pour l'Opérationnel à Mésos-Echelle
ARPEGE	Action Recherche Petite Echelle Grande Echelle
CMS	Centre de météorologie spatiale
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ECUME	Exchange Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates
EOF	Empirical Orthogonal Functions
GIRAC	Gestion Intégrée des Rejets d'Assainissement Côtiers
ISBA	Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère
MARS3D	Model At Regional Scale
MFSTEP	Mediterranean Forecasting System Toward Environmental Predictions
MM5	Mesoscale Model 5
MPI	Message Passing Interface
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NEMO	Nucleus for European Modelling of the Ocean
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OPA	Ocean PARallelise
ROFI	Region of Freshwater Influence

Liste des figures

1.1	Méditerranée : Topographie, bassins et détroits (reliefs d'après Wikipédia).	11
1.2	Circulation des Eaux Atlantiques Modifiées	13
1.3	Circulation des Eaux Levantines	13
1.4	Circulation des masses d'eaux profondes d'après (Millot, 1999).	15
1.5	Vitesses géostrophiques moyennes pour l'été 2008 et l'hiver 2009, selon les données AVISO.	16
1.6	Rayon interne de déformation de Rossby calculé à partir des climatologies MEDAR/MEDATLAS pour l'été et l'hiver	16
1.7	SST satellite (NAR/NOAA) le 13 janvier 2009 à 02h	18
2.1	Golfe du Lion : secteurs de vents, Rhône et principaux canyons	21
2.2	Carte isobarique correspondant à une situation météorologique donnant naissance au Mistral et à la Tramontane	23
2.3	Schéma des brises thermiques (http://www.islandnet.com) : a) brise de mer, b) brise de terre.	23
2.4	Golfe du Lion : échelles spatiales et temporelles des processus hydrodynamiques, localisation schématique de certains processus	24
2.5	Courants moyennés sur la colonne d'eau pour différents forçages de vent idéalisés	25
2.6	Courants moyennés sur la colonne d'eau pour une combinaison de Mistral et Tramontane ; champs de vent correspondant (d'après Estournel et al. (2003)).	25
2.7	Schéma représentant les tourbillons méso-échelle observés dans le GoL	26
2.8	Position du panache du Rhône en fonction du régime de vent	28
2.9	Direction de propagation des ondes inertielles d'après Millot et Crepon (1981).	30
3.1	Discretisation spatiale : horizontale (grille C Arakawa) et verticale.	44
3.2	Schéma temporel ADI.	45
3.3	Différentes formulations pour le coefficient de transfert à la surface C_D en fonction de la vitesse du vent.	47
4.1	a) Bathymétrie idéalisée. b) Bathymétrie correspondante issue de MENOR. Les contours représentent les isobathes 50,100,150 et 200m.	53
4.2	OBC Ouest après 1 mois de spin up : surface libre et vitesses barotropes correspondant à la sortie du CN.	53
4.3	Répartition et profondeur des niveaux sigma selon la bathymétrie.	54
4.4	GoL : bathymétrie 3d.	55
4.5	Bathymétrie de GoL superposée à celle de MENOR, zoom sur la baie de Marseille avec le canal du Rhône.	56

4.6	Débits du Rhône (figures du haut) et des différentes fleuves (figures du bas) en été 2008 et hiver 2009. Attention, les axes ne sont pas les mêmes.	57
4.7	Découpage MPI en 256 sous-domaines. La palette représente la bathymétrie (m).	58
5.1	Schematic circulation in the Gulf of Lions	69
5.2	Time evolution of mapping coverage and occurrences of anticyclonic eddies observed by radars	71
5.3	Snapshots of HF-radar surface currents.	72
5.4	Observed eddy trajectory in December 200	74
5.5	Sequence of surface currents measured by HF radars	75
5.6	Wind sticks in December 2006 : measurements and model	76
5.7	EOF analysis from MM5 wind data in December 2006	78
5.8	Model bathymetry for realistic gulf	81
5.9	Model initial stratification, surface temperature and current, density section and velocity after 1 month spin-up	82
5.10	Sea surface height and vertical integrated velocities differences	84
5.11	Hovmoller diagram of depth-integrated velocity along vortex crossing sections	85
5.12	Run_B1D1NC1R0W1 after 4 days of continuous northerly wind. Surface Okubo-Weiss parameter and current vectors	86
5.13	Idealized simulation for Northerly wind : vertically integrated currents after 4 days of wind and surface currents 2 days after wind relaxation	88
5.14	Surface Okubo-Weiss parameter and current vectors for run_B1D1NC1R1W2	90
5.15	Hovmoller diagram of surface density superimposed to current vectors at longitude 5.1°E	91
5.16	Idealized simulation for Southerly wind : surface currents 2 and 5 days after wind relaxation	92
6.1	Comparaison des vents issus de MM5, ALADIN et LAMI et des mesures in situ de la bouée GOL en décembre 2006.	96
6.2	Comparaison des vents issus de MM5, ALADIN et LAMI et des mesures in situ de la station de Marignane en décembre 2006	97
6.3	Run <i>Mistral1</i>	100
6.4	Run <i>Mistral3</i>	101
6.5	Run <i>Sud3</i>	101
6.6	Modélisation réaliste en 2008 : génération d'un tourbillon en surface après vent de Nord	103
6.7	Modélisation réaliste en 2008 : génération d'un tourbillon en surface après vent de Sud	104
6.8	Observations satellites : SST et chlorophylle-a le 4 mai 2008.	105
6.9	Courants de surface modélisés par MENOR selon la paramétrisation de la diffusion horizontale a) le 3 décembre 2006, b) le 27 décembre 2006.	106
7.1	Roses des vents modélisés par ALADIN, AROME et MM5 en été 2008 et hiver 2009	114
7.2	Distribution des intensités des vents (pourcentage) modélisés par ALADIN (en vert), AROME (en rouge) et MM5 (en bleu) en été 2008 et hiver 2009	114
7.3	Comparaison de l'intensité du vent en août 2008 à la bouée GOL.	115

7.4	Comparaisons à la bouée GOL ($4.7^{\circ}E, 42.1^{\circ}N$) pour l'été 2008 : température et humidité relative à $2m$, pression à la surface et précipitations	116
7.5	Exemple de brise thermique : évolution de la composante méridionale du vent du 15 au 20 juillet 2008	117
7.6	Nombre de jours de brise en été 2008 (juin-août) selon les modèles.	118
7.7	Densité spectrale de puissance pour la fréquence correspondant au signal diurne (sens horaire) pour l'été 2008	119
7.8	Précipitations journalières moyennées sur le domaine en mer : été 2008 et hiver 2009.	119
7.9	Représentation spatiale des précipitations journalières (kg/m^2), moyennées sur l'été 2008. De gauche à droite : ALADIN, AROME et MM5.	119
7.10	Évolution temporelle du flux solaire moyenné sur le domaine, en février 2009. Les résultats d'ALADIN sont en vert, d'AROME en rouge et de MM5 en bleu.	120
7.11	Flux radiatifs moyennés sur le GOL : solaires et IR grandes longueurs d'ondes, comparaison aux mesures satellite	121
7.12	Évolution temporelle des flux de chaleurs moyennés sur le domaine, simulation avec AROME.	123
7.13	Bilan d'évaporation sur le domaine selon le forçage atmosphérique : été 2008 et hiver 2009	124
7.14	SST moyennée sur le domaine, selon les observations satellite et le modèle, en fonction du forçage atmosphérique.	125
7.15	Profondeur moyenne de la thermocline (m) en été 2008. Simulations avec, de gauche à droite : ALADIN, AROME et MM5.	126
7.16	Statistiques sur les profils mesurés : a) biais moyen de salinité ARGO (modèle - mesures), b) RMS de température ARGO (modèle - mesures), c) RMS de température XBT (modèle - mesures). Les résultats des simulations avec ALADIN sont en vert, avec AROME en rouge et avec MM5 en bleu.	126
7.17	Salinité de surface moyenne : été 2008 et hiver 2009 selon le forçage atmosphérique	127
7.18	Images MODIS de concentration en chlorophylle-a et matière en suspension et salinité de surface modélisée aux mêmes dates	128
7.19	suite.	129
7.20	Densité spectrale de puissance des courants à 5m de profondeur, pour la fréquence correspondant au signal diurne en été 2008	130
7.21	Évolution temporelle de l'EKE de surface moyennée sur le domaine (m^2/s^2). Simulations avec ALADIN en vert, avec AROME en rouge et avec MM5 en bleu.	131
7.22	Distribution de l'EKE (m^2/s^2) mensuelle à partir des courants intégrés entre 0 et 50m pour l'été 2008	132
7.23	Intrusions sur le plateau : à l'Ouest et à l'Est	133
7.24	Trajectoires des bouées Sardonne superposées aux courants modélisés à 15m	133
7.25	SST le 27 juillet 2008 : satellite et modèles	134
7.26	Corrélation entre les intrusions à l'Ouest du plateau (Cap Creus) et le rotationnel négatif de la tension de vent	135
8.1	Geographic and bathymetric map of the GoL	141

8.2	Hydrodynamic model bathymetry of the GoL (<i>m</i>).	144
8.3	3 months-averaged mean 10m-wind intensity and vectors for summer 2008 and winter 2009 : QuikSCAT data and models	146
8.4	3 months-averaged mean 10m-wind stress curl for summer 2008 and winter 2009	146
8.5	10m-wind intensity and vectors (<i>m/s</i>) on the 1st of August 2008. From the left to the right : ALADIN, AROME and MM5.	147
8.6	Quantile-quantile plot of wind intensity for summer 2008 at GOL buoy and winter 2009 at AZUR buoy : in situ measurements versus models . .	148
8.7	Mean summer bias between model and satellite SST (model - satellite data) (<i>°C</i>). a) Simulation using ALADIN, b) AROME, c) MM5.	150
8.8	Temporal evolution of : mean wind stress and mean thermocline depth . .	150
8.9	Temporal evolution of mean potential energy anomaly for summer 2008 and winter 2009	151
8.10	Spatial extension of surface temperature percentile05 and temporal evolution of upwelling area	152
8.11	Hovmuller diagram of temperature at RIOU mooring :in situ measurements and models	153
8.12	SST on the 10 th of July 2008 : satellite and model	154
8.13	Time evolution at section ($3.2^{\circ}E, 42.6 - 43.3^{\circ}N$) Wind stress curl and surface temperature	156
8.14	Idealized numerical simulation	157
8.15	Temporal evolution in July 2008 at ($4^{\circ}E, 43^{\circ}N$) of : wind, zonal velocity profile and temperature profile	158
8.16	Power spectral density of temperature time series versus depth for July 2008 at ($4^{\circ}E, 43^{\circ}N$)	159
8.17	Spatial distribution of the energy of the spectral peaks at quasi-inertial frequencies for 5 <i>m</i> -depth currents for summer 2008	160
8.18	Snapshots of 20 <i>m</i> -depth currents and Okubo-Weiss parameter, corresponding satellite chlorophyll-a concentration and SST	162
A.1	Simulations idéalisées pour le vent du Nord	174
A.2	suite	175
A.3	suite	176
A.4	Simulations idéalisées pour le vent du Sud	177
A.5	suite	178
B.1	Chaîne d'emboîtement : ARPEGE, ALADIN et AROME. Topographie d'AROME et ALADIN	179
B.2	Schéma d'observations assimilées dans ARPÈGE, ALADIN et AROME (issu de Météo France).	181
C.1	Décomposition en EOF pour les champs de vent ALADIN : été 2008. . . .	183
C.2	Décomposition en EOF pour les champs de vent AROME : été 2008. . . .	184
C.3	Décomposition en EOF pour les champs de vent MM5 : été 2008.	184
C.4	Décomposition en EOF pour les champs de vent ALADIN : hiver 2009. . .	185
C.5	Décomposition en EOF pour les champs de vent AROME : hiver 2009 . .	185
C.6	Décomposition en EOF pour les champs de vent MM5 : hiver 2009	186

D.1	Vecteurs de vent en été 2008, mesures et modèles : station Arles et bouée GOL	188
D.2	Intensité du vent en été 2008, mesures et modèles : station Arles et bouée GOL	189
D.3	Vecteurs de vent en hiver 2009, mesures et modèles : bouées GOL et AZUR	190
D.4	Intensité du vent en hiver 2009, mesures et modèles : bouées GOL et AZUR	191
D.5	Comparaisons à la bouée GOL en hiver 2009, mesures et modèles : pression, humidité relative et température.	192
D.6	Comparaisons à la bouée AZUR en hiver 2009, mesures et modèles : pression, humidité relative et température.	193
E.1	Localisation des profils XBT et ARGO superposés à la bathymétrie. . . .	195
E.2	XBT : Biais de température pour chaque profil (modèle - mesures)	196
E.3	ARGO : Biais de température pour chaque profil (modèle - mesures)	196
E.4	ARGO : Biais de salinité pour chaque profil (modèle - mesures)	196
E.5	Profils de salinité ARGO et CTD	197
E.6	Profils de température ARGO et CTD	198
E.7	Profils de température XBT	199
F.1	Localisation des mouillages MEDCHANGE, superposés à la bathymétrie .	201
F.2	Évolution temporelle du profil de température à Riou : in situ / modèles .	202
F.3	Évolution temporelle du profil de température à Banyuls : in situ / modèles	202
F.4	Évolution temporelle du profil de température à Creus Nord : in situ / modèles	203
F.5	Évolution temporelle du profil de température à Creus Sud : in situ / modèles	203
G.1	Trajectoires des bouées Sardonne superposées aux courants modélisés . .	205
G.2	Suite.	206
G.3	Suite.	207
H.1	Représentation schématique des 6 cellules d'upwellings selon Millot (1990)	209
H.2	a) SST satellite, b) modèles le 14 juin 2008 à 20h.	210
H.3	Idem le 10 juillet 2008 à 02h.	210
H.4	Idem le 14 juillet 2008 à 02h.	211
H.5	Idem le 19 juillet 2008 à 02h.	211
H.6	Idem le 23 juillet 2008 à 02h.	212
H.7	Idem le 9 août 2008 à 02h.	212
H.8	Idem le 16 août 2008 à 02h.	213
H.9	Idem le 18 août 2008 à 02h.	213
H.10	Idem le 24 août 2008 à 02h.	214

Liste des tableaux

5.1	Idealized run characteristics according to the configuration and forcing options	80
6.1	Statistiques sur le vent en décembre 2006 comparant les modèles aux mesures in situ	98
6.2	Résumé des simulations dont le forçage du vent est issu ou inspiré des modèles atmosphériques MM5 ou ALADIN	99
8.1	Atmospheric models characteristics.	143
8.2	Statistics at GOL and AZUR buoys	145
8.3	Sensitivity tests on AROME model.	149
8.4	Monthly eddy kinetic energy, averaged over the gulf	161
D.1	Statistiques pour le vent à la station d'Arles ($4.7^{\circ}E, 43.5^{\circ}N$) pour l'été 2008.	187
E.1	Statistiques sur les profils de température et salinité en été 2008.	195

Introduction

Dans un contexte de réchauffement climatique et de pression anthropique croissante, la compréhension de notre environnement est devenue un des principaux enjeux socio-économiques, dépassant l'intérêt purement scientifique. En particulier, le système océan/atmosphère est au coeur de la problématique, agissant sur la régulation thermique et l'absorption du dioxyde de carbone. Les interactions sont complexes, nécessitant de considérer le système dans sa globalité. Pour des études océaniques à court terme, on se concentre souvent sur la réponse de l'océan au forçage atmosphérique en négligeant les rétroactions de l'océan superficiel sur l'atmosphère.

Les zones côtières et littorales font également l'objet d'un intérêt croissant. À la frontière du continent et de l'océan, les interactions sont multiples, entre biodiversité, transport sédimentaire, chimie et dynamique. De plus, ce milieu subit directement les conséquences de l'activité humaine, comme la pollution ou la sur-pêche.

Le Golfe du Lion, un site privilégié

Parmi ces zones côtières, le Golfe du Lion est un plateau peu profond et étendu, situé en Mer Méditerranée et sujet à une importante pression anthropique. Les conditions météorologiques y sont intenses et fortement variables, entre vents continentaux soumis à une orographie complexe et vents de mer. Dans ce milieu microtidal, le forçage du vent apparaît comme principal moteur de l'hydrodynamique régionale. Finalement, de nombreux processus hydrodynamiques interagissent, balayant un spectre d'échelles spatiales et temporelles très large. De plus, ce talus continental reste relativement accessible aux observations depuis la côte et in situ, étant finalement assimilable à un laboratoire d'étude des processus.

Contexte local et enjeux scientifiques

La modélisation hydrodynamique est de plus en plus sollicitée afin de répondre à des problèmes environnementaux, tels la dispersion de nappes de pétrole, le devenir de contaminants d'origine fluviale, de rejets d'origine anthropique ou la prolifération de méduses. En zone littorale, la surveillance de la qualité des eaux de baignade est devenue nécessaire, dégradée par les rejets d'eaux usées. Par exemple, le projet GIRAC (Gestion Intégrée des Rejets d'Assainissement Côtiers) vise à contrôler et prévoir l'évolution de ces rejets, fortement amplifiés lors d'événements de pluies extrêmes. Les échelles visées sont donc de plus en plus fines et nécessitent une modélisation adaptée et en temps réel. En parallèle, les moyens d'observation de la mer se développent (radars HF, observations satellite, mouillages in situ) et permettent de valider les modèles et de mettre en évidence des processus hydrodynamiques de méso-échelle, tels les mouvements d'inertie.

ties, les structures tourbillonnaires, upwellings etc... L'enjeu est donc de comprendre et prévoir les phénomènes agissant à ces échelles plus fines, en les incluant dans la dynamique de plus grande échelle.

Le Golfe du Lion a fait l'objet de nombreuses études de modélisation hydrodynamique, en particulier sur les échanges entre la côte et le large, délimités par le Courant Liguro-Provençal (ou Courant Nord) qui longe le talus continental. Sur le plateau, les nombreux processus dynamiques qui interagissent sont essentiellement générés en réponse aux conditions atmosphériques, tels les structures cohérentes qui constituent des zones de rétention ou des barrières physiques (fronts, filaments, panaches, tourbillons). Une bonne compréhension de la circulation méso-échelle dans le GoL n'est donc pas possible si les forçages utilisés sont incorrects ou trop approximatifs. En parallèle, la modélisation atmosphérique résout des échelles de plus en plus fines, s'affranchit de l'hypothèse hydrostatique et devient capable de prévoir des événements extrêmes de convection et de précipitations avec de plus en plus de précision.

L'intérêt de ce travail de thèse est donc d'évaluer la sensibilité des processus hydrodynamiques du GoL à ces forçages haute-résolution et d'identifier les échelles de variabilités spatiales et temporelles qui entrent en jeu. Ceci s'inscrit dans une coopération entre Ifremer et Météo-France, qui ont financé cette thèse et mis à disposition les modèles hydrodynamiques et sorties de modèles atmosphériques respectivement. Les résultats de cette étude sont attendus pour les outils de modélisation opérationnelle de l'océan côtier.

Stratégie de la thèse

La sensibilité de la circulation hydrodynamique côtière aux forçages atmosphériques, et plus particulièrement au frottement du vent, a été évaluée dans le Golfe du Lion, à l'aide de deux études complémentaires. Dans un premier temps, une étude de processus a permis de mettre en évidence l'effet du vent sur la génération d'une structure méso-échelle préalablement observée par radars HF. L'influence respective de différentes caractéristiques régionales (bathymétrie, circulation générale, flottabilité) a également été étudiée à l'aide de configurations idéalisées. Finalement, deux mécanismes de génération locaux de ce tourbillon anticyclonique ont été identifiés, tous deux basés sur le forçage du vent. Cette étude a permis de démontrer l'importance des forçages atmosphériques quant à la dynamique méso-échelle de l'océan et les limites actuelles de la modélisation.

Dans un deuxième temps, l'objectif est justement d'améliorer la modélisation réaliste de GoL en optimisant les conditions limites de surface. À cet effet, différents forçages atmosphériques ont été comparés et testés sur une configuration haute résolution, en particulier les champs de surface du nouveau modèle de prévision météorologique AROME. L'impact de sa haute résolution spatiale et temporelle sur la dynamique du golfe est évalué en terme de processus hydrodynamiques particuliers.

Cette thèse s'appuie principalement sur deux articles, qui font l'objet des parties III et IV.

Une première partie introductive présente la circulation grande échelle de Méditerranée occidentale. La dynamique plus spécifique du plateau est également décrite, mettant l'accent sur les principaux processus induits par le forçage atmosphérique. Une description du modèle hydrodynamique MARS3D et des configurations spécialement mises en place

pour ces travaux est fournie dans une deuxième partie. La troisième partie est consacrée aux mécanismes de génération d'une structure méso-échelle observée à l'Est du GoL et en particulier à l'effet du forçage du vent. Dans une quatrième partie, différents forçages atmosphériques sont testés sur une configuration réaliste du golfe, mettant en évidence l'intérêt de la haute résolution de ces modèles météorologiques.

Enfin, le dernier chapitre présente les conclusions majeures ainsi que les perspectives de ce travail certains compléments sont présentés en annexe.

Première partie

Présentation du Golfe du Lion

CETTE partie a pour vocation de synthétiser l'état de l'art sur l'hydrodynamique du Golfe du Lion (GoL). Tout d'abord, pour comprendre la dynamique du golfe, il est nécessaire d'adopter une vision plus globale de la Méditerranée, des masses d'eau ainsi que de la circulation grande échelle, dont fait partie le Courant Liguro Provençal ou Courant Nord (CN) qui longe le GoL. Dans un deuxième temps, la bibliographie se concentre sur les processus physiques du plateau, leurs échelles, origines et variabilité.

Table des matières

Introduction	7
1 Méditerranée occidentale	11
1.1 Situation géographique	11
1.2 Circulation générale	12
1.2.1 Dynamique des masses d'eau	12
1.2.1.1 Eaux Atlantiques modifiées MAW	12
1.2.1.2 Eaux Levantines intermédiaires LIW	12
1.2.1.3 Eaux profondes Ouest Méditerranéen WMDW	14
1.2.2 Courant Liguro Provençal	14
1.2.2.1 Variabilité saisonnière	15
1.2.2.2 Instabilités	17
1.2.2.3 Intrusions	18
2 Golfe du Lion	21
2.1 Situation géographique	21
2.2 Conditions de vent	22
2.2.1 Régimes dominants	22
2.2.1.1 Mistral et Tramontane	22
2.2.1.2 Vent de mer	22
2.2.2 Brises thermiques	22
2.3 Processus dynamiques en réponse aux conditions atmosphériques	24
2.3.1 Circulation barotrope sur le plateau	24
2.3.2 Activité méso-échelle	26
2.3.3 Panache du Rhône	27
2.3.4 Upwellings et downwellings	29
2.3.5 Phénomènes inertiels	29
2.3.6 Formation d'eau dense	30
Conclusions	31

Méditerranée occidentale

1



FIG. 1.1 – Méditerranée : Topographie, bassins et détroits (reliefs d'après Wikipédia).

1.1 Situation géographique

La Méditerranée, du nom latin signifiant "mer au milieu des terres" (*mare medi terra*) s'étend sur 2,5 millions de km^2 entre l'Europe, l'Afrique et l'Asie. Elle est divisée en deux bassins séparés par le détroit de Sicile : le bassin occidental et le bassin oriental (figure 1.1). Elle est reliée à l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar, étroit (quelques dizaines de kilomètres) et peu profond (environ 300m). Sa topographie est très hétérogène, avec une profondeur moyenne d'environ 1500m, des plaines abyssales atteignant les 5100m, et des plateaux continentaux peu profonds tels le Golfe du Lion.

1.2 Circulation générale

1.2.1 Dynamique des masses d'eau

La mer Méditerranée est soumise à des forçages atmosphériques très spécifiques qui entraînent une forte évaporation. Les pertes d'eau douce sur le bassin, estimées entre 0.5m et 1.3m de hauteur par an (Bryden et al., 1994), ne sont ni compensées par les précipitations ni par le ruissellement (La Violette, 1995), mais un flux océanique entrant par le détroit de Gibraltar permet de maintenir le volume d'eau du bassin. La différence de densité entre les eaux d'origine atlantique et les eaux méditerranéennes, plus salées, est à l'origine de la dynamique thermohaline grande échelle de la Méditerranée, ainsi que de la caractérisation de différentes masses d'eau (Millot, 1987, 1999).

1.2.1.1 Eaux Atlantiques modifiées MAW

Le nom "eaux Atlantiques modifiées" (ou "Modified Atlantic Water" MAW) se réfère aux eaux de la couche de surface de la Méditerranée, généralement jusqu'à 100 – 200m de profondeur (légèrement plus dans le bassin algérien). Cette masse d'eau, d'origine atlantique comme son nom l'indique, est caractérisée par une faible salinité qui augmente progressivement entre Gibraltar et le bassin provençal de 36.5 à 38 – 38.3psu, en accord avec l'effet de l'évaporation, ainsi que d'une température de 14 – 15°C sous la couche de mélange ($\sim 40 - 50m$) (Millot, 1999).

Ces eaux de surface suivent une circulation cyclonique sous l'effet de l'équilibre géostrophique, longeant les côtes du bassin méditerranéen à partir du détroit de Gibraltar (figure 1.2), avec un parcours total d'une durée d'environ 1 an (Herrmann, 2007). Tout d'abord le long des côtes africaines, elles forment le "courant algérien" (30 – 50km de large, profondeur de 200 – 400m). Son caractère instable conduit à la formation de méandres et de tourbillons par instabilité à la fois barotropes et baroclines (Obaton et al., 2000). Seuls les tourbillons anticycloniques ont des durées de vie significatives (semaines-mois). Ils peuvent être advectés vers l'Est, ou vers le centre du bassin (Millot et al., 1990). Au niveau des côtes tunisiennes, ce courant se sépare en deux branches, une veine traverse le détroit de Sicile vers le bassin Est, alors que la veine principale remonte vers la mer Tyrrhénienne, formant alors le courant Est-Corse. En mer Ligure, les courant Est et Ouest Corse se rejoignent, pour former le courant Liguro-Provençal ou Courant Nord, décrit dans la section 1.2.2. Finalement, la circulation cyclonique du bassin occidental est bouclée en mer Baléares par une branche du CN qui longe les côtes espagnoles. En parallèle, une autre veine se sépare pour remonter le long des îles Baléares jusqu'au front des Baléares qui sépare les eaux chaudes du Sud des "eaux hivernales modifiées" ("Winter intermediate water WIW") correspondant aux MAW refroidies et advectées vers le Sud par les vents continentaux d'hiver.

1.2.1.2 Eaux Levantines intermédiaires LIW

L'eau Levantine intermédiaire (Levantine Intermediate Water (LIW)) est formée dans le bassin oriental de la Méditerranée. Elle est le résultat d'un phénomène de convection hivernale peu profonde en mer Levantine, induit par un climat aride et sec. La circulation dans ce bassin Est fait toujours débat, et a récemment fait l'objet de la campagne EGYPT (Eddies and Gyres Paths Tracking) qui a permis de mettre en évidence une circulation cyclonique le long des côtes, perturbée par de nombreux phénomènes de méso-échelles (Millot et Taupier-Letage, 2005). L'eau Levantine intermédiaire s'introduit dans le bassin occidental par le détroit de Sicile, et s'écoule cycloniquement le long

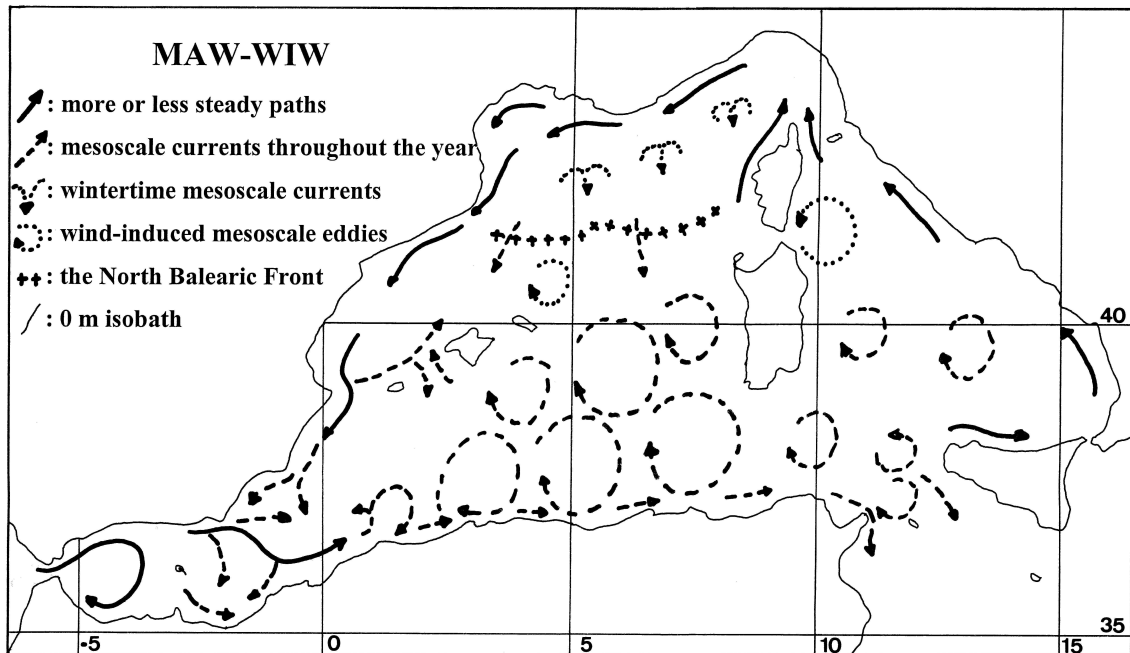


FIG. 1.2 – Circulation des Eaux Atlantiques Modifiées d'après (Millot, 1999).

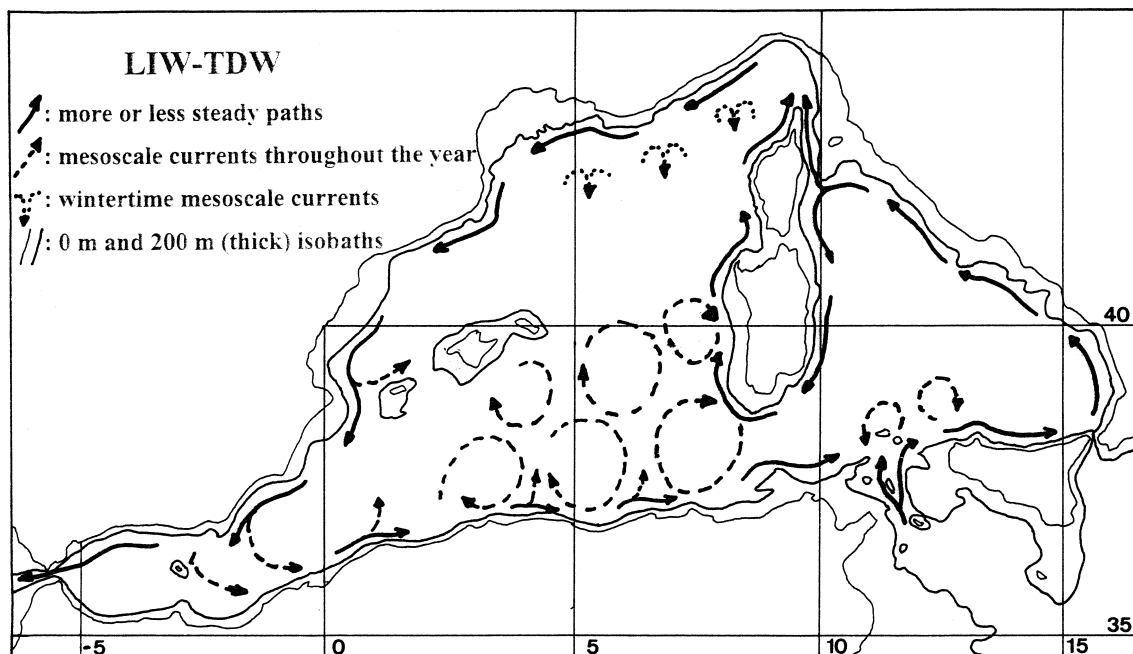


FIG. 1.3 – Circulation des Eaux Levantines d'après (Millot, 1999).

des côtes italiennes entre 200 et 800m de profondeur (figure 1.3). Cette masse d'eau est reconnaissable à sa salinité très élevée (entre 38.5 et 38.75psu). En mer Tyrrhénienne, une veine franchit le canal Corse, peu profond, alors que la majorité du flux est contraint de contourner la Sardaigne et la Corse. Ces deux veines se rejoignent en mer Ligure, pour participer à la formation du CN le long des côtes françaises et espagnoles (Conan et Millot, 1995), jusqu'au détroit de Gibraltar où elles s'écoulent principalement vers l'Atlantique. Une petite partie est cependant entraînée dans la mer d'Alboran par les MAW entrantes, suivant alors leur parcours cyclonique le long des côtes africaines. Le parcours principal de la LIW du détroit de Sicile à Gibraltar dure environ 25 ans (Herrmann, 2007).

1.2.1.3 Eaux profondes Ouest Méditerranéen WMDW

Plus en profondeur, entre 800m et 3000m, l'eau profonde Ouest Méditerranéen (Western Mediterranean Deep Water, WMDW) est formée en hiver, par convection profonde au large du GoL ou en mer Ligure (La Violette, 1995). En effet, ces deux zones sont soumises à des vents forts et secs qui refroidissent significativement la surface et provoquent une forte évaporation. L'eau dense formée coule en profondeur, avec une température caractéristique de $12.3 - 13^{\circ}C$ et une salinité d'environ 38.4psu. Le volume d'eau formée ainsi que la profondeur atteinte varie selon les hivers, en accord avec la variabilité inter-annuelle des conditions atmosphériques (Bethoux et al., 2002). La circulation des WMDW dans le bassin occidental est cyclonique (figure 1.4), longeant la pente continentale à plus de 1500m de profondeur, jusqu'à la mer d'Alboran où elle remonte, se mélangeant avec les LIW. Une partie sort alors par le détroit de Gibraltar, alors qu'une autre poursuit la route des LIW. Le temps de séjour de la WMDW en Méditerranée est d'une centaine d'années (Lacombe et al., 1981).

Par ailleurs, une partie de l'eau dense formée dans le bassin oriental cascade par le détroit de Sicile, et se mélange avec les eaux WMDW résidentes de la mer Tyrrhénienne, pour former l'eau Tyrrhénienne dense (Tyrrhenian Dense Water (TDW)), qui suit un parcours similaire à la LIW et aux WMDW (figures 1.3,1.4).

1.2.2 Courant Liguro Provençal

Le Courant Nord (CN) ou Courant Liguro Provençal correspond à la branche Nord de la circulation cyclonique de surface en Méditerranée occidentale. Il est composé de MAW et LIW mélangées, et provient de la jonction entre les courants Est et Ouest Corse en mer Ligure. Son parcours s'étend de l'Italie à l'Espagne en longeant le Golfe du Lion (GoL), suivant la pente continentale par conservation de vorticité, approximativement au niveau des isobathes 1000m – 2000m (Flexas et al., 2005). En mer des Baléares, il se sépare en deux veines : l'une longe les côtes espagnoles jusqu'en mer d'Alboran, alors que l'autre remonte vers les îles Baléares.

Le CN est un courant de densité soumis à l'équilibre géostrophique (entre les forces de pression et de Coriolis). Il est caractérisé par une signature thermique en surface, les eaux venant de la mer Ligure sont plus chaudes et mélangées que les eaux du GoL et de la plaine abyssale, soumises à des vents plus intenses (Millot et Wald, 1980; Crepon et al., 1982). Ce front de densité peut constituer une véritable barrière entre la côte et le large (Langlais, 2007).

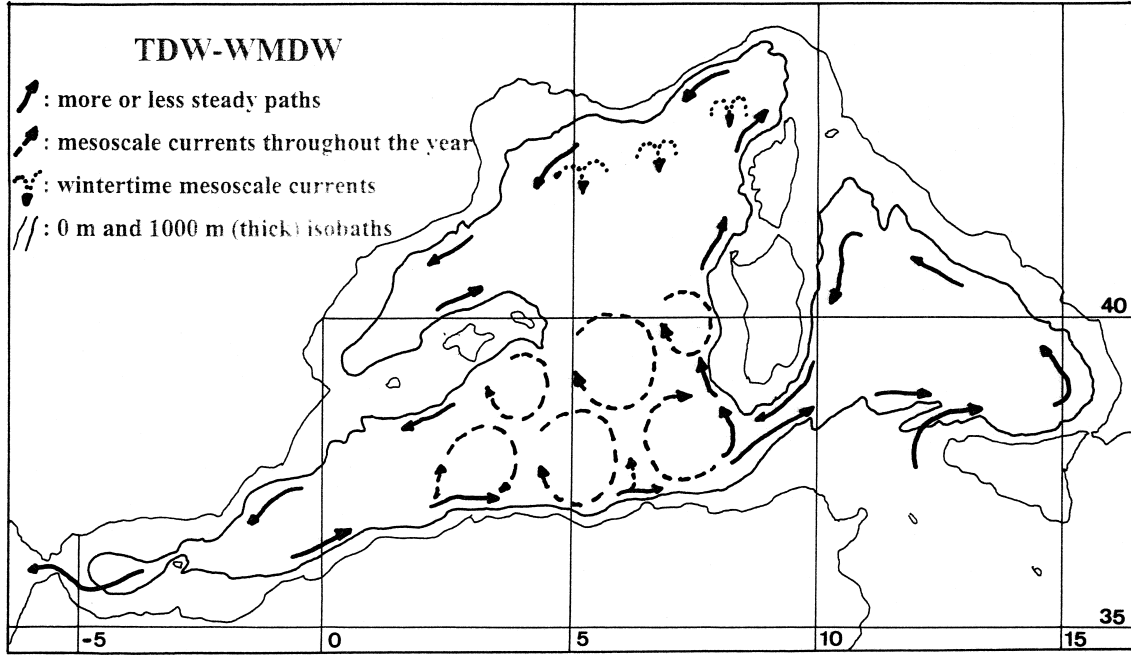


FIG. 1.4 – Circulation des masses d’eaux profondes d’après (Milot, 1999).

1.2.2.1 Variabilité saisonnière

Le CN est soumis à une importante variabilité saisonnière, qui affecte ses caractéristiques spatiales (largeur et profondeur), sa position et son flux. Son cisaillement vertical étant peu marqué, sa profondeur est définie soit par la bathymétrie (sur toute la colonne d’eau), soit par les eaux de surface MAW (Conan et Milot, 1995), soit plus récemment par des vitesses supérieures à 0.05m/s (Petrenko, 2003). D’après de nombreuses observations (Milot et Wald, 1980; Alberola et al., 1995; Astraldi et Gasparini, 1992; Petrenko, 2003), il est large (40km), avec une profondeur inférieure à 250m et des vitesses de l’ordre de 0.2m/s du printemps à l’automne. En hiver, il est plus étroit ($25 - 30\text{km}$), plus profond (450m), plus près des côtes et plus rapide, les vitesses maximales en surface étant de $0.5 - 1\text{m/s}$. Son flux est maximum en décembre, avec des valeurs mesurées à 1.5Sv sur les premiers 300m de la colonne d’eau.

La figure 1.5 représente les vitesses géostrophiques calculées à partir des variations de la surface libre observées par satellite (AVISO, <http://www.aviso.oceanobs.com>), pour l’été 2008 et l’hiver 2008/09. Les différences d’intensité du courant selon la saison sont nettes, avec des vitesses moyennes de l’ordre de 0.25m/s en été et 0.4m/s en hiver.

La largeur du CN et sa variabilité saisonnière sont fortement liées à la stratification, résultant de l’ajustement entre les masses d’eau d’origine différente, et donc au premier rayon interne de déformation de Rossby.

Le rayon de Rossby est défini tel que $R_o = \frac{c}{|f|}$ pour des latitudes $\geq 5^\circ$ (Gill, 1982), avec c la vitesse de propagation des ondes de gravité et f le paramètre de Coriolis.

Dans le cas barotrope, pour le rayon externe : $c = \sqrt{gH}$.

Dans le cas barocline, chaque mode est associé à un rayon interne. D’après Gill (1982); Chelton et al. (1998), pour le premier mode :

$$c_1 = \frac{1}{\pi} \int_{-H}^0 N(z) dz \quad \text{avec} \quad N^2(z) = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (1.1)$$

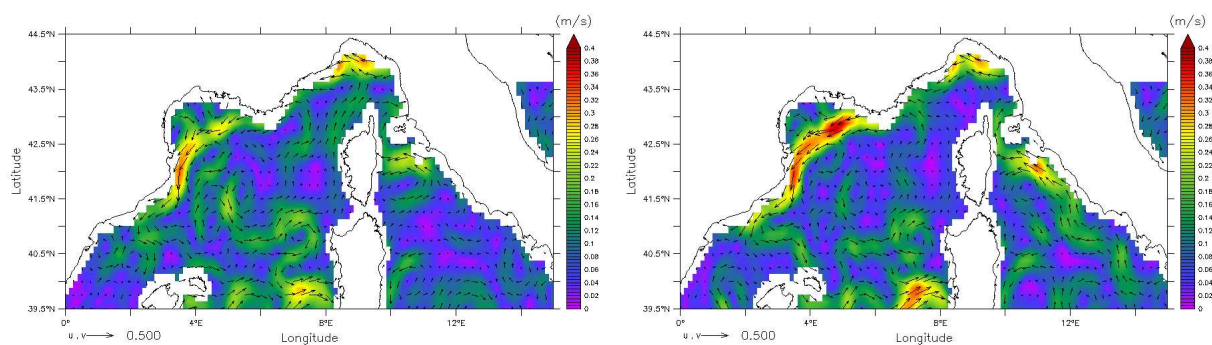


FIG. 1.5 – Vitesses géostrophiques moyennes pour l'été 2008 et l'hiver 2009, selon les données AVISO.

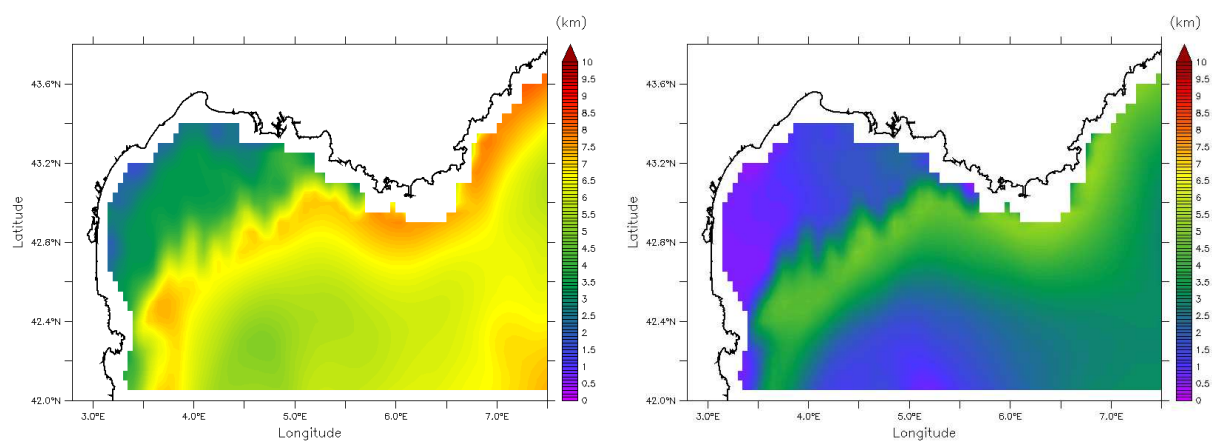


FIG. 1.6 – Rayon interne de déformation de Rossby calculé à partir des champs de température et salinité des climatologies MEDAR/MEDATLAS pour l'été et l'hiver.

$N(z)$ est la fréquence de Brunt-Vaisala, g l'accélération locale de la pesanteur, ρ la masse volumique et H la hauteur d'eau.

Ce premier mode barocline est le plus important dans le cas d'un océan stratifié, correspondant à l'échelle horizontale des processus de méso-échelles. Il permet également de vérifier la validité de l'hypothèse hydrostatique, en comparant son ordre de grandeur à l'échelle verticale (typiquement la profondeur de la thermocline) (Gill, 1982). Fondamentalement, le rayon de Rossby interne (barocline) permet de déterminer l'échelle à laquelle les effets de rotation (Coriolis) deviennent aussi importants que les effets de flottabilité.

Les valeurs de ce premier rayon barocline, calculées à partir des climatologies MEDAR/MEDATLAS (<http://modb.oce.ulg.ac.be/backup/medar/medar.html>) pour l'été et l'hiver, sont représentées figure 1.6. On observe un rayon interne sur la pente continentale de l'ordre de $7km$ en été et $5km$ en hiver. D'après Rossby, l'échelle spatiale de décroissance des vitesses du courant (ici selon y) dépend de ce rayon interne tel que $\frac{u(y)}{u_0} = e^{-y/R_o}$ avec u_0 la vitesse maximale. Si on considère un courant dont la largeur est définie par des vitesses $u(y)$ décroissant de 95% par rapport à sa vitesse maximale u_0 , on peut ainsi retrouver une largeur théorique totale du courant : $2 * y = 2 * (-\ln(0.05) * R_o)$ de $40km$ en été et $30km$ en hiver, ce qui correspond aux observations.

1.2.2.2 Instabilités

Les instabilités d'un courant, conséquence d'une perturbation de ce dernier, peuvent conduire au développement de méandres qui se propagent le long du courant et peuvent se détacher pour former des tourbillons indépendants. Ces tourbillons ont des échelles horizontales typiques de l'ordre du rayon interne de déformation de Rossby (cf sec.1.2.2.1), auxquelles l'énergie cinétique est comparable à l'énergie potentielle disponible (Gill, 1982). On distingue alors plusieurs causes d'instabilités : un cisaillement vertical des vitesses (instabilités baroclines) conduit à un transfert d'énergie potentielle du courant vers la méso-échelle ; un cisaillement horizontal des vitesses (instabilités barotropes) équivaut à un transfert d'énergie cinétique ; enfin les variations de topographie (orientation de la pente, canyons) induisent une variation de vorticité du fluide ξ selon la loi de conservation de vorticité potentielle $\frac{D}{Dt} \left(\frac{f+\xi}{H} \right) = 0$ lorsque les variations de latitude sont négligeables (ie. f constant).

Le CN présente une forte variabilité méso-échelle, spécifiquement en hiver où il est plus instable. La figure 1.7 montre un exemple de méandres le long du CN, visibles par satellite à partir de la température de surface. La propagation de méandres a été observée de nombreuses fois en mer Ligure ou au large du GoL, à l'aide d'images satellite de SST, de concentration en chlorophylle-a, ou de courantomètres (Crepon et al., 1982; Conan et Millot, 1995; Sammari et al., 1995; Flexas et al., 2002). Ces études mettent en évidence deux bandes de périodes principales : $2 - 5journ  s$ sur la couche de surface et $7 - 10journ  s$ sur toute la colonne d'eau. Selon Flexas et al. (2002, 2005), ces méandres sont liés à des instabilités baroclines et barotropes respectivement. Les échelles spatiales de ces méandres sont de quelques dizaines de kilomètres de diamètre ($30 - 80km$), avec des vitesses de propagation de l'ordre de $10km/j$.

Sammari et al. (1995) a également observé des phénomènes méso-échelle avec des bandes de fluctuation autour de $10 - 20journ  s$, qui pourraient être liés à une variation du flux moyen du courant suite à un pulse de vent.

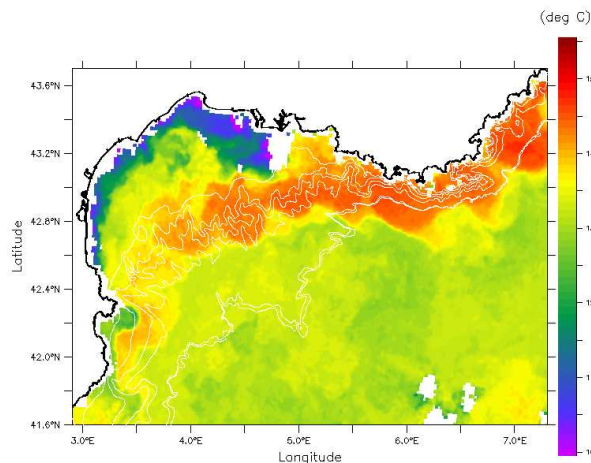


FIG. 1.7 – SST satellite (NAR/NOAA) le 13 janvier 2009 à 02h. Les isobathes 100, 200, 500, 1000, 1500, 2000 et 2500m sont représentées.

1.2.2.3 Intrusions

Comme nous l'avons déjà vu, le CN est guidé par la bathymétrie, longeant le talus continental du GoL. Cependant, une veine peut s'introduire sur le plateau, à différents endroits, en fonction des conditions de vent et de la stratification. Selon [Echevin et al. \(2002\)](#), les intrusions sont facilitées lorsque le courant est fortement stratifié, en particulier lorsque la pycnocline est peu profonde. Dans le cas inverse, le talus continental formerait une véritable barrière. Il peut également s'agir soit d'un empiètement sur le plateau, soit d'un méandre du CN, soit de sa veine principale. L'hypothèse selon laquelle ces intrusions sont liées à un bilan en volume d'eau ([Estournel et al., 2003](#); [Petrenko, 2003](#); [Petrenko et al., 2005](#)), favorisées lors de déficits d'eau sur le plateau, a été réfutée par [Gatti \(2008\)](#).

A l'aide de données satellitaires, hydrologiques ou courantologiques, éventuellement reproduites par des modèles, différents auteurs ont observé des intrusions du CN en trois sites privilégiés : à l'entrée Est, à l'Ouest et au milieu du GoL. Ces sites sont souvent caractérisés par une topographie particulière. Les intrusions à l'Est ont lieu en toute saison, préférentiellement au niveau du canyon de La Ciotat et du banc des Blauquières dans le cas d'une veine séparée, ou du canyon de Cassis et du Planier (figure 2.1) lors d'un empiètement ([Gatti, 2008](#)). Les flux maximums correspondraient à des intrusions par empiètement en automne et hiver. Différentes situations de vent peuvent être à l'origine de ces intrusions à l'Est du plateau : des vents de Sud-Est, probablement liés au transport d'Ekman vers le Nord/Nord-Est ([Auclair et al., 2001](#)), un Mistral canalisé, ou encore l'arrêt d'un fort Mistral. Dans ce dernier cas, un front thermique est formé suite au développement d'un upwelling à Cassis, qui se déplace lorsque le vent cesse, entraînant une partie des eaux de surface du CN sur le plateau par réajustement géostrophique ([Millot et Wald, 1980](#); [Millot, 1990](#)). À l'Ouest et au centre, [Estournel et al. \(2003\)](#) et [Petrenko \(2003\)](#); [Petrenko et al. \(2005, 2008\)](#) suggèrent que ces intrusions sont liées à la circulation barotrope du GoL sous des régimes de vents particuliers. En effet une circulation en double gyre lors d'une combinaison de Mistral et Tramontane favoriserait

les entrées d'eau au centre, alors qu'une circulation anticyclonique, conséquence d'une Tramontane homogène, entraînerait une veine du CN à l'Ouest du plateau.

2.1 Situation géographique

Le Golfe du Lion (GoL) est le plus grand plateau continental de la Méditerranée Nord Occidentale. Il s'étend de Marseille à Cap Creus, et présente une forme semi-circulaire,

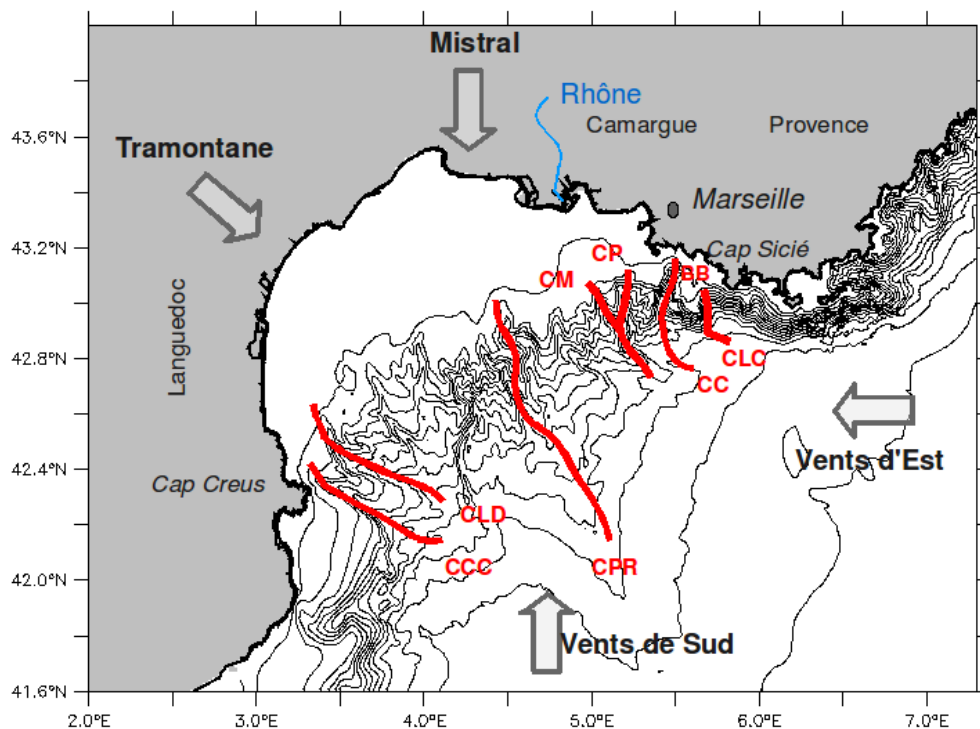


FIG. 2.1 – Golfe du Lion : secteurs de vents principaux, Rhône, principaux canyons en rouge : canyon de cap Creus (CCC), canyon de Lacaze-Duthiers (CLD), canyon du Petit Rhône (CPR), canyon de Marseille (CM), canyon du Planier (CP), canyon de Cassis (CC), canyon de La Ciotat (CLC), banc des Blauquières (BB). Les isobathes de 100m à 2500m sont superposées.

approximativement sur 250km d'Est en Ouest et sur 150km du Nord au Sud (fig.2.1). Sa profondeur moyenne est de 90m entre la côte et sa délimitation au Sud constituée d'un talus abrupt aux environs des isobathes 160 – 200m. Cette pente continentale représente une frontière entre le GoL et la plaine abyssale d'une profondeur de plus de 1500m. Cependant, sa topographie est très accidentée, en particulier par de nombreux canyons qui cisailent le talus (figure 2.1).

L'hydrodynamique du GoL est principalement influencée par les forçages atmosphériques, les apports fluviaux (en particulier le Rhône), ou encore les intrusions du Courant Nord.

2.2 Conditions de vent

2.2.1 Régimes dominants

2.2.1.1 Mistral et Tramontane

Le Mistral et la Tramontane sont deux vents synoptiques d'origine similaire : une dépression venant de l'Atlantique traverse la France vers l'Est, jusqu'au golfe de Gênes ou à la mer Tyrrhénienne, tandis qu'un anticyclone aborde l'Espagne et le sud-ouest de la France (figure 2.2). Cette situation, la plus courante, engendre des flux de masse d'air froid, canalisés par les montagnes. Le Mistral est accéléré par le couloir Rhodanien (de dimensions $\sim 200 * 60km$), ayant donc une composante principalement Nord, alors que la Tramontane souffle de secteur Ouest à Nord-Ouest en descendant entre les Pyrénées et les monts du sud du Massif central. Ces vents sont souvent simultanés, froids en hiver, secs et violents, pouvant apparaître en toute saison jusqu'à des centaines de kilomètres de la côte (Jansa, 1987). Ils sont souvent associés à un ciel dégagé. Ils soufflent par rafales pouvant dépasser les 25m/s, avec des vitesses moyennes élevées dans la journée (10 – 15m/s en été, plus en hiver (Millot, 1990)) qui décroissent sensiblement la nuit. Le Mistral présente d'importantes variabilités temporelles, de quelques heures à quelques jours, et spatiales, jusqu'à une échelle locale de 10km où il interagit avec les brises thermiques (Guenard et al. (2005), Bastin et al. (2006)). Étant un vent froid, sec et fort, il favorise également les échanges de flux air-mer (Flamant, 2003).

Ces vents continentaux constituent les principaux forçages pour la dynamique des masses d'eau du GoL, de par leurs fortes intensités et durées, leurs directions très spécifiques et le cisaillement horizontal qui les caractérise. La section 2.3 décrit les processus hydrodynamiques majeurs engendrés sur le GoL.

2.2.1.2 Vent de mer

Le vent de mer (appelé communément le Marin) est généralement de secteur Sud ou Sud-Est. Il est associé à l'arrivée du front chaud d'une dépression sur la région. Il est moins fréquent et moins fort que les vents continentaux et souffle essentiellement en automne et au printemps. Cependant, il peut être ponctuellement très violent lors de tempêtes (décembre 2008, avril 2010...). C'est un vent humide, souvent accompagné de couverture nuageuse et de pluie, ainsi que d'une forte houle.

2.2.2 Brises thermiques

Le phénomène de brises thermiques résulte d'un réchauffement différent entre la terre et la mer (figure 2.3). Ce processus apparaît essentiellement en été près des côtes, pouvant

tout de même s'étendre vers le large jusqu'à une centaine de kilomètres. Il est associé à une fréquence diurne. Pendant le jour, la terre absorbe plus rapidement la chaleur que la mer, dont l'albedo et la capacité calorifique sont plus faibles et qui disperse plus rapidement l'énergie solaire reçue (mélange turbulent dû aux vents, vagues, courants ...). L'air se réchauffe alors et s'élève au-dessus de la terre, générant une cellule de convection par appel de l'air plus froid au-dessus de la mer. Ce phénomène, appelé brise de mer, a lieu en fin d'après-midi. Pendant la nuit, le phénomène s'inverse, l'air au-dessus de la terre se refroidissant plus vite : c'est la brise de terre. Ces cycles de brise peuvent avoir une forte influence sur les courants côtiers lorsque le vent synoptique est faible (Hunter et al., 2007). Leurs caractéristiques (intensité, durée, extension) dépendent de nombreux paramètres, tels les conditions de vent synoptique, l'orientation de la côte, la topographie etc... (Miller et al., 2003).

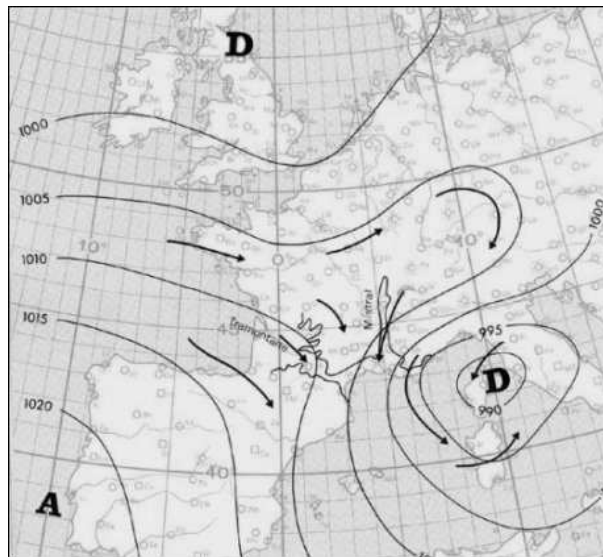


FIG. 2.2 – Carte isobarique correspondant à une situation météorologique donnant naissance au Mistral et à la Tramontane. (d'après J.P. Triplet et G. Roche, *Météorologie Générale*, Météo-France, 3ème édition, 1986.).

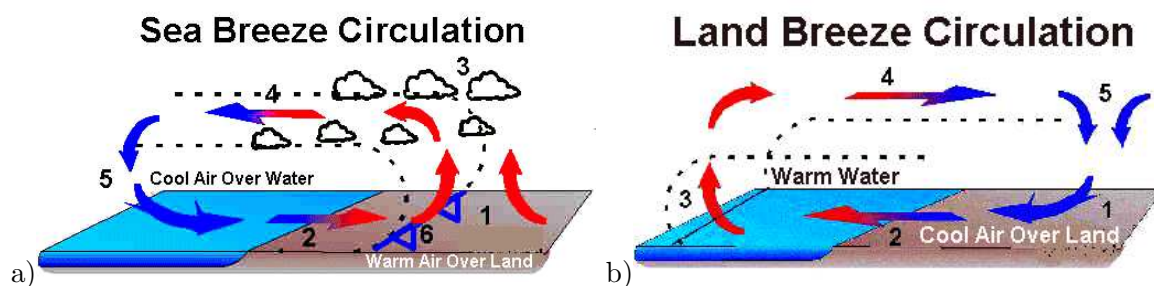


FIG. 2.3 – Schéma des brises thermiques (<http://www.islandnet.com>) : a) brise de mer, b) brise de terre.

2.3 Processus dynamiques en réponse aux conditions atmosphériques

L'hydrodynamique du plateau fait intervenir de nombreux processus physiques, présentant des échelles de variabilité spatiale et temporelle très hétérogènes, comme indiqué dans la figure 2.4a. La plupart de ces processus sont générés directement en réponse au forçage du vent, tels la circulation barotrope du plateau, certaines structures méso-échelles, les upwellings et ondes quasi-inertielles. D'autres sont fortement influencés par ces forçages, tels la position du panache du Rhône ou la formation hivernale d'eau dense. La figure 2.4b schématise quelques-uns de ces processus et leurs localisations privilégiées.

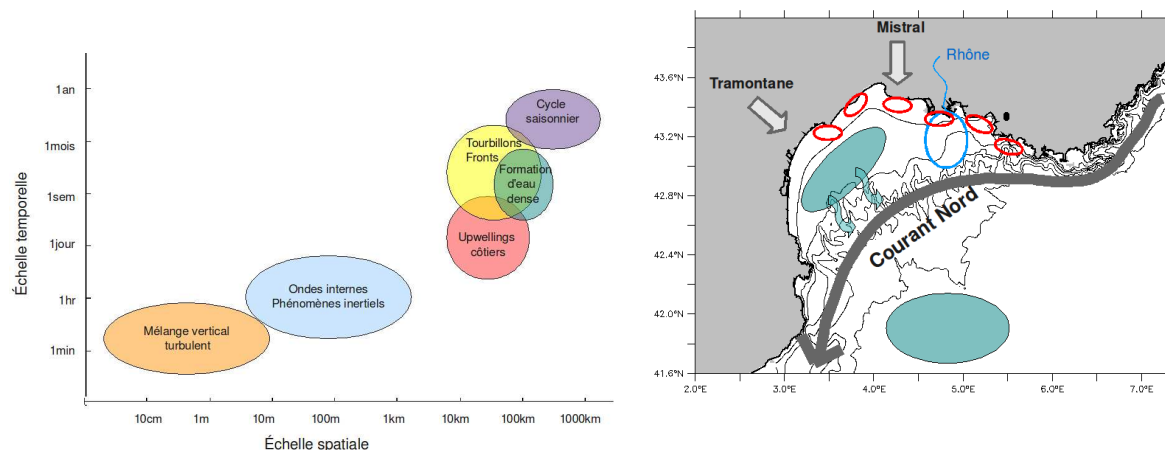


FIG. 2.4 – Golfe du Lion : a) échelles spatiales et temporelles des processus hydrodynamiques (inspiré par [Stommel \(1963\)](#); [Dickey \(1991, 2003\)](#)) ; b) localisation schématique de la zone de dilution du Rhône (ovale bleu), des cellules d'upwelling (ovales rouges, d'après [Millot \(1990\)](#)), de la zone de formation d'eau dense ([Herrmann et al., 2008a](#)) et de convection profonde ([MEDOC, 1970](#)) (ovales verts). Les isobathes de 50,100,200,500,1000 et 2000m sont tracées.

2.3.1 Circulation barotrope sur le plateau

Le GoL est peu profond et soumis à des vents continentaux forts et d'orientation très spécifique tels le Mistral et la Tramontane (cf section 2.2). [Estournel et al. \(2003\)](#) ont étudié la circulation moyennée verticalement induite par ces forçages, en conditions hivernales. Ces études académiques ont mis en évidence l'importance de l'orientation du vent et de son cisaillement horizontal par rapport au plateau. La figure 2.5 résume les résultats obtenus pour des vents idéalisés, en provenance du Nord-Ouest, et du Nord. Un vent de secteur Nord-Ouest homogène induit une circulation vers le Nord-Est, en réponse à une dépression sur toute la côte entre le Cap Créus et le Rhône. Par contre, lorsque ce vent est canalisé, correspondant alors à une Tramontane, le cisaillement génère un tourbillon cyclonique sur la partie Est du plateau. Dans le cas d'un vent uniforme de secteur Nord, le transport d'Ekman est dirigé vers l'Ouest, où un courant côtier vers le Sud est associé à un downwelling. Au Nord-Est du golfe, une circulation anticyclonique compense la divergence induite. Un Mistral cisailé conduit à un tourbillon anticyclonique en réponse

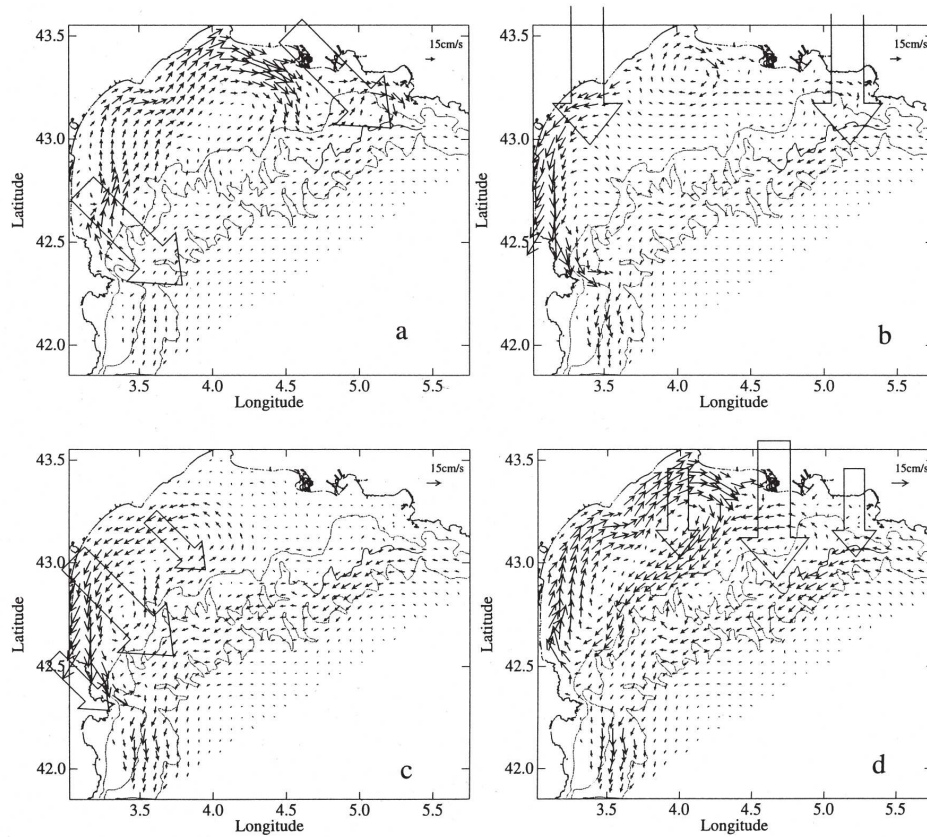


FIG. 2.5 – Courants moyennés sur la colonne d'eau pour différents forçages de vent idéalisés : a) vent homogène de secteur nord-ouest, b) vent homogène de nord, c) vent canalisé de nord-ouest (Tramontane) et d) vent canalisé de nord (Mistral) (d'après [Estournel et al. \(2003\)](#))

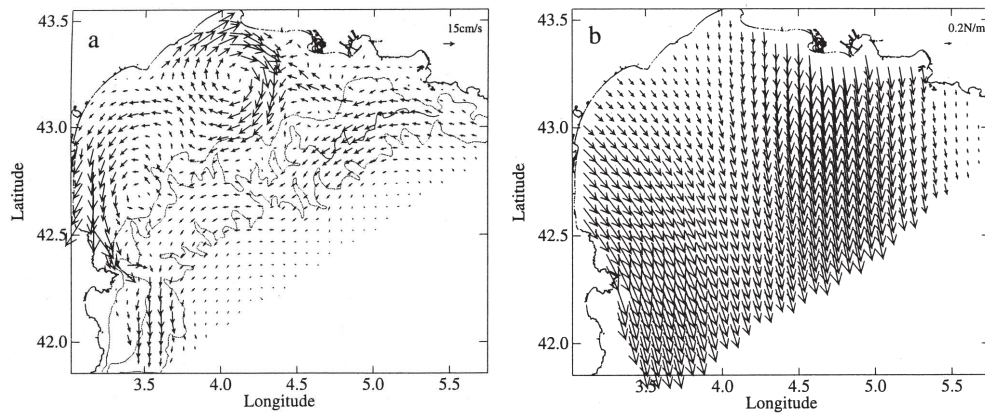


FIG. 2.6 – Courants moyennés sur la colonne d'eau pour une combinaison de Mistral et Tramontane ; champs de vent correspondant (d'après [Estournel et al. \(2003\)](#)).

au rotationnel négatif du vent. Enfin, la combinaison d'un Mistral et d'une Tramontane engendre la jonction d'une circulation moyennée sur la colonne d'eau cyclonique à l'Est et anticyclonique à l'Ouest du GoL (figure 2.6). D'après [Estournel et al. \(2003\)](#), l'extension des tourbillons vers le Sud est fortement liée à la position du talus continental.

[Petrenko et al. \(2008\)](#) ont repris des expériences numériques analogues, mais en conditions stratifiées, afin d'expliquer l'origine d'un courant barotrope vers l'Est observé au Sud du plateau par ADCP. Les résultats obtenus sont similaires, excepté pour le cas du Mistral. Lors d'un vent homogène, des structures méso-échelles apparaissent au Sud du plateau, uniquement lorsque la masse d'eau est stratifiée. Un Mistral canalisé conduit à des circulations différentes selon la stratification, mais son extension horizontale (200km et 150km respectivement) et donc son rotationnel semblent différents dans les deux articles, pouvant expliquer ces différences.

2.3.2 Activité méso-échelle

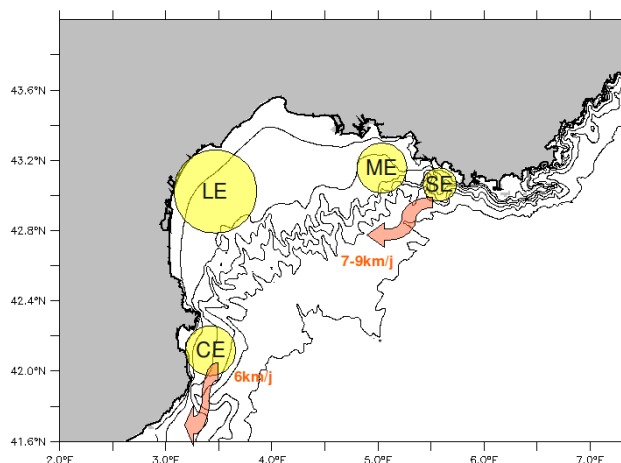


FIG. 2.7 – Schéma représentant les tourbillons méso-échelle observés dans le GoL : Latex eddy (LE), Creus eddy (CE), Sicié eddy (SE), Marseille eddy (ME). Les isobathes 50,100,200,500,1000 et 2000m sont tracées.

En complément des instabilités et des méandres du CN, l'étude de la dynamique méso-échelle du GoL s'est développée très récemment. Différents auteurs se sont concentrés sur des tourbillons isolés mais récurrents, dont l'observation a été possible grâce à des images satellite, des ADCP, des bouées dérivantes ou des radars côtiers. La figure 2.7 schématise les positions et les potentielles trajectoires de ces tourbillons, tous anticycloniques.

En 2005, [Rubio et al. \(2005\)](#) s'intéresse à un tourbillon observé sur le plateau catalan. Plusieurs hypothèses sur son lieu de génération sont émises, en particulier à l'Est ou à l'Ouest du golfe. Cette étude est poursuivie par [Rubio et al. \(2009a\)](#), statuant sur la génération et l'évolution de deux tourbillons modélisés : sous le Cap Creus et près du Cap Sicié (respectivement CE et SE sur la figure 2.7). Le premier est caractérisé par un diamètre de 25 à 40km, une extension jusqu'à 80 – 100m de profondeur, des

vitesses de surface de $0.2 - 0.3\text{m/s}$ et un coeur de faible densité. Il serait généré par le décollement au Sud du Cap Creus d'un courant côtier formé lors d'une forte Tramontane. Ensuite, le tourbillon est intensifié par processus barocline, lié à un front de densité lors de la relaxation d'un downwelling. Cette structure, une fois formée, se propage vers le Sud, correspondant alors au tourbillon observé précédemment sur le plateau catalan. Par ailleurs, à l'Est du golfe, le tourbillon SE sur la figure 2.7 a été modélisé par Rubio et al. (2009a), mettant en évidence des caractéristiques assez similaires : un diamètre de $20 - 30\text{km}$, des vitesses de surface de $0.2 - 0.3\text{m/s}$, un coeur de faible densité. Cependant, il s'étend sur $300 - 500\text{m}$ de profondeur et sa génération est attribuée à une instabilité barotrope du CN au large du Cap Sicié lors d'une intensification du courant. Il est ensuite advecté par le CN vers le Sud-Ouest, à une vitesse de $7 - 9\text{km/jour}$, jusqu'à sa dissolution dans le GoL au bout de 10 à 20 jours.

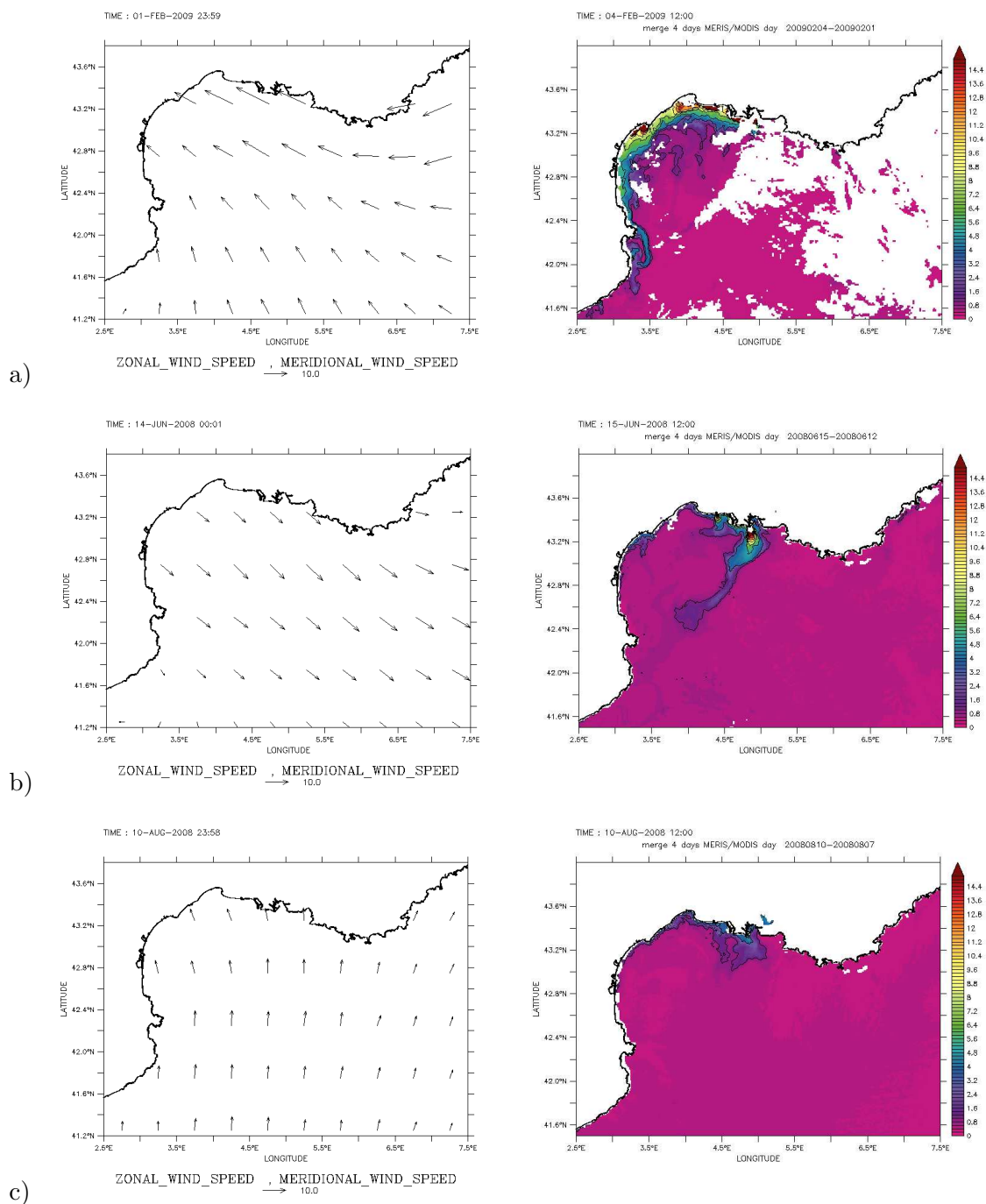
Hu et al. (2009) ont mis en évidence une structure plus large au Nord-Est du GoL (LE sur la figure 2.7) à partir d'images SeaWiFs, dont la durée de vie serait de 1 à 2 mois en été. Des études de sensibilité à différentes paramétrisations d'un modèle hydrodynamique (SYMPHONIE) ont été effectuées afin de reproduire ce tourbillon le mieux possible. Dans le cadre du projet LATEX (LAgrangian Transport EXperiment), des campagnes de mesures in situ (bouées lagrangiennes, traceurs inertes SF6 et ADCP) sont prévues afin d'améliorer les connaissances sur ce tourbillon.

Enfin, Forget et al. (2008) ont observé un tourbillon anticyclonique à partir de champs de courants de surface obtenus par radars HF (ME sur la figure 2.7). Il est caractérisé par un diamètre de $20 - 40\text{km}$, des vitesses maximales de $0.3 - 0.4\text{m/s}$, une occurrence très variable et des durées de vie de quelques jours. Allou et al. (2010) ont également détecté sa signature plus en profondeur pour certains épisodes à l'aide de mouillages de courantomètres. Ce tourbillon est plus amplement détaillé dans la partie III, en particulier ses mécanismes de génération.

2.3.3 Panache du Rhône

Les apports d'eau douce en région côtière constituent le principal forçage de flottabilité. Ces eaux désalées d'origine terrestre s'écoulent en surface, formant un panache de dilution délimité par d'importants fronts horizontaux de densité. Les régions sujettes à ce forçage ont été baptisées ROFI (Region of Freshwater Influence) (Simpson, 1997). Dans le Golfe du Lion, le mélange vertical induit par la marée étant inexistant, ces eaux légères peuvent s'étendre dans une couche de surface très loin de l'embouchure du fleuve.

Le Rhône est le fleuve le plus important du bassin Méditerranéen depuis la construction du barrage d'Assouan sur le Nil (dans les années 70). Son débit moyen est d'environ $1700\text{m}^3/\text{s}$, pouvant atteindre des valeurs de $5000\text{m}^3/\text{s}$ en période de crue. En amont de son embouchure, il se divise en deux rejets inégaux : le Grand Rhône et le petit Rhône ayant des débits 10 fois inférieurs. 90% de l'eau d'origine terrestre du GoL provient de ce fleuve, les autres fleuves se déversant dans cette région ont des débits nettement plus faibles (de l'ordre de la centaine de m^3/s), hormis en période de crue, où l'Hérault et le Vidourle en particulier peuvent atteindre des débits avoisinant les $1000\text{m}^3/\text{s}$. Le Rhône est donc également l'origine principale de nombreux apports de nutriments favorables à la production biologique.



La zone de dilution du Rhône est très dépendante des conditions météorologiques. Différentes études de mesures in situ (Broche et al., 1998; Estournel et al., 2001) ou de modélisation (Marsaleix et al., 1998; Refray et al., 2004; Ulses et al., 2005) ont permis de déterminer la position, la forme et l’extension du panache du Rhône selon la direction et l’intensité du vent. Globalement, la figure 2.8 résume quelques exemples de cas typiques, faisant correspondre les champs de vents (issus de QuikSCAT) et l’extension du panache représentée par des images de matières en suspension (composites MERIS/MODIS sur 4 jours). Lorsque le vent est faible, la force de Coriolis entraîne le panache dans à l’Ouest de l’embouchure le long de la côte. Ce jet côtier est amplifié en présence de vent d’Est (figure 2.8a), les eaux du Rhône pouvant même atteindre l’extrême Sud-Ouest du GoL. Dans ce cas, le signal de turbidité est également accentué par la remise en suspension de sédiments ou sables par la forte houle formée au large par ces vents d’Est. Le vent le plus fréquent est un Mistral et/ou Tramontane, qui permet le décollement du panache de la côte, pour l’entraîner vers le Sud/Sud-Ouest (figure 2.8b). Enfin, en présence d’un vent de Sud, les eaux fluviales sont concentrées près de l’embouchure avec une extension vers le large beaucoup plus faible (figure 2.8c).

2.3.4 Upwellings et downwellings

Selon la théorie d’Ekman, la tension du vent combinée à la force de Coriolis provoque le déplacement net des eaux perpendiculairement à la direction du vent (vers la droite dans l’hémisphère Nord). Appliquée à l’orientation du Golfe du Lion, cette théorie explique l’apparition d’upwellings le long des côtes de Provence, de Camargue et du Languedoc lors de vents de type Mistral et Tramontane. Ainsi, Millot (1979, 1990) a observé des remontées d’eau froide à l’Est du golfe, associées à des downwellings vers le Roussillon. Quant à la variabilité spatiale de ces upwellings, il a dénombré 6 cellules irrégulièrement espacées (figure 2.4), essentiellement au niveau des segments droits du trait de côte (Hua et Thomasset, 1983), très accidenté par la succession de baies et de caps. De plus, leur variabilité temporelle est également élevée : les upwellings se développent très rapidement après le début du vent, avec une diminution de la température en surface pouvant atteindre $1^{\circ}\text{C}/\text{h}$ (Alberola et Millot, 2003), alors que leur durée de vie est de quelques jours après la retombée du vent.

À l’échelle du golfe, mis à part les mouvements verticaux induits aux côtes, la circulation horizontale est également affectée. Dans la couche de surface, les eaux remontées s’étendent vers le large formant des langues d’eau froide. Près du fond, la circulation suit les isobathes vers le Nord-Est, étant alors opposée à la circulation générale (Millot, 1990).

2.3.5 Phénomènes inertiels

En condition stratifiée, des phénomènes à fréquence quasi-inertielle (période d’environ 17.5h à nos latitudes) ont été observés dans les profils de température ou de courants (Millot et Crepon, 1981; Petrenko, 2003) sur le Golfe du Lion. Ces oscillations sont des réponses aux impulsions du vent (essentiellement Mistral et Tramontane), générées soit localement soit associées à la propagation d’ondes internes. Dans ce cas, ces ondes sont générées près de la côte par le déplacement vertical de la thermocline lors de l’ajustement géostrophique. D’après Millot (1990) (figure 2.9), elles se propagent parallèlement à la direction du vent, des côtes vers le centre du GoL, avec une vitesse de phase de l’ordre du m/s .

Les ondes internes sont caractérisées par des mouvements verticaux de la thermocline

d'amplitude entre 10m et 20m sur le plateau, ainsi que par des oscillations des courants, déphasés de 180° entre la couche de surface et la couche du fond. Leurs vitesses sont de quelques dizaines de cm/s , représentant jusqu'à 2/3 des vitesses du CN dans la couche de surface d'après les campagnes de mesures de [Petrenko \(2003\)](#). En l'absence de marées, ces phénomènes sont d'une grande importance car ils génèrent un cisaillement de courant au niveau de la thermocline, qui constitue d'ordinaire une véritable barrière entre les eaux de surface et du fond.

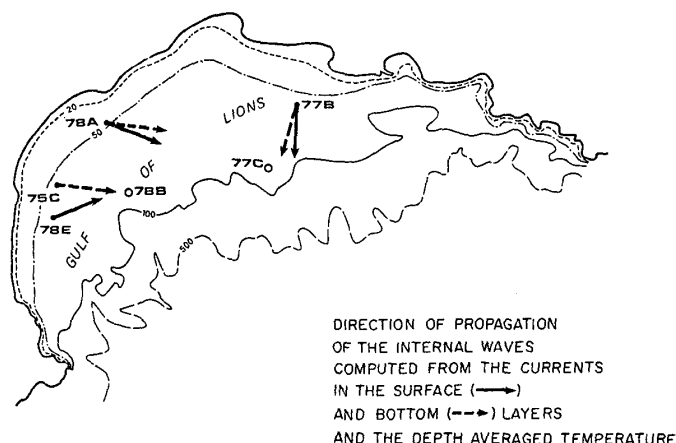


FIG. 2.9 – Direction de propagation des ondes inertielles d'après [Millot et Crepon \(1981\)](#).

2.3.6 Formation d'eau dense

Les vents continentaux qui soufflent sur le GoL (Mistral et Tramontane) sont particulièrement forts, froids et secs. En hiver, ils induisent un refroidissement des eaux de surface ainsi qu'une importante évaporation. De l'eau dense est alors formée au large du golfe dans la "zone de convection profonde" ([MEDOC, 1970](#)), mais aussi sur le plateau (figure 2.4). Dans ce cas, les eaux denses formées s'écoulent en profondeur vers le large, le long du talus continental. Ce phénomène de "cascading" s'effectue de façon privilégiée par les canyons, tels ceux de Lacaze-Duthier ou de Cap Créus ([Durrieu de Madron et al., 2005](#)). Ensuite, cette masse d'eau plonge jusqu'à ce qu'elle atteigne son équilibre hydrostatique entre 300m et 1000m, avec une forte variabilité inter-annuelle, et contribue à la formation des WIW (Winter Intermediate Water) et des WMDW (Western Mediterranean Deep Water) (cf section 1.2.1).

À l'aide d'une étude pluri-annuelle (~ 10 ans) [Langlais \(2007\)](#) a également montré l'influence des vents de Sud/Sud-Est sur la quantité d'eau dense, préalablement formée, qui s'échappe par les canyons. À plus long terme, à travers une étude sur les influences du changement climatique, [Herrmann et al. \(2008a\)](#) envisage une réduction du volume d'eau exportée vers le large, due à une intensification de la thermocline, elle-même induite par le réchauffement atmosphérique prévue au cours du XXIème siècle.

Conclusion de la partie

Cette partie a permis de résumer l'état de l'art des connaissances actuelles sur la dynamique de la Méditerranée Nord Occidentale. En complément de la circulation grande échelle, étudiée depuis de nombreuses années, de nombreux processus physiques du GoL ont été mis en évidence, observés et expliqués. Dans ce contexte, l'enjeu est dorénavant d'une part d'améliorer la compréhension qualitative et quantitative des processus d'échelles de plus en plus fines et des nombreuses interactions existantes, et d'autre part d'améliorer la modélisation numérique. À cet effet, le développement des modèles hydrodynamiques, de leurs schémas numériques, paramétrisations et systèmes d'assimilation est évidemment indispensable, mais il est également nécessaire d'optimiser les conditions limites qu'ils utilisent. Cette partie a particulièrement permis de comprendre l'importance primordiale des forçages atmosphériques et de leur variabilité quant à la physique de l'océan à différentes échelles. C'est dans ce cadre que se situe cette thèse.

À l'heure où les moyens informatiques permettent d'optimiser les temps de calculs et de stocker de plus en plus de résultats, il est désormais possible de descendre en résolution et de résoudre des échelles spatio-temporelles de plus en plus fines. L'intérêt de ce travail est essentiellement d'identifier les besoins de la modélisation hydrodynamique du GoL quant aux forçages atmosphériques et de mieux comprendre les différents mécanismes qui entrent en jeu. Dans cette étude, différents modèles météorologiques ont été testés, afin d'évaluer plus particulièrement l'impact de leurs résolutions spatiales et temporelles sur les processus hydrodynamiques méso-échelle.

Les outils utilisés sont le modèle de circulation hydrodynamique MARS3D, présenté dans la section suivante, les sorties de modèles atmosphériques MM5, ALADIN, AROME et LAMI, ainsi que de nombreuses observations satellites et in situ servant à valider et évaluer les résultats obtenus.

Deuxième partie

**Modélisation hydrodynamique :
MARS3D**

LES différentes simulations numériques présentées dans la suite de ce document ont été réalisées à l'aide du modèle de circulation océanique régionale MARS3D (Model At Regional Scale) d'IFREMER. Sa description complète est disponible dans l'article de [Lazure et Dumas \(2008\)](#). C'est un modèle à surface libre, basé sur les équations de Navier-Stokes, sous les hypothèses de Boussinesq et de l'équilibre hydrostatique. Les équations sont résolues par différences finies en coordonnées sigma, les modes barotropes et baroclines étant séparés selon la méthode de [Blumberg et Mellor \(1987\)](#), mais résolus simultanément avec le même pas de temps. Ce chapitre présente les équations de base de ce modèle, en coordonnées cartésiennes (x, y, z) pour plus de clarté, les principes de résolutions numériques et les paramétrisations possibles.

Par ailleurs, la section 3.3 est dédiée à la prise en compte des forçages atmosphériques à l'interface air-mer, en décrivant les variables concernées, leurs interprétations physiques et leurs formulations.

Dans le passé, MARS3D a été utilisé via différentes configurations, essentiellement pour la modélisation de la façade Atlantique française, et plus récemment en Méditerranée. La configuration MENOR, qui englobe la Méditerranée Nord Occidentale jusqu'à la Sardaigne, est opérationnelle depuis quelques années (résultats accessibles sur <http://www.previmer.org/>).

Différentes études, très variées, ont été menées en Méditerranée avec ce modèle. [Andre et al. \(2005, 2009\)](#) ont étudié et validé la dynamique de surface, puis se sont concentrés sur la variabilité du Courant Nord en comparant les résultats du modèle à des mesures in situ. [Rubio et al. \(2009b\)](#) ont utilisé des trajectoires de bouées lagrangiennes pour corriger le placement du courant modélisé à l'aide de MENOR. [Dufois et al. \(2008\)](#) ont couplé MARS3D à des modèles d'état de mer et de transport sédimentaire et dernièrement [Nicolle et al. \(2009\)](#) ont étudié le transport des larves d'anchois à partir des variables physiques issues de simulations de MARS3D. Ces études ont démontré la capacité de MARS3D à bien reproduire la circulation hydrodynamique à différentes échelles spatiales et temporelles, et à tester des paramétrisations spécifiques pour la Méditerranée. En définitive, ce modèle paraît adapté à la représentation de la dynamique régionale, ainsi qu'à des études de processus méso à submésos-échelle.

La section 4 décrit les implémentations mises en place pour les travaux présentés dans les chapitres suivants : une configuration idéalisée, adaptée à l'étude de processus (partie III), et une configuration haute-résolution réaliste du Golfe du Lion, afin d'étudier l'impact de différents forçages atmosphériques (partie IV).

Table des matières

Introduction	35
3 MARS3D	39
3.1 Équations	39
3.1.1 Équations primitives	39
3.1.2 Paramétrisation de la dissipation turbulente	40
3.1.2.1 Mélange vertical	40
3.1.2.2 Diffusion horizontale	40
3.1.3 Conditions limites	41
3.1.3.1 Fond et surface	41
3.1.3.2 Frontières latérales	42
3.1.3.3 Prise en compte des flux d'eau douce	42
3.2 Méthodes numériques	43
3.2.1 Coordonnées sigma	43
3.2.2 Séparation des modes barotropes et baroclines	43
3.2.3 Discrétisation spatiale et temporelle	43
3.3 Interface océan-atmosphère : prise en compte des forçages atmosphériques et de l'évaporation	46
3.3.1 Tension du vent	46
3.3.2 Flux de chaleur	46
3.3.2.1 Flux radiatifs	47
3.3.2.2 Flux turbulents	48
3.3.3 Flux d'eau douce	49
4 Implémentation des configurations	51
4.1 Configuration idéalisée adaptée à une étude de processus	51
4.1.1 Domaine et résolution	51
4.1.2 Adaptation des conditions limites	51
4.1.3 Paramétrisation	52
4.2 Configuration emboîtée du Golfe du Lion	52
4.2.1 Domaine et résolution	54
4.2.2 Emboîtement	55
4.2.3 Eau douce d'origine terrestre	56
4.2.4 Paramétrisation	57
4.2.5 Informatique	57

Conclusion	58
----------------------	----

3.1 Équations

3.1.1 Équations primitives

Comme la majorité des modèles océaniques, MARS3D est basé sur les équations primitives, à savoir :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - f v = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right) \quad (3.1)$$

$$\underbrace{\frac{\partial v}{\partial t}}_{(1)} + \underbrace{u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z}}_{(2)} + \underbrace{f u}_{(3)} = -\underbrace{\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y}}_{(4)} + \underbrace{\frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} \right)}_{(5)} \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3.4)$$

avec u, v, w les composantes du vecteur vitesse, f le paramètre de Coriolis, P la pression, ρ la masse volumique de l'eau, g l'accélération de la pesanteur et τ les tensions de Reynolds. 3.1 et 3.2 correspondent aux équations du mouvement sur l'horizontale, 3.3 sur la verticale et 3.4 représente l'équation de continuité ou de conservation de la masse. Les deux principales hypothèses prises en compte sont l'hypothèse hydrostatique (3.3) et l'approximation de Boussinesq selon laquelle la densité varie peu de sa valeur de référence : $\rho = \rho_0 + \rho'$ (avec $\rho_0 = 1027.34 \text{ kg.m}^{-3}$), ce qui permet de considérer $\rho \simeq \rho_0$ dans les équations de quantité de mouvement selon l'horizontale.

On retrouve dans ces équations les termes de variation temporelle (1), d'advection (2), de Coriolis (3), de gradient de pression (4) et de diffusion (5).

Les traceurs (C) tels la température T ou la salinité S sont soumis à l'équation d'advection/diffusion :

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial u C}{\partial x} + \frac{\partial v C}{\partial y} + \frac{\partial w C}{\partial z} = \frac{\partial F_x^c}{\partial x} + \frac{\partial F_y^c}{\partial y} + \frac{\partial F_z^c}{\partial z} + S^c - P^c \quad (3.5)$$

avec F^c les flux de diffusion, S^c et P^c les termes source et puits respectivement.

La densité ρ est calculée soit en fonction de la température, de la salinité et de leur valeur de référence (T_0 et S_0), grâce à l'équation d'état linéarisée $\rho = \rho_0(1 - \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0))$, soit en fonction de la température, de la salinité et de la pression par l'équation d'état inspirée par la formule de l'UNESCO (1981), décrite par Mellor (1991).

3.1.2 Paramétrisation de la dissipation turbulente

3.1.2.1 Mélange vertical

Les flux turbulents verticaux τ_{xz} , τ_{yz} et F_z^c dans les équations 3.1, 3.2 et 3.5 dépendent du cisaillement vertical des variables considérées :

$$\frac{\tau_{xz}}{\rho_0} = \nu_v \frac{\partial u}{\partial z} \quad \frac{\tau_{yz}}{\rho_0} = \nu_v \frac{\partial v}{\partial z} \quad F_z^c = \kappa_v \frac{\partial C}{\partial z}$$

MARS3D propose différents schémas de fermeture turbulente afin de déterminer les coefficients de viscosité et diffusion turbulente verticaux ν_v et κ_v . Ils peuvent être choisis constants (de l'ordre de $10^{-4} m^2/s$), selon la formulation de Prandtl, Quetin ou à l'aide d'un modèle de type k-l (Gaspar et al., 1990) basé sur l'évolution de l'énergie cinétique turbulente.

Concernant les travaux présentés dans cette thèse, la formulation choisie est celle de Pacanowski et Philander (1981) qui offre un bon compromis entre performance et temps de calcul. Les coefficients sont obtenus à partir du nombre de Richardson Ri qui représente le rapport entre les forces de flottabilité et de mélange proportionnellement au cisaillement vertical du courant.

$$\nu_v = \frac{10^{-2}}{(1 + 5R_i)^2} + 10^{-4} \quad \text{et} \quad \kappa_v = \frac{\nu_v}{1 + 5R_i} + 10^{-5}.$$

$$R_i = \frac{\frac{\partial b}{\partial z}}{|\frac{\partial U}{\partial z}|^2} \quad \text{avec} \quad b = -g \frac{\rho - \rho_0}{\rho_0}, \quad \text{la flottabilité.}$$

3.1.2.2 Diffusion horizontale

La diffusion horizontale est nécessaire pour représenter les processus sous-maille, non résolus par le modèle. Cette paramétrisation fait intervenir les coefficients de viscosité et diffusion turbulente horizontale ν_H et κ_H :

$$\frac{\tau_{xi}}{\rho_0} = \nu_H \frac{\partial u}{\partial i} \quad \frac{\tau_{yi}}{\rho_0} = \nu_H \frac{\partial v}{\partial i} \quad F_i^c = \kappa_H \frac{\partial C}{\partial i}, \quad \text{avec } i = x \text{ ou } y.$$

Dans la formulation choisie de Smagorinsky (Smagorinsky, 1963), ces coefficients dépendent de la taille de la maille et du cisaillement horizontal :

$$\nu_H = \kappa_H = \alpha dx dy \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}\right)^2}, \quad (3.6)$$

avec α un coefficient numérique sans dimension, à optimiser selon la configuration. Ce coefficient, de l'ordre de 0.2, permet dans la pratique d'ajuster le taille des structures méso-échelles présentes dans les résultats numériques. Pour éviter des instabilités numériques, un seuil maximum de l'ordre de $100 m^2/s$ et un seuil minimum sont généralement prescrit pour la diffusion horizontale.

3.1.3 Conditions limites

3.1.3.1 Fond et surface

- Au fond, en $z = -d$, les flux turbulents de salinité et de température sont nuls. Quant aux flux de diffusion intervenant dans les équations du mouvement, on considère qu'ils correspondent à des tensions de cisaillement sur le fond τ_{xF} et τ_{yF} .

$$\frac{\tau_{xz}}{\rho_0} = \nu_v \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\tau_{xF}}{\rho_0} \quad \frac{\tau_{yz}}{\rho_0} = \nu_v \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\tau_{yF}}{\rho_0}$$

$$F_z^c = \kappa_v \frac{\partial C}{\partial z} = 0$$

$$w = -u \frac{\partial d}{\partial x} - v \frac{\partial d}{\partial y}$$

Ces tensions sont paramétrisées par une relation quadratique de la vitesse au fond (u_F, v_F) , faisant intervenir un coefficient de transfert ou "drag coefficient" C_{dF} . Ce dernier est déterminé en supposant un profil de courant logarithmique :

$$\tau_{xF} = \rho_0 C_{dF} u_F \sqrt{u_F^2 + v_F^2} \quad (3.7)$$

$$\tau_{yF} = \rho_0 C_{dF} v_F \sqrt{u_F^2 + v_F^2} \quad (3.8)$$

$$avec \quad C_{dF} = \left(\frac{\kappa}{\log \frac{z_u}{z_0}} \right)^2 \quad (3.9)$$

avec z_0 la rugosité du fond et $\kappa = 0.41$ la constante de Von Karman.

- À la surface, en $z = \zeta$, les relations sont similaires, excepté le flux turbulent de chaleur qui est non nul, dépendant du forçage atmosphérique :

$$\frac{\tau_{xz}}{\rho_0} = \nu_v \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\tau_{xS}}{\rho_0} \quad \frac{\tau_{yz}}{\rho_0} = \nu_v \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\tau_{yS}}{\rho_0}$$

$$F_z^T = \kappa_v \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q_T}{\rho_0 C_p} \quad F_z^S = \kappa_v \frac{\partial S}{\partial z} = 0$$

$$w = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y}$$

avec Q_T la somme des flux de chaleur sensible, latente et infrarouge à l'interface et C_p la chaleur spécifique de l'eau de mer ($C_p = 3986 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$). Le flux solaire onde courte apparaîtra lui dans un terme source, distribué sur les premières couches de surface.

Les tensions de cisaillement à la surface τ_{xS} et τ_{yS} sont calculées à partir de la vitesse du vent à 10m (u_{wd} et v_{wd}), de la densité de l'air ρ_a , ainsi que d'un coefficient de transfert à la surface C_d :

$$\tau_{xS} = \rho_a C_d u_{wd} \sqrt{u_{wd}^2 + v_{wd}^2} \quad (3.10)$$

$$\tau_{yS} = \rho_a C_d v_{wd} \sqrt{u_{wd}^2 + v_{wd}^2} \quad (3.11)$$

Il existe différentes formulations pour C_d , dont les plus complexes prennent en compte la vitesse du vent et la stabilité de la colonne d'air dans la couche atmosphérique de surface (voir section 3.3.1), et les plus simples correspondent à une valeur constante de l'ordre de 10^{-3} .

3.1.3.2 Frontières latérales

En ce qui concerne les frontières ouvertes, MARS prescrit la surface libre ζ du modèle de plus grande emprise (conditions de Dirichlet). Un terme de relaxation peut être intégré afin de prendre également en compte les valeurs à la frontière du modèle emboîté en leur attribuant un poids représentatif. La condition pour les vitesses baroclines et barotropes est peu contraignante, correspondant à un gradient nul par rapport à la normale n :

$$\frac{\partial u}{\partial n} = 0 = \frac{\partial v}{\partial n}$$

La température et la salinité sont soumises à une condition "upstream" qui dépend du sens du courant normal à la frontière : les variables sont advectées dans le domaine dans le cas d'un courant entrant, ne faisant alors pas intervenir les valeurs du modèle enfant, ou relaxées vers l'extérieur du domaine dans le cas d'un courant sortant. Par exemple à la frontière Est, u étant la vitesse normale, C la température ou la salinité et C_{ext} la valeur du modèle de plus grande emprise :

$$\begin{cases} \text{si } u < 0 & C = C_{ext} \\ \text{si } u > 0 & C = (1 - \alpha)C + \alpha C_{ext} \end{cases} \quad \text{avec } \alpha = |u| \frac{dt}{dx}$$

En ce qui concerne les frontières fermées (à la côte), les vitesses sont soumises à une condition de glissement ("free-slip"), équivalente à un gradient nul pour les vitesses tangentielles.

3.1.3.3 Prise en compte des flux d'eau douce

Les flux d'eau douce provenant de fleuves interviennent dans l'équation de continuité intégrée sur la verticale au point de maille correspondant au rejet.

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} = \frac{Q}{Sd}$$

Q représente le débit du fleuve en m^3/s , S la surface horizontale de la maille, d la profondeur d'eau, $\bar{u}$ et $\bar{v}$ sont les vitesses intégrées sur la verticale. Un gradient de pression barotrope est alors créé, permettant d'introduire le flux d'eau correspondant. Par ailleurs, à ce même point de grille sont imposées une température prédéterminée et une salinité nulle. Dans le cas d'un fleuve important (le Rhône par exemple), un canal artificiel est ajouté dans la bathymétrie et le débit est alors réparti sur plusieurs mailles au bout du canal.

Un procédé identique est utilisé pour prendre en compte le bilan évaporation / précipitation, Q correspondant alors au flux d'évaporation - précipitation ($E - P$). Ensuite, lorsque la vitesse verticale est calculée, l'intégration de l'équation de continuité permet d'obtenir une vitesse non nulle en surface : $w_s = -Q/(Sd)$, ajoutée sous la forme d'un terme source.

3.2 Méthodes numériques

3.2.1 Coordonnées sigma

En ce qui concerne la discrétisation verticale, MARS est un modèle à coordonnées sigma. Le principal avantage de ces coordonnées qui suivent la topographie est de permettre une meilleure résolution dans les couches de surface et du fond, et de représenter convenablement les variations de surface libre et de bathymétrie. En revanche, cela peut entraîner des complications quant aux calculs de gradient de pression interne en présence de pentes topographiques très abruptes.

La conversion des coordonnées verticales z en σ s'effectue par la relation suivante :

$$\sigma = \frac{d(x, y) + z}{h(x, y, t)} - 1 \quad \text{avec} \quad h(x, y, t) = d(x, y) + \zeta(x, y, t). \quad (3.12)$$

où d est la profondeur et h la hauteur d'eau.

Ainsi, $-1 < \sigma < 0$ lorsque $-d(x, y) < z < \zeta(x, y, t)$.

3.2.2 Séparation des modes barotropes et baroclines

Dans MARS, la résolution numérique est basée sur la technique de séparation des modes barotropes (ou externes) et baroclines (ou internes) (Blumberg et Mellor, 1987). En effet, les ondes de gravité externe, liées au gradient de pression atmosphérique et à la surface libre, se propagent très rapidement, imposant un pas de temps très petit pour leur résolution. Au contraire, les ondes de gravité interne, dites baroclines, nécessitent une bonne résolution verticale mais se propagent moins rapidement. La plupart des modèles numériques séparent ces deux modes avec une formulation explicite du mode externe, en utilisant des pas de temps de calcul différents. Ceci impose un pas de temps pour le mode barotrope d'autant plus petit que les ondes de gravité se propagent vite.

L'originalité de MARS3D est d'utiliser une résolution semi-implicite, ce qui permet de considérer un pas de temps identique pour les deux modes (Lazure et Dumas, 2008).

Concrètement, la séparation des modes est basée sur l'ajout d'un jeu supplémentaire d'équations et de variables par intégration sur la verticale des équations primitives. Ce nouveau jeu d'équation décrit le mode externe et permet de calculer les courants barotropes $\bar{u}$ et $\bar{v}$ et l'élévation de la surface libre ζ qui sert ensuite dans le calcul du gradient de pression dans les équations primitives :

$$-\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial i} = \underbrace{-\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_a}{\partial i}}_{(\text{barotrope})} - g \frac{\partial \zeta}{\partial i} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial i} \int_z^\zeta b dz'}_{(\text{barocline})}, \quad \text{avec } i = x \text{ ou } y.$$

En retour, la résolution des équations primitives permet la prise en compte des fluctuations de courants sur la verticale dans l'évaluation de la diffusion horizontale des quantités de mouvement intégrées, et la connaissance du courant près du fond est utilisée pour évaluer l'effet du frottement sur le mouvement intégré.

3.2.3 Discrétisation spatiale et temporelle

Les équations du modèle sont résolues par la méthode des différences finies sur une grille C de type Arakawa (Arakawa et Lamb, 1977) présentée sur la figure 3.1. Sur le plan horizontal, les variables d'un même indice (i, j) peuvent être décalées. Ainsi la surface

libre et les traceurs (température et salinité) sont calculés au centre de la maille, alors que les vitesses zonales et méridiennes sont décalées respectivement de $dx/2$ et $dy/2$. Sur le plan vertical, les vitesses horizontales et les traceurs sont calculés au niveau " σ ", les vitesses verticales décalées de $d\sigma/2$.

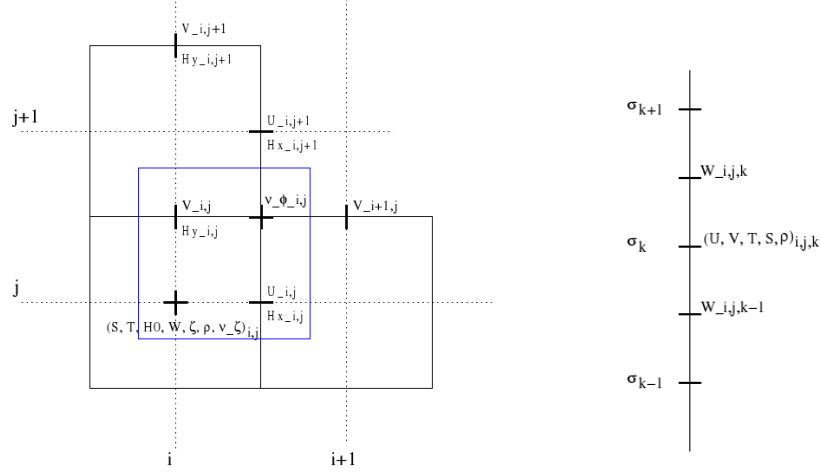


FIG. 3.1 – Discretisation spatiale : horizontale (grille C Arakawa) et verticale.

MARS3D utilise un schéma ADI (Alternating Direction Implicit ([Leendertse et Gritton, 1971](#))) pour la discretisation temporelle (fig. 3.2) : à un instant t_n , les variables $\zeta, \bar{u}$ sont calculées à partir des équations du mode externe et u à partir du mode interne, le tout résolu ligne par ligne avec un schéma partiellement implicite pour les dérivées en x . Ensuite, à $t_{n+1/2}$, le calcul concerne les variables $\zeta, \bar{v}$ et v , résolues colonne par colonne avec un schéma partiellement implicite pour les dérivées en y . A chaque demi pas de temps, une méthode itérative décrite par [Lazure et Dumas \(2008\)](#) permet de vérifier la condition de convergence entre les modes externes et internes, qui pourrait être détériorée par des erreurs de troncature ou de diffusion numérique. Lorsque cette condition est vérifiée sur tout le domaine, les vitesses verticales puis les traceurs sont calculés à partir des équations de continuité du mode interne et d'advection/diffusion.

Grâce à l'utilisation du schéma de type ADI ([Leendertse et Gritton, 1971](#)), MARS stable et rapide, n'étant pas soumis au critère de stabilité linéaire CFL (Courant-Friedrichs-Lewy) basé sur la célérité des ondes barotropes lorsqu'une résolution explicite du mode externe est considérée ($\frac{\sqrt{gH}\Delta t}{\Delta x} < 1$). Cela permet d'optimiser les temps de calcul en utilisant un pas de temps adaptatif, qui doit vérifier un critère de stabilité empirique moins contraignant :

$$\frac{\max(u, v)\Delta t}{\Delta x} < 0.6$$

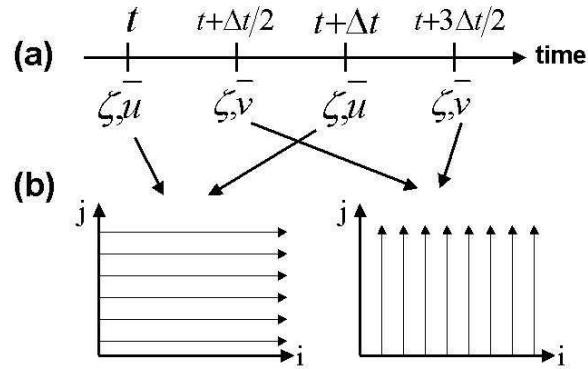


FIG. 3.2 – Schéma temporel ADI.

Récemment (version V8), ce schéma a été légèrement modifié par l'introduction entre autre d'une estimation explicite du courant dans la direction transverse à la résolution semi-implicite. Cet ajout améliore nettement la stabilité numérique du schéma temporel qui est moins dispersif et autorise la prescription d'une viscosité nominale beaucoup plus faible voire nulle. La conséquence principale est l'apparition dans les simulations d'échelles spatiales plus petites et plus persistantes.

3.3 Interface océan-atmosphère : prise en compte des forçages atmosphériques et de l'évaporation

Les conditions atmosphériques influent significativement sur la dynamique des océans, tant par les tensions engendrées par le vent que par la chaleur apportée qui induit une circulation thermohaline. L'idéal serait de considérer un système couplé qui prendrait également en compte les rétroactions de l'océan sur l'atmosphère. Cependant, cela reste très coûteux et difficile à mettre en place. Ainsi, MARS3D est forcé en "one way", par des sorties de forçages atmosphériques opérationnels qui ne prennent pas en compte les variables de surface issues du modèle hydrodynamique.

Nous avons vu dans la section précédente que MARS3D utilise différentes données atmosphériques pour résoudre les conditions limites de surface, à savoir les tensions du vent, les flux de chaleur, d'évaporation et les précipitations. Elles ne sont pas directement fournies par les forçages météorologiques, mais déterminées dans MARS à partir de formules Bulk qui les relient à des variables connues. Cette section décrit leurs formulations et paramétrisations.

3.3.1 Tension du vent

Les conditions limites de surface ont été décrites dans la section 3.1.3.1, rappelant la formule des composantes de tension de vent en fonction des vitesses du vent à 10m fournies par les modèles météorologiques (3.11). Les coefficients de transfert intervenant dans ces expressions peuvent être paramétrisés de différentes façons. La figure 3.3 résume les valeurs obtenues en fonction de la vitesse du vent d'après les formulations disponibles dans le code MARS3D : Large et Pond (1981), Smith et Banke (1975), et Geernaert et al. (1987).

Soit $U = |\sqrt{u^2 + v^2}|$ l'intensité du vent à 10 m :

$$\begin{cases} C_d = 1.2 \cdot 10^{-3} \\ \text{Large et Pond : } C_d = 10^{-3}(0.49 + 0.065U) & \text{si } U > 11 \text{ m/s} & \text{sinon } C_d = 1.2 \cdot 10^{-3} \\ \text{Smith et Banke : } C_d = 10^{-3}(0.63 + 0.066U) \\ \text{Geernaert : } C_d = 10^{-3}(0.43 + 0.097U) \end{cases}$$

Dans toutes ces formulations, les valeurs de C_D augmentent avec l'intensité du vent à partir de 10m/s. Pour des vents faibles, le coefficient est soit constant, soit inférieur à 1 pour les deux dernières formulations. Par ailleurs, en plus de la vitesse du vent, la stabilité de la colonne d'air peut influencer les tensions à la surface. D'autres formulations existent, prenant alors également en compte la différence de température entre la terre et la mer (Andre, 2007). Ces formulations sont toujours débattues par la communauté et le choix dépend également du modèle atmosphérique à l'origine des vitesses de vent.

3.3.2 Flux de chaleur

Le flux de chaleur à l'interface air-mer Q_T intervient dans l'équation d'advection/diffusion de la température pour la condition limite à la surface (3.10). Il s'agit d'un flux net (en K^{-1}), correspondant à la somme des flux infrarouges de grandes longueurs d'ondes Q_{lw} , de chaleur latente Q_{la} et de chaleur sensible Q_{se} . Par convention, on considère un flux positif comme provenant de l'atmosphère vers l'océan. Le flux solaire courtes longueurs d'ondes Q_{sw} apparaîtra lui dans un terme source.

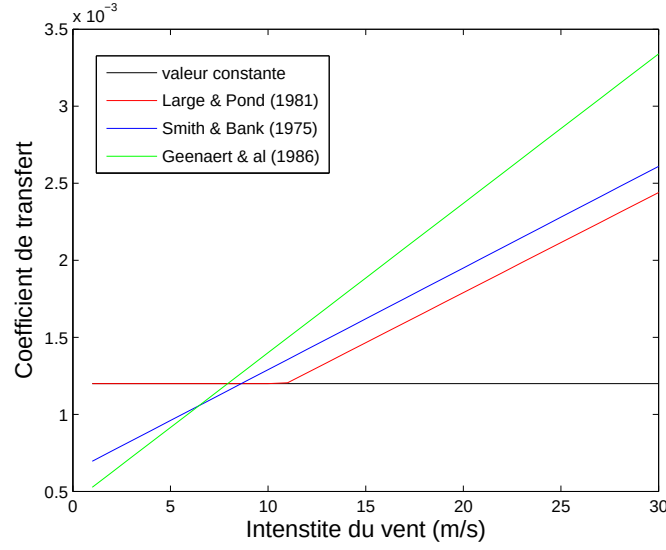


FIG. 3.3 – Différentes formulations pour le coefficient de transfert à la surface C_D en fonction de la vitesse du vent.

$$Q_T = \underbrace{Q_{lw}}_{\text{flux radiatifs}} + \underbrace{Q_{la} + Q_{sc}}_{\text{flux turbulents}}$$

3.3.2.1 Flux radiatifs

Les flux radiatifs sont souvent fournis par les modèles atmosphériques, et non recalculés par les modèles hydrodynamiques.

Le flux solaire Q_{sw} représente le rayonnement solaire absorbé à l'interface air/mer. Il est réparti sur les différentes couches de surface de l'océan et décroît exponentiellement avec la profondeur, en fonction d'un coefficient d'extinction. Typiquement, dans les configurations utilisées, ce coefficient est constant, de l'ordre de 0.1. La chaleur apportée par les flux solaires est alors absorbée à 63% dans les 10 premiers mètres, 95% dans les 30 premiers mètres.

Ce flux Q_{sw} dépend de l'énergie solaire incidente Q_I qui varie avec la couverture nuageuse et de l'albédo $\alpha = 0.06$.

$$Q_{sw} = (1 - \alpha)Q_I$$

Ce flux retranscrit les cycles saisonniers et diurnes de l'atmosphère à l'océan, d'où la nécessité d'une représentation temporelle appropriée. De plus, il fournit la plus grande proportion de chaleur à l'océan, variant entre 0 et $900W/m^2$ sur le Golfe du Lion.

Le flux infrarouge de grande longueur d'onde Q_{lw} correspond à la chaleur relative restituée par l'océan : la différence entre le flux descendant Q_A (flux de chaleur rayonné par l'atmosphère vers la mer) et le flux ascendant (flux de chaleur rayonné par la surface de la mer en direction de l'atmosphère). Ce dernier est déterminé selon la loi de Stefan-Boltzmann qui attribue à la mer les propriétés d'un corps noir :

$$Q_{lw} = Q_A - \sigma SST^4$$

où σ est la constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5.67.10^{-8} W.m^{-2}.K^{-4}$.)

Dans le GoL, ce flux a une moyenne de $-50 W m^{-2}$, indiquant ainsi une perte de chaleur par l'océan.

C'est principalement dans cette formule qu'intervient la rétroaction de l'océan vers l'atmosphère, via la SST. MARS3D utilise directement les flux Q_{lw} issus des modèles atmosphériques, qui utilisent alors des SST de climatologies ou d'observations satellitales. Ces flux dépendent alors d'une température de surface différente de celle calculée par le modèle hydrodynamique. D'autres modèles océaniques calculent a posteriori ces flux à partir des flux descendants Q_A et de leur SST, ce qui est plus consistant, mais peut poser problème en cas de biais importants entre la réalité et la SST modélisée.

3.3.2.2 Flux turbulents

Les flux turbulents sont calculés a posteriori par MARS, en prenant en compte certaines variables des forçages atmosphériques. Le flux de chaleur latente Q_{la} représente la chaleur perdue par évaporation ou gagnée lorsque la rosée se condense sur la surface de la mer. La chaleur sensible Q_{se} est la composante turbulente des échanges de chaleur liée à la différence de température entre l'air et la mer, correspondant à un échange de chaleur avec l'atmosphère par contact (phénomènes de conduction et convection). Les relations sont définies par les formules Bulk, considérant les paramètres de l'écoulement moyen de la couche limite océan/atmosphère :

$$\begin{aligned} Q_{la} &= \rho_a L_v C_E U (q_s - q_a) \\ Q_{se} &= \rho_a c_{pa} C_H U (T_s - T_a) \end{aligned}$$

avec q_s et q_a l'humidité spécifique de l'air à la surface de la mer et à la hauteur de référence, T_s la SST et T_a la température de l'air à la hauteur de référence. Les constantes $\rho_a = 1.25 kg.m^{-3}$, $L_v = 2.5.10^6 .J.kg^{-1}$ et $c_{pa} = 1005 J.kg^{-1}.^{\circ}C^{-1}$ représentent respectivement la densité de l'air, la chaleur latente d'évaporation de l'eau et la chaleur spécifique de l'air à pression constante. Les nombres de Dalton C_E et de Stanton C_H sont à nouveau des coefficients de transfert. Tout comme C_D qui apparaît dans la paramétrisation de la tension du vent (section 3.3.1), différentes formules existent pour calculer les valeurs de ces coefficients.

L'humidité spécifique q est calculée à partir de la pression de vapeur e (Luyten et De Mulder, 1992) :

$$q = \frac{0.62e}{P_{a0} - 0.38e}$$

À la surface de la mer, e_s dépend de la température de l'eau, et pour le calcul à la hauteur de référence, $e_a = rh.e_s$ (Gill, 1982). Ces formulations font intervenir des variables atmosphériques qui proviennent des modèles météorologiques : la température et l'humidité relative (rh) de l'air (habituellement à 2m), la pression de l'air à la surface et la vitesse du vent à 10m.

3.3.3 Flux d'eau douce

Le flux d'eau douce en surface est déterminé par le bilan d'évaporation-précipitation ($E - P$) avec $E = Q_{la}/(\rho_a L_v)$, l'évaporation déterminée par MARS3D et les précipitations P fournies par le forçage atmosphérique. La mer Méditerranée est caractérisée par une évaporation importante, avec une moyenne d'un mètre d'eau évaporée par an, d'où sa salinité très élevée.

4.1 Configuration idéalisée adaptée à une étude de processus

L'étude de processus présentée au chapitre III a nécessité la mise en place d'une configuration appropriée. L'objectif est de tester l'influence respective des forçages régionaux sur une configuration académique du GoL, tels le frottement du vent, la bathymétrie, le Courant Nord et l'apport d'eau douce du Rhône. Les conditions limites sont donc idéalisées et ne proviennent pas directement d'un modèle hydrodynamique de plus grande emprise. Cette section décrit les différentes adaptations et les choix qui ont été réalisés, en ce qui concerne l'extension du domaine, la bathymétrie, la formulation des conditions limites et les paramétrisations.

4.1.1 Domaine et résolution

La zone d'étude est principalement la partie Est du Golfe du Lion et plus précisément la baie de Marseille. Cependant, la dynamique du plateau doit être considérée dans sa globalité, afin de prendre également en compte la circulation barotrope résultant des forçages atmosphériques et les apports d'eau douce par le Rhône. Les intrusions du Courant Nord à l'Est du plateau ne peuvent pas non plus être négligées, imposant alors un domaine élargi qui inclut la circulation générale.

Par ailleurs, la grille a été agrandie afin d'éloigner les frontières latérales de la zone d'intérêt. La figure 4.1 donne un aperçu de l'extension du domaine, et met en évidence les lissages de la bathymétrie aux frontières Est, Ouest et Sud du domaine (fig. 4.1a) par rapport à la topographie réaliste utilisée pour la configuration MENOR (fig. 4.1b). Les différences sont visibles pour les grandes profondeurs ($> 2000m$) et aux extrémités (les îles Baléares sont retirées), par contre le trait de côte et le golfe sont inchangés. Considérant les dimensions du domaine, les outils informatiques locaux et la puissance de calcul disponibles, la résolution horizontale choisie est de $1.2km$ avec 30 niveaux verticaux, correspondant à une grille de $481 * 462 * 30$ mailles. Cette discrétisation horizontale de $1.2km$ est également acceptable par rapport au premier rayon interne de déformation calculé section 1.2.2.1 et aux dimensions des structures généralement observées dans le GoL.

4.1.2 Adaptation des conditions limites

Aux frontières ouvertes, les conditions limites par défaut de MARS sont basées sur une prescription de la surface libre. Or, pour l'étude académique, nous avons adopté une configuration non emboîtée, qui permet d'imposer une dynamique aux frontières si nécessaire (en l'occurrence à l'Est pour l'entrée du CN) mais qui autorise également la

sortie libre d’ondes générées à l’intérieur du domaine. À cet effet, il a fallu modifier la formulation de la condition Ouest (sortie du CN). Le choix s’est porté vers une condition de radiation de type Sommerfeld ([Blayo et Debreu, 2005](#)) sans terme de rappel, qui, contrairement aux conditions de type Flather ou caractéristiques, ne nécessite aucune information en provenance d’un modèle ”parent” :

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} + c \frac{\partial \Phi}{\partial n} = 0$$

où ϕ est la variable transportée, n la normale à la frontière et c une célérité.

Orlanski a développé une formulation adaptative de la célérité, mais, considérant la surface libre comme variable Φ , nous avons choisi $c = \sqrt{gH}$. La figure 4.2 illustre la sortie du Courant Nord à la frontière Ouest du domaine à la fin du spin-up d’un mois. On peut constater que le gradient de surface libre par rapport à la latitude reste constant et aucune perturbation ou réflexion du champ de vitesse barotrope n’est générée à la frontière.

Les OBC à l’Est et au Sud restent inchangées par rapport au code de référence : prescription de la surface libre, avec un terme de relaxation (0.9 à l’Est, 0.5 au Sud), et gradient de vitesse nul. Quant à la température et la salinité, la condition ”upstream” est également conservée ([3.1.3.2](#)).

4.1.3 Paramétrisation

L’utilisation de simulations académiques permet de perturber une dynamique stable, représentative de la zone, à l’aide de forçages atmosphériques violents et impulsifs. Le but est de pouvoir différencier les influences respectives de chaque forçage sur la circulation hydrodynamique. Cependant, le danger est de déséquilibrer trop brutalement la dynamique et de générer des instabilités numériques. Ainsi, la paramétrisation des termes de viscosité horizontale a été ajustée expérimentalement. Après différents essais, un coefficient de $\alpha = 0.2$ s’est imposé pour la formulation de Smagorinsky (équation 3.6 dans la section 3.1.2.2) avec un minimum fixé à $\nu_H = 20m^2s^{-1}$ pour le terme de viscosité horizontale. Par ailleurs, une couche éponge conséquente a été rajoutée aux frontières ouvertes, consistant en une augmentation progressive de ν_H et κ_H sur 50 mailles, atteignant des valeurs de $700m^2s^{-1}$ aux extrémités du domaine, afin de pallier d’éventuelles instabilités aux conditions limites. Le forçage du vent est nul près des frontières ouvertes, limité à l’intérieur du domaine (lon=2.5 – 6.5E, lat=39.5 – 43.5N.). En ce qui concerne les coordonnées sigma, le principal inconvénient concerne le calcul des gradients de pression interne, pouvant être sources d’erreurs significatives, les niveaux n’étant pas à la même profondeur pour des points (i,j) adjacents. La formulation de [Shchepetkin et McWilliams \(2003\)](#) permet de réduire ces biais potentiels.

4.2 Configuration emboîtée du Golfe du Lion

La partie IV présente les résultats d’une étude concernant l’influence des forçages atmosphériques sur la modélisation hydrodynamique du GoL. À cet effet, la configuration mise en place est réaliste, haute-résolution, forcée aux conditions limites latérales par les sorties du modèle opérationnel MENOR, et à la surface par les sorties de modèles atmosphériques. Cette section décrit et explique les choix retenus pour cette configuration emboîtée du Golfe du Lion.

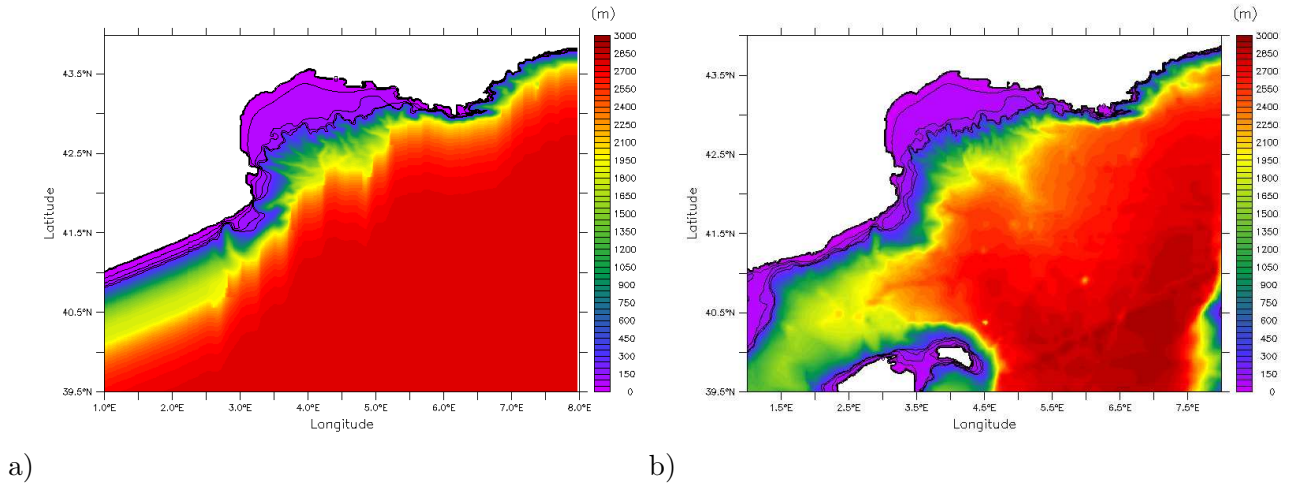


FIG. 4.1 – a) Bathymétrie idéalisée. b) Bathymétrie correspondante issue de MENOR. Les contours représentent les isobathes 50,100,150 et 200m.

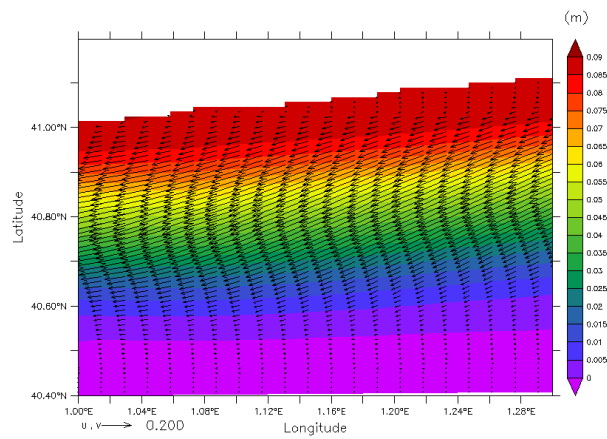


FIG. 4.2 – OBC Ouest après 1 mois de spin up : surface libre et vitesses barotropes correspondant à la sortie du CN.

4.2.1 Domaine et résolution

Le domaine choisi s'étend de la frontière espagnole à l'Italie (longitude 2.9°E - 7.3°E , latitude 41.6°N - 43.7°N). La résolution horizontale est de 400m, avec 30 niveaux sigma sur la verticale, correspondant à une grille de $600 \times 898 \times 30$ noeuds. Cette haute résolution est maintenant possible grâce aux outils de calculs disponibles à IFREMER et permet d'obtenir une très bonne représentation des processus petite échelle. La figure 4.3 met en évidence la répartition irrégulière des niveaux sigma, significativement plus rapprochés à la surface et au fond. Deux sections différentes ont été choisies : sur le plateau où la profondeur est faible (figure de gauche), les niveaux sont alors très rapprochés (quelques centimètres en surface) ; sur la plaine abyssale (figure de droite), avec au maximum des écarts d'une centaine de mètres entre deux niveaux. Ce choix de 30 niveaux paraît raisonnable pour la modélisation de la dynamique sur le plateau.

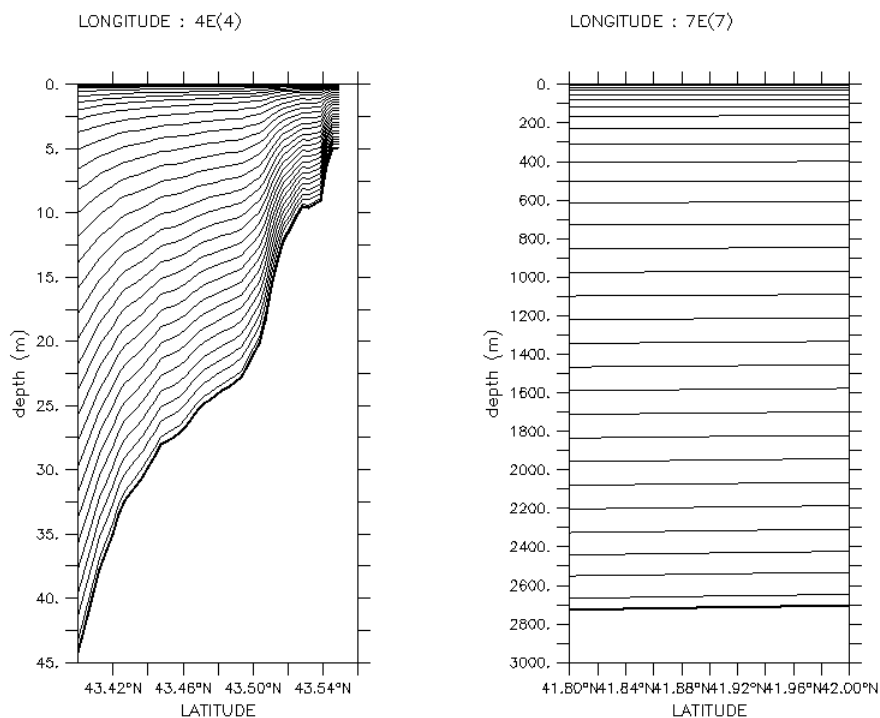


FIG. 4.3 – Répartition et profondeur des niveaux sigma selon la bathymétrie.

La précision de la bathymétrie et du trait de côte a fait l'objet d'une attention particulière. La figure 4.4 présente la bathymétrie utilisée. Elle a été générée à partir de parcelles de bathymétries de résolutions distinctes et de différentes sources : SHOM, IFREMER, et en particulier la "carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion" (Berné S., 2002). On y voit nettement les canyons du talus continental, mais également une zone plus lissée de la plaine abyssale pour laquelle les données haute-résolution sont manquantes.

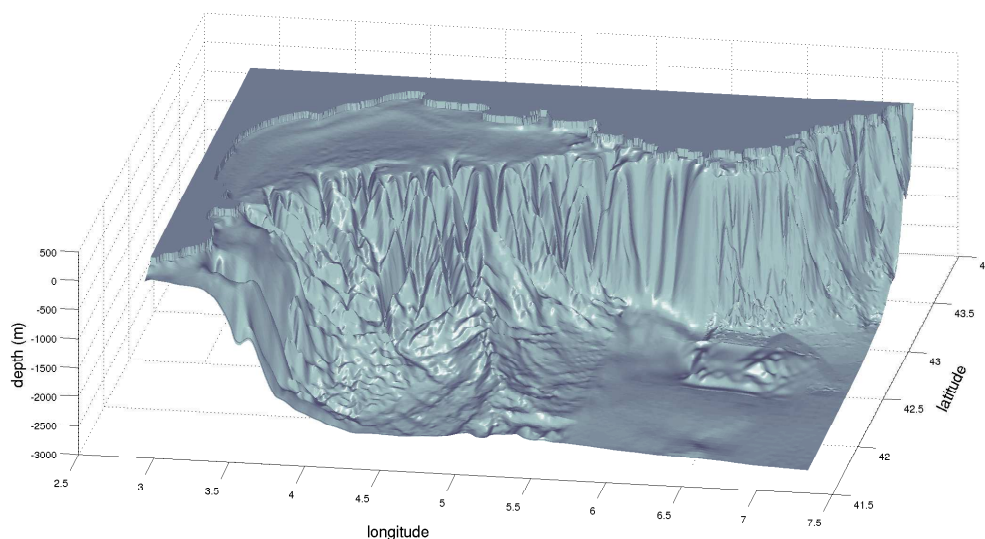


FIG. 4.4 – GoL : bathymétrie 3d.

4.2.2 Emboîtement

Le domaine possède trois frontières ouvertes, les principales étant à l'Est et au Sud. La configuration MENOR (Méditerranée Nord), de plus grande emprise, fournit les conditions limites toutes les $3h$, de manière unidirectionnelle (pas de rétroaction du modèle enfant sur MENOR). Sa résolution horizontale est de $1.2km$ et 30 niveaux sigma discrétisent la verticale. La figure 4.5 représente le domaine et la bathymétrie de MENOR qui s'étend sur toute la Méditerranée Nord occidentale, incluant la Corse, une partie de la Sardaigne et des îles Baléares. Cette extension permet de bien modéliser la formation du CN à partir de la jonction des courants Est et Ouest Corse. La bathymétrie du modèle emboîté est superposée à cette image (rectangle noir), mettant en évidence la différence de précision induite par le saut de résolution horizontale ($1/3$). MENOR est un modèle opérationnel, qui utilise les prévisions atmosphériques issues de MM5. Cependant, les conditions limites utilisées dans cette étude proviennent de ré-analyses sans assimilation dans le domaine océanique Nicolle et al. (2009).

MENOR est lui-même forcé aux conditions limites par les prévisions de MFSTEP (Mediterranean Forecasting System Toward Environmental Predictions), Pinardi et al. (2003); Tonani et al. (2009), $1/jour$, <http://gnoo.bo.ingv.it/mfs/>). Cette configuration provient de l'implémentation du code NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean), anciennement OPA (Ocean PARallelise), sur toute la Méditerranée au $16^{ème}$ de degré ($\sim 5 - 7km$), avec 72 niveaux verticaux. Des observations de surface libre (SLA, Jason), SST et profils de température et salinité sont assimilées à l'aide d'un système 3D-VAR. Les variables atmosphériques utilisées proviennent du modèle européen ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecast).

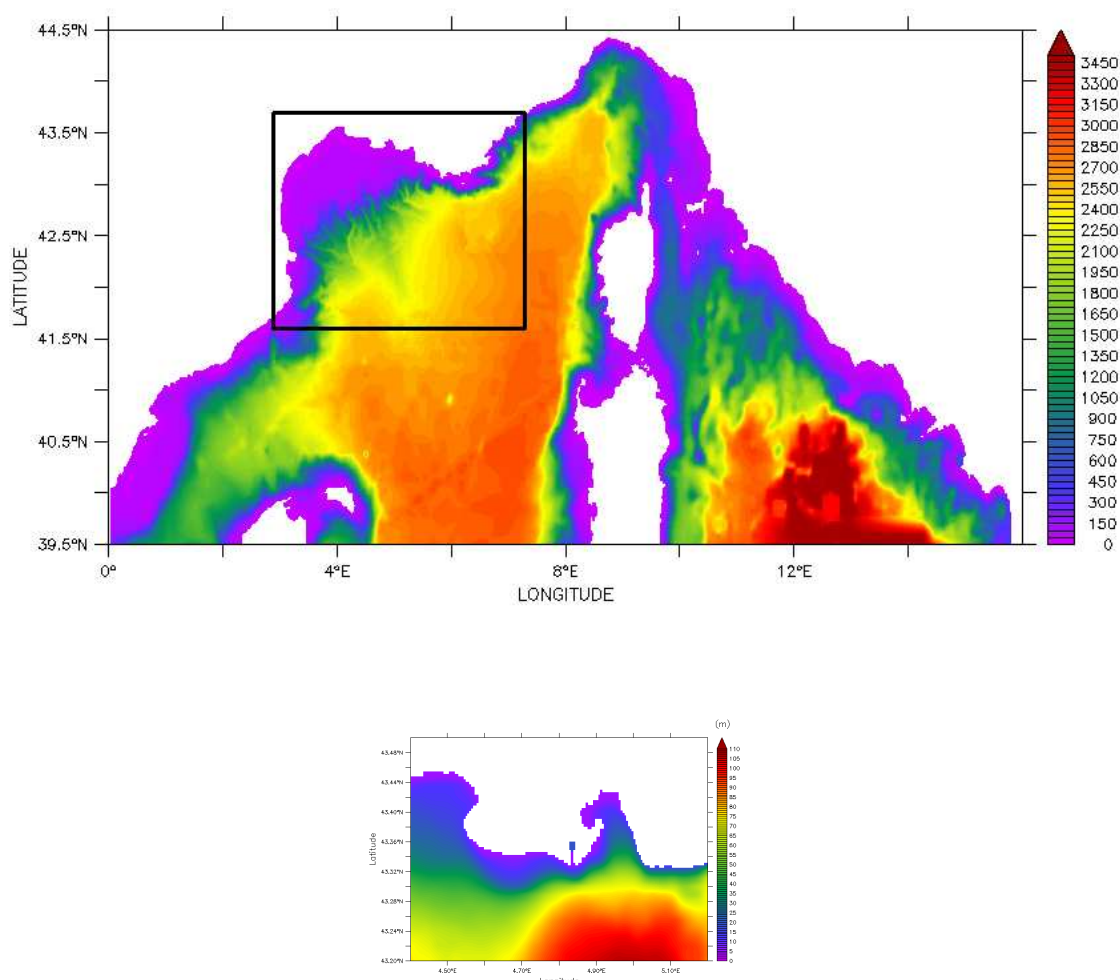


FIG. 4.5 – Bathymétrie de GoL superposée à celle de MENOR, zoom sur la baie de Marseille avec le canal du Rhône.

4.2.3 Eau douce d'origine terrestre

Les flux d'eau douce d'origine terrestre sont primordiaux pour la bonne représentation de la dynamique côtière. En effet, ils contribuent significativement à la génération de fronts de densité, dont l'extension spatiale à partir de l'embouchure peut être très importante. Les débits journaliers du Rhône sont fournis par la Compagnie Générale du Rhône, rassemblant le Petit Rhône (10% de la valeur totale) et le Grand Rhône. Un canal artificiel a été ajouté dans les points de terre, avec une largeur et une profondeur réalistes afin de respecter les vitesses de sortie à l'embouchure (figure 4.5b). Sont prises en compte également 7 plus petits fleuves, dont les débits journaliers proviennent de l'Agence de l'Eau : Tech, Tête, Aude, Hérault, Vidourle, Gapeau et Var. Ces rejets correspondent à de l'eau de salinité nulle et de température variant sinusoïdalement selon la saison. Comme les simulations présentées au chapitre IV concernent des périodes relativement courtes (3 mois d'été et 3 mois d'hiver), les valeurs de température des eaux douces terrestres ont été déterminées en amont à partir des images satellitales de température

de surface. La figure 4.6 présente l'évolution temporelle des débits des fleuves en été 2008 et hiver 2009, mettant en évidence des ordres de grandeur différents entre le Rhône (débit entre $500m^3/s$ et $4200m^3/s$) et les autres fleuves (débit $< 130m^3/s$).

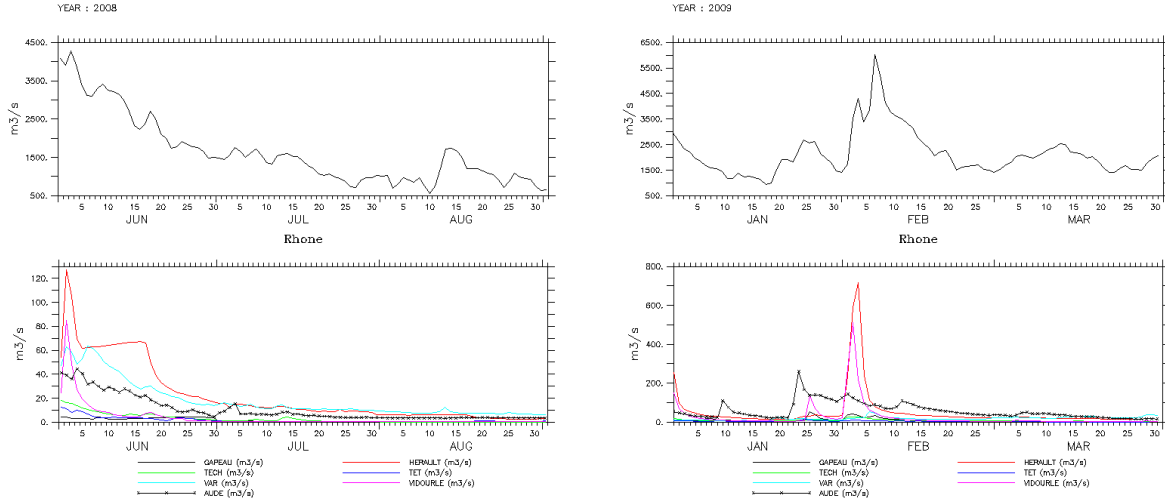


FIG. 4.6 – Débits du Rhône (figures du haut) et des différents fleuves (figures du bas) en été 2008 et hiver 2009. Attention, les axes ne sont pas les mêmes.

4.2.4 Paramétrisation

Le code MARS3D utilisé pour cette étude a été mis à jour (V8.03), permettant de bénéficier des dernières nouveautés. En particulier, le schéma d'advection pour les traceurs (température et salinité) a été nettement amélioré, avec le schéma "Ultimate Quickest Macho" (schéma d'ordre 3 avec délimiteur) qui permet une meilleure gestion multidirectionnelle de la diffusion des traceurs. Les termes non linéaires des équations du mouvement sont calculés à partir du schéma "Quick", suffisamment dissipatif pour se passer de viscosité explicite paramétrée. Ainsi, les valeurs pour la paramétrisation des coefficients de viscosité peuvent rester faibles sans risque de bug ($\alpha = 0.1$, $\nu_{Hminimum} = 1m^2/s$ dans l'équation 3.6), ce qui permet aux petites échelles de se développer et de se propager. La couche éponge aux frontières ouvertes est limitée à 10 mailles, avec un maximum de viscosité de $75m^2/s$.

4.2.5 Informatique

Les simulations ont été effectuées à Ifremer Brest, grâce au nouveau cluster CAPARMOR2 qui est composé de 2048 coeurs (256 noeuds de 2 processeurs quadricores). Cela a permis de tourner le code en parallèle sur 256 processeurs en langage MPI (Message Passing Interface), avec un pas de temps court ($dt \simeq 30s$). Le domaine est alors décomposé "intelligemment" en 2D (découpage sur x et y) pour minimiser le temps de transfert de l'information entre les différents sous-domaines (cf figure 4.7). Les domaines MPI entièrement émergés ne mobilisent pas de processeur. Le découpage retenu est celui qui équilibre au mieux la charge de calcul entre les processeurs.

Les capacités de stockage ayant également augmenté, les résultats sont finalement sauvegardés toutes les 3h.

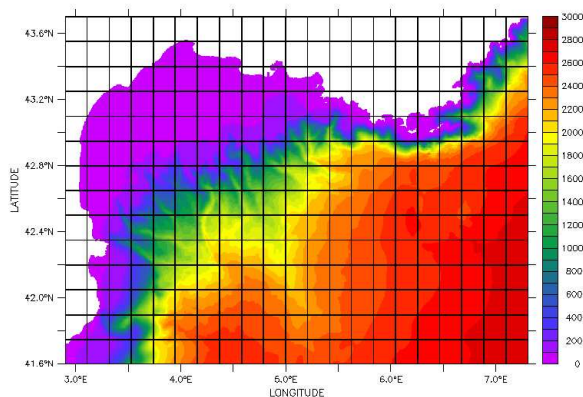


FIG. 4.7 – Découpage MPI en 256 sous-domaines. La palette représente la bathymétrie (m).

Conclusions de la partie

Ce chapitre a permis de décrire les bases du code de calcul MARS3D. Ce modèle a été utilisé dans deux configurations différentes, optimisées selon l'objectif de l'étude.

Tout d'abord, dans le cadre d'une étude académique non emboîtée, de nombreuses adaptations ont été nécessaires : le codage des conditions limites, le domaine, la topographie et les paramétrisations ont été choisis pour assurer le maximum de liberté et de stabilité numérique. La résolution retenue selon les possibilités locales de calculs et de stockage est de 30 niveaux verticaux et $1.2km$ de résolution horizontale, ce qui est suffisant pour résoudre des structures d'échelle spatiale de l'ordre du rayon interne de déformation de Rossby (cf section 1.2.2.1).

Ensuite, dans le cas d'une étude réaliste sur une courte période dont le but est de tester différents forçages atmosphériques, une résolution spatiale plus fine de $400m$ a été choisie, rendue possible grâce aux facilités de calculs d'Ifremer Brest et à la parallélisation du code.

Ces deux configurations sont respectivement utilisées dans les chapitres III et IV.

Troisième partie

Etude de processus : mécanismes de génération d'un tourbillon meso-échelle

La sensibilité de la circulation hydrodynamique côtière au forçage du vent, de la méso-échelle à la sub-méso-échelle, a été étudiée dans le Golfe du Lion, grâce à des mesures de courants de surface et une étude de processus par modélisation. En particulier, à l'Est du Golfe, des observations par radars HF ont permis de mettre en évidence un tourbillon anticyclonique méso-échelle d'occurrence irrégulière.

L'étude de cette structure, et plus particulièrement des mécanismes conduisant à sa génération, a fait l'objet d'un article soumis à *Ocean Dynamics* et présenté dans cette partie. En effet, des simulations numériques idéalisées ont mis en évidence deux processus physiques liés aux conditions de vent permettant d'expliquer la génération de ce tourbillon anticyclonique observé au large de Marseille.

Quelques compléments sont présentés en annexe [A](#) avec des figures supplémentaires, ainsi que dans un deuxième chapitre discutant les différences entre simulations idéalisées et réalistes. En effet, la reproduction de ce tourbillon méso-échelle reste un point critique pour la modélisation réaliste, alors que son impact sur la dynamique régionale et les champs biogéochimiques est déterminant.

Table des matières

Introduction	61
5 Article soumis à <i>Ocean Dynamics</i> : Generation mechanism of mesoscale eddy in the Gulf of Lions : radar observation and modelling	65
Résumé de l'article en français	65
5.1 Introduction	67
5.2 Eddy events : observations and wind conditions	70
5.2.1 HF Radar experiments	70
5.2.2 Eddy characteristics	71
5.2.3 Wind analysis	73
5.3 Eddy driving mechanisms analysis	79
5.3.1 Numerical design	79
5.3.2 Northerly wind driven circulation	83
5.3.3 Southerly wind driven circulation	87
5.4 Conclusions	93
6 Forçages atmosphériques idéalisés vs modèles	95
6.1 MM5, ALADIN, LAMI	95
6.2 Génération du tourbillon, entre forçages réalistes et idéalisés	98
6.3 Que manque-t-il aux modèles réalistes pour générer ce tourbillon ?	102
6.4 Vers de nouvelles perspectives	102

Article soumis à *Ocean Dynamics* : Generation mechanism of mesoscale eddy in the Gulf of Lions : radar observation and modelling

5

Résumé de l'article en français

Une campagne de mesures entre juin 2005 et janvier 2007 a permis d'observer la circulation de surface à l'Est du GoL par radars HF, en particulier la génération d'un tourbillon anticyclonique de méso-échelle. Sa fréquence d'apparition est irrégulière, ainsi que sa durée de vie, comprise entre quelques heures et 3 jours.

Différents forçages spécifiques de la région peuvent être à l'origine de sa génération, tels les forçages atmosphériques, bathymétriques, de flottabilité dus essentiellement aux apports d'eau douce du Rhône, ou encore les intrusions du Courant Nord sur le plateau. Leurs relatives influences ont été testées à l'aide d'une configuration idéalisée, mettant finalement en évidence deux mécanismes de génération d'un tourbillon semblable à celui observé par radar, tous deux fortement liés aux conditions de vent.

Ainsi, un fort Mistral induit une dépression à l'Est du golfe, et par conséquent un jet côtier géostrophique vers le Sud-Est. Le trait de côte particulièrement tourmenté au niveau de Marseille dévie ce courant barotrope, générant un vortex anticyclonique sous la couche d'Ekman, visible en surface lors de la relaxation du vent. Le courant Liguro-Provençal et le débit du Rhône alimentent ce tourbillon, mais ne sont pas nécessaires à sa formation.

Par ailleurs, un vortex anticyclonique peut être généré dans cette zone par gradients de densité autour du panache du Rhône, uniquement après un vent de Sud contraignant le panache dans la baie de Marseille. En effet, une cellule d'eau froide et dessalée se détache de la côte lors de la relaxation du vent, générant alors un tourbillon anticyclonique en surface. Ces deux mécanismes de génération mettent en évidence l'importance de la précision à la fois spatiale et temporelle des champs de vents pour la modélisation de structures hydrodynamiques méso-échelle.

ARTICLE SOUMIS À *CONTINENTAL SHELF RESEARCH*

Generation mechanism of mesoscale eddy in the Gulf of Lions : radar observation and modeling

Auteurs : A. Schaeffer, A. Molcard, P. Forget, P. Fraunié and P. Garreau

Abstract

Coastal mesoscale eddies were evidenced during a High-Frequency (HF) radar campaign in the Gulf of Lions (GOL), north-western Mediterranean Sea, from June 2005 to January 2007. These anticyclonic eddies are characterized by repeated and intermittent occurrences as well as variable lifetime.

This paper aims at studying the link between these new surface observations with similar structures suggested at depth by traditional ADCP measurements, and investigates the eddy generation and driving mechanisms by means of an academic numerical study. The influence of the wind forcing on the GOL circulation and the eddy generation is analyzed, using a number of idealized configurations in order to investigate the interaction with river discharge, buoyancy and bathymetric effects. The wind forcing is shown to be crucial for two different generation mechanisms : a strong northerly offshore wind (Mistral) generates a vortex column due to the bathymetric constraint of a geostrophic barotropic current, which can surface after the wind relaxes ; a strong southerly onshore wind drives a freshwater bulge from the Rhône river discharge, which detaches from the coast and forms a well-defined surface anticyclonic eddy.

These structures are expected to have important consequences in terms of dispersion or retention of biogeochemical material at local scales.

5.1 Introduction

Despite recent progress in ocean modeling and development of observation platforms, the study of mesoscale dynamics ($20 - 100\text{km}$) is still a challenge. The investigation of eddy structures is crucial in coastal areas because of their physical and bio-geo-chemical impact on ecosystems as they contribute to water transport, vertical mixing and possibly trapping of biological materials. Eddies can be observed by different means such as Lagrangian floats Griffa2008 or satellite data including altimetry (Henson et Thomas (2008)), SST, chlorophyll (Zamudio et al., 2008) or SAR Lavrova2006. HF radars appear to be a powerful tool by providing high spatial and temporal resolution data. The HF technique is nowadays quite widely used by the oceanographic community to measure ocean surface currents in coastal areas. They constitute a tremendous potential for a number of applications, like transport studies (Kaplan et al. (2005); Shadden et al. (2009)), identification of optimal release locations (Coulliette et al., 2007; Molcard et al., 2009), support for safe navigation and search and rescue operations (Gurgel et al., 2002; Ullman et al., 2006), as well as description of coastal circulation (Shay et al., 1998, 2003; Paduan et L.K. Rosenfeld, 1996). Quantitative information on eddy characteristics can be captured, like their diameter, elongation, velocities, vorticity, lifetime or trajectories (Bassin et al., 2005; Parks et al., 2009).

A few physical processes are known that can generate such mesoscale structures. McWilliams (1985) and Robinson (1983) detailed some of them for mesoscale coherent vortices : barotropic or baroclinic instabilities of the current leading to eddy formation with vertical and horizontal dimensions comparable to the current width and the characteristic Rossby radius; topographic boundary effects (frictional drag when flowing around topography) or topography variation under a flow (stretching or compression of the water mass, creating vorticity according to the conservation of potential vorticity); mixing and adjustments in an unstable frontal region; and the β -effect based on the latitudinal variation of the Coriolis parameter. Furthermore, Orlic et al. (1994) and Estournel et al. (2003) described the influence of the wind curl on eddy formation.

The GoL is a particularly relevant area to study mesoscale structures as it is a continental shelf characterized by a microtidal regime suitable for the generation and evidence of eddy structures. Indeed, this quite shallow gulf (90m mean depth) is bounded by a complex coastline and subject to major forcing mechanisms (fig. 5.1). The GoL circulation is strongly influenced by the along-shelf Northern Current (hereafter NC) or Liguro-Provençal Current, which is the northern branch of the general surface cyclonic circulation in the north-western Mediterranean Sea (Astraldi et Gasparini, 1992). The NC is known as a density current subject to geostrophic equilibrium, and often exhibits a noticeable thermal signature in winter as it carries warmer water from the Ligurian basin. Its high seasonal variability was evidenced by Millot (1990), Conan et Millot (1995) and Alberola et al. (1995) : from spring to autumn, the NC flows relatively far from the coast and remains shallow (150m deep) and wide ($40 - 60\text{km}$), while in winter it gets deeper (more than 200m) and narrower (30km), appears to be closer to the coast (Petrenko, 2003) and to be more intense with a transport ranging from 1.5 to $2Sv$. Far from being a stable current, the NC exhibits an important mesoscale activity (Alberola et al., 1995; Sammari et al., 1995; Rubio et al., 2009b). Meanders are generated from baroclinic instabilities related to perturbations of the stratification (with periods of 7.5days and wavelengths of 60km according to Flexas et al. (2002)), or from barotropic instabilities due to bottom topography gradients with shorter periods (around 3.5 days

according to [Flexas et al. \(2005\)](#). Although the NC generally adjusts itself above the 1000 – 2000m-isobaths ([Flexas et al., 2005](#)), it sometimes intrudes into the shelf on the eastern part of the GoL under specific condition of wind and stratification ([Millot et Wald, 1980](#); [Echevin et al., 2002](#); [Petrenko et al., 2005](#)). In contrast, intrusions in the central and western parts of the GoL are less frequent ([Estournel et al., 2003](#); [Petrenko et al., 2008](#)).

The shelf dynamics is mostly driven by intense atmospheric forcings hence the barotropic circulation of the GoL is strongly correlated to wind direction and curl ([Estournel et al., 2003](#)). Strong cold and dry continental winds blow from the North (Mistral), channeled by the Rhône valley, and from the North-West (Tramontane) inducing localized upwellings along the north-eastern coast ([Millot, 1979](#); [Hua et Thomasset, 1983](#); [Millot, 1990](#); [Andre et al., 2005](#)) and dense water formation in winter on the southern part of the GoL ([Ulses et al., 2008](#); [Dufau-Julliand et al., 2004](#)). The predominant onshore wind regimes are southerly and easterly winds. They both notably affect the current intrusion mechanism into the shelf.

Buoyancy forcings mainly originate from the Rhône river outputs, bringing the largest amount of fresh water into the GoL with a mean discharge of $1700m^3/s$. The corresponding river plume position and the induced circulation have been investigated via observations and modeling by [Broche et al. \(1998\)](#), [Marsaleix et al. \(1998\)](#), [Estournel et al. \(2001\)](#), [Reffray et al. \(2004\)](#), [Ulses et al. \(2005\)](#) and [Gatti et al. \(2006\)](#).

In this region, mesoscale activity is often correlated to the NC meandering ([Echevin et al., 2003](#)). However, several persistent mesoscale eddies linked to other mechanisms have recently been observed and documented. Through ADCP measurements, [Estournel et al. \(2003\)](#) evidenced a large anticyclonic eddy located at the center part of the GoL under the mixed layer. Modeling investigation concluded to a generation mechanism related to the local continental wind curl. More recently, [Hu et al. \(2009\)](#) computed a summer mesoscale anticyclonic eddy on the western part of the GoL, comparable to some structures observed on SeaWifs images, showing an average area around $1200km^2$ and a lifetime of 60 days. However the generation processes have not been yet investigated. Using remote sensing and in situ measurements, [Rubio et al. \(2005, 2009a\)](#) described a well developed anticyclonic eddy over the Catalan continental shelf characterized by horizontal and vertical lengths of respectively $45km$ by $100m$ long, respectively, surface velocities of $0.5m/s$ and lasting for at least two weeks. With numerical modeling, the generation of this eddy was then related to a flow separation off Creus Cape (South-West of the GoL) during intense northwesterly wind events.

A 17 months coastal radar campaign has been performed in the eastern part of the Gulf of Lions (GoL) from June 2005 to January 2007 as reported by [Allou et al. \(2010\)](#). From this large and unique data set of surface currents at very high temporal (1 hour) and spatial ($5km$) resolution, a particular mesoscale eddy has been observed. This eddy was characterized by repeated and intermittent occurrence, as well as a variable lifetime, up to 2.5 days.

Using four current meters data made available from December 2005 to June 2006, [Allou et al. \(2010\)](#) developed a vortex detection algorithm and were able to correlate some eddy events to HF surface current measurements. The generation of the eddy by a shedding mechanism was suggested. For specific wind episodes, a current instability off Sicié Cape would be followed by the detachment of a vortex and by its westward drift. However, such an explanation was not confirmed by a number of previous modeling experiments on the site. The dynamics of the NC after its detachment downstream the

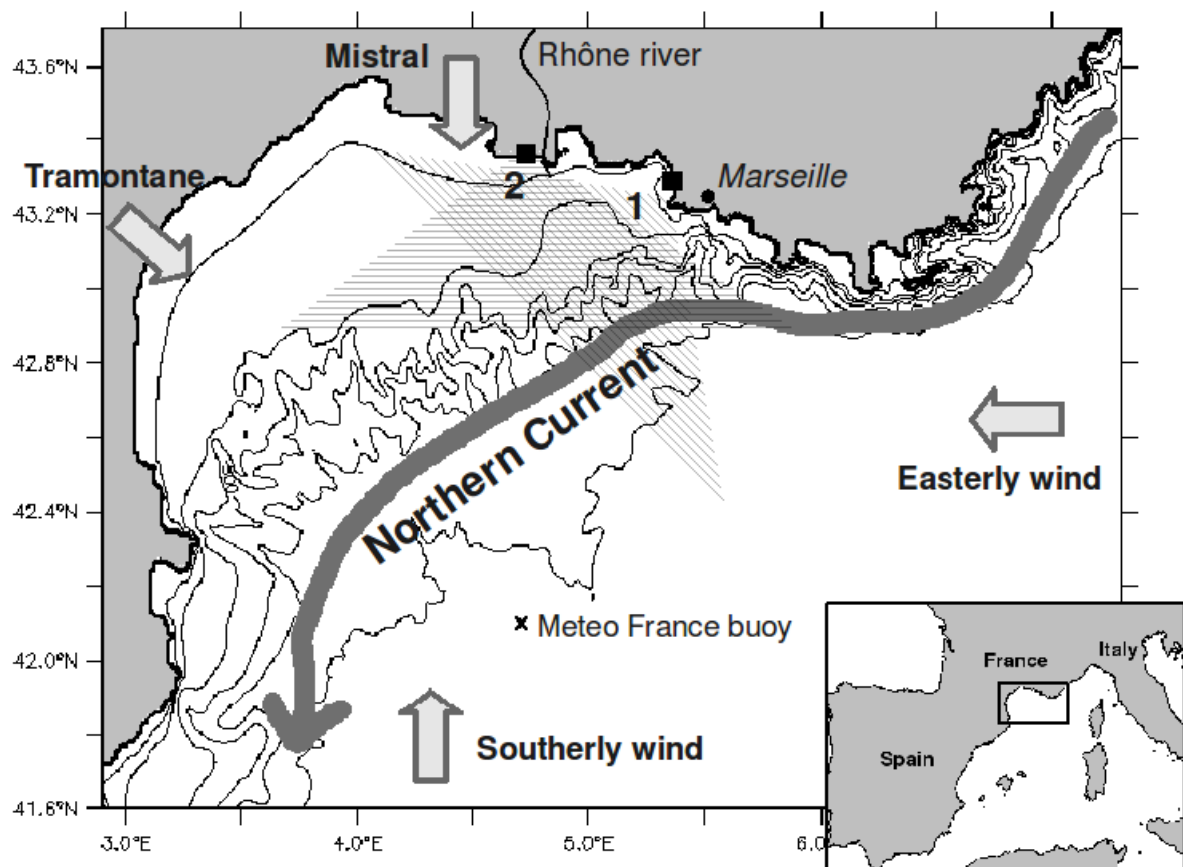


FIG. 5.1 – Schematic circulation in the Gulf of Lions including the Northern Current, the main fresh water output (Rhône river), predominant wind regimes and bathymetry (isobaths 50,100,200,500,1000,2000m). Radar stations are located at points 1 and 2, with the coverage represented by dashed lines.

Sicié Cape and its offshore distance from the coast definitely need more investigation but vortices were observed from computations at the same location without any vortex shedding in the area. Moreover, such vortices were rarely observed in high resolution operational runs contemporary to HF radar experiments and especially in the surface layer.

The goal of this paper is to analyze the GoL regional dynamics by means of process-oriented numerical studies in order to investigate the generation and driving mechanisms of coastal eddies as observed several times by HF radar current measurements in the eastern part of the GoL. While the study by [Allou et al. \(2010\)](#) was strictly observational, here the modeling strategy is adopted to highlight possible local generation mechanisms. The in situ data are presented in section 2, evidencing the variable occurrence and lifetime of the structure. The wind features expected to play a crucial role in the eddy generation, measured from a buoy platform and simulated by a meteorological forecasting model, are also analyzed and linked to the eddy events in section 2. Part 3 is devoted to the process-oriented study, with the description of the idealized numerical configurations and of two different wind-driven generation mechanisms of the eddy. The results are then summarized in part 4.

5.2 Eddy events : observations and wind conditions

5.2.1 HF Radar experiments

Surface circulation dynamics have been observed in the eastern part of the GoL by two HF radars that were operated from June 2005 to January 2007. The experiment was designed to monitor shelf/open sea water exchange at the Eastern entrance of the GoL. To measure surface current, at least two radar stations are required, each of them measuring the radial components of the current field within a circular sector centered at the radar location. Radial current components are estimated from the difference between the Doppler frequency of the received signal and the Doppler frequency that is expected for the gravity waves which are responsible for the backscattered signal at first order (Bragg mechanism). Vector current maps are derived from the combination of the radial velocities estimated by the radars. HF radars are able to estimate the ocean surface currents up to hundred kilometers offshore, resulting in a unique mapping of surface currents at very high resolution in space and time.

A dual station of High Frequency Wellen Radars (WERA) ([Essen et al., 2000](#); [Gurgel et al., 1999](#)) was deployed in the eastern part of the GoL, the first one on the Frioul island (site 1), the other one at Salins de Giraud (site 2) 40km apart (fig. 5.1).

WERA is a radar transmitting frequency modulated continuous chirps. The radars operated on a 1MHz wide bandwidth, covering the radio spectrum around 16.2MHz (wave-length of 18.5m). At these transmitted frequencies, the velocities measured by the radar represent the current at an effective depth of approximately 74cm ([Stewart et Joy, 1974](#)). The receiving arrays consisted of 4 and 12 linearly spaced antennas at sites 1 and 2 respectively. The limited number of antennas, especially on site 1 due to local constrain, resulted in a low performance in azimuthal resolution when using the standard beam-forming method for radar signal processing. The MUSIC algorithm ([Schmidt, 1986](#)) which is routinely used by CODAR radars ([Lipa et al. \(2006\)](#)), was preferred, providing an azimuthal resolution of 5°. This angular resolution corresponds to 1.7km at range 20km and 5.2km at range 60km. The nominal range resolution, which is performed by a Fourier-transformation of the chirps, was 3km. However a smoothing

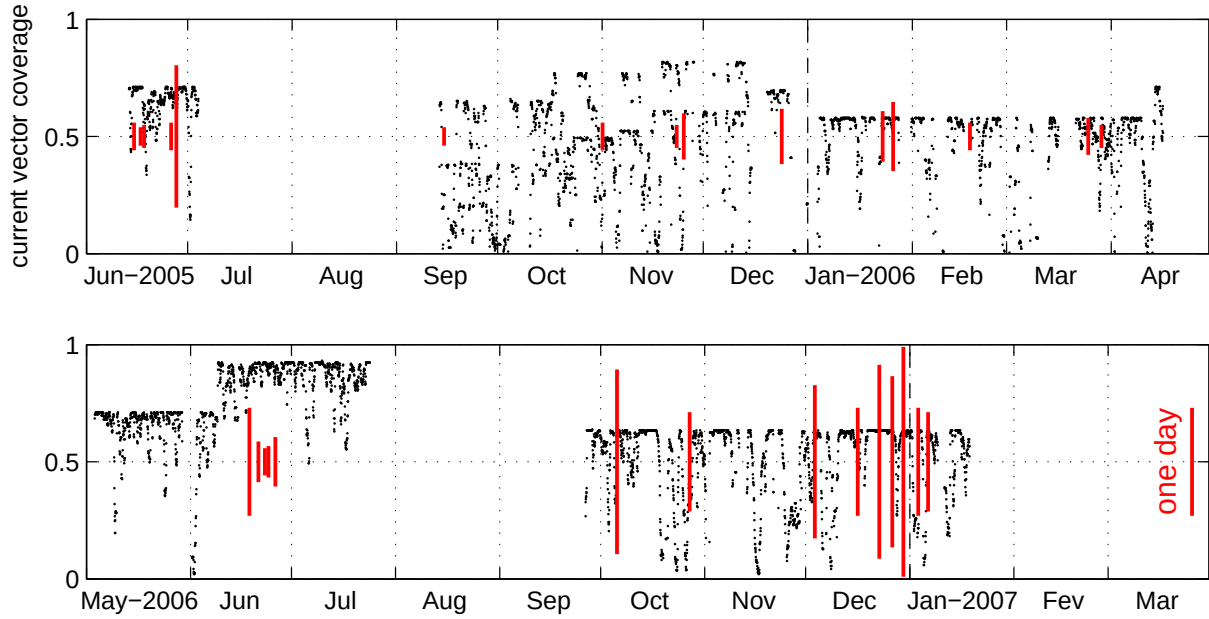


FIG. 5.2 – Time evolution from June 2005 to March 2007 of mapping coverage, corresponding to the ratio between the number of vector grid points where current estimates are available and the total number of processed grid points. Time occurrences of anticyclonic eddies observed by radars are superimposed in red, with line length proportional to lifetime in days.

average was performed along the range direction in order to increase the signal to noise ratio (S/N). The time acquisition rate was $30min$. A better S/N ratio was also obtained by performing a smoothing average in time, leading to an effective temporal resolution of 1 hour, estimated to be sufficient to capture the surface current variability in the GoL.

The radial current component maps obtained by merging the two radars to calculate the current vectors at the nodes of a predefined grid. The mapping grid was chosen rectangular, orientated along West-East (x) and South-North (y) directions. Grid points are equally spaced by $5km$ along these directions.

Figure 5.2 depicts the current vector coverage, i.e. the ratio between the number of vector grid points where current estimates are available and the total number of processed grid points. Some discontinuities can be noticed, which correspond to external factors as technical problems, radio frequency interferences, or interruption of the experiment during summertime for safety reasons. A loss of radar coverage was also noticed during strong winds, especially during the Mistral wind regime. This is consistent with the fact that propagation losses in HF ground wave propagation mode increase with sea state, leading to a decrease of the radar range, as shown both theoretically (Barrick, 1971) and experimentally (Forget et al., 1982).

5.2.2 Eddy characteristics

As expected, radar observations display the sea surface motion and mainly reveal, in this micro-tidal environment, the surface drift due to the wind stress. Specific harmonic spectral analysis also confirms the presence of both inertial and diurnal oscillations as

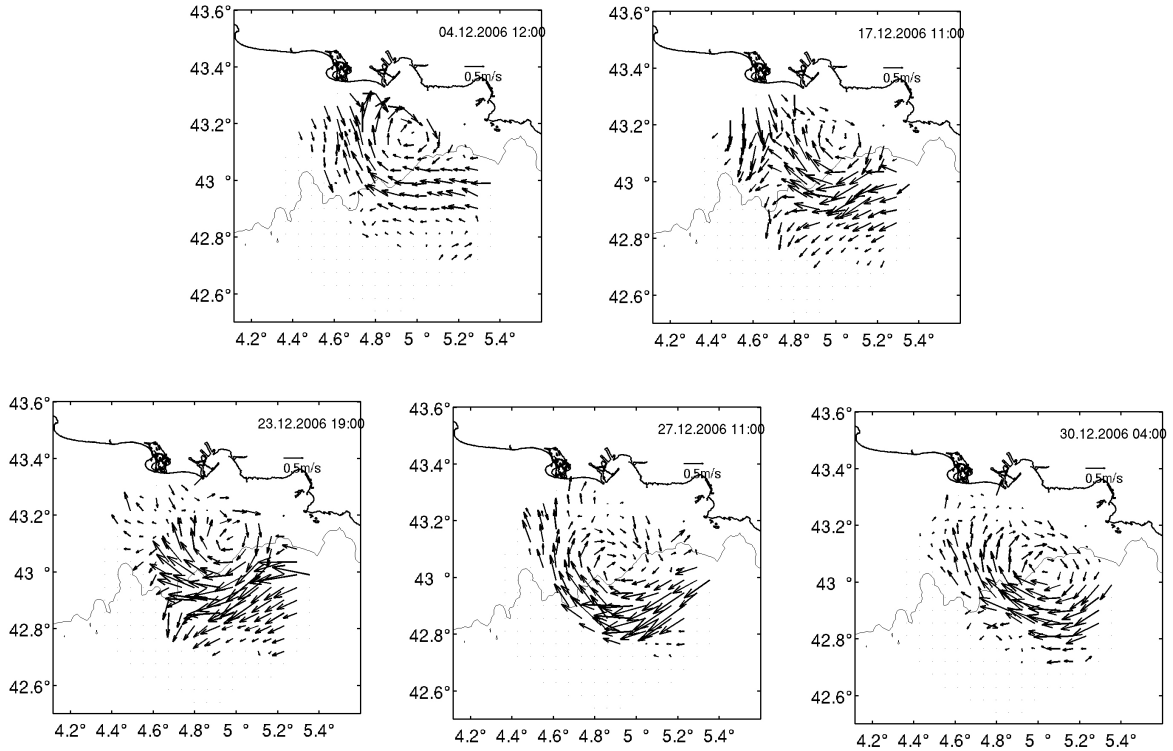


FIG. 5.3 – Snapshots of HF-radar surface currents. 130m-isobath is drawn.

an oceanic response to wind gusts or breezes (Forget et al., 2008). During periods of calm weather, the general surface circulation is captured by the radars. A Northern Branch of the NC flowing along the slope and sometimes intruding the inner shelf is regularly observed. The plume of the Rhône river is often detected in the Northern part of the radar coverage.

In the present study we focus on a specific mesoscale eddy structure which has been identified on radar current maps during the first year of the campaign (Allou et al., 2010). The surface observation of such eddy was confirmed for some episodes by the analysis of deep currents measured by four current meter moorings on the shelf break during winter 2005-2006 and spring 2006.

From June 2005 to January 2007, 27 anticyclonic eddies have been recorded as those shown on figure 5.3. During the same period, only two cyclonic eddies were observed. Eddy occurrences are indicated by red vertical bars added to the radar coverage (fig. 5.2); the length is proportional to the eddy lifetime, which varies from 4h to almost 2.5 days. The occurrence of eddy activity estimated at the surface is minimal estimation due to unavailability or poor quality of radar data during given periods. Thus, several eddy events could correspond to a unique structure, sporadically observed by radars at the surface. Considering the duration of the radar experiment (17 months of intermittent coverage) and the lifetime of the eddies, these latter constitute a significative feature of the circulation in the eastern part of the GoL.

The eddies were observed at irregular dates, mainly in June and in winter. Among all the observations, five eddy events (fig. 5.3) in December 2006 were particularly

spectacular in terms of intensity and persistence. Moreover, the good quality of radar current maps allowed a detailed description of the eddies characteristics and behavior (fig. 5.3). We therefore selected these events for the purpose of the present paper.

These 5 December eddies diameters range from 20km to 40km . Their current velocity values reach 0.4m/s and are stronger over the shelf break, in the southern part of the structure, probably reinforced by the northern branch of the NC. The Rhône plume appears clearly on the second event (December 17th) and generates a convergent front. It should be noticed that the complete eddy is not entirely detected by the radars, especially near the coast. From mass conservation, we can extrapolate an eastward alongshore current in the shadow area at the far end of the bay of Marseille. Nevertheless, the center of the structures remains obvious and can be numerically determined as the position of the velocity field minimum. In December 2006, as for the whole data set, eddy centers were located on the shelf or at the top of the slope near the 130m isobath. When a continuous observation is available, a westward drift of the structure is observed. The eddies follow the shelf break direction with a drift velocity of the order of 0.25m/s . The different eddy center tracks for December 2006 events are plotted in figure 5.4. Most of the eddies seem to appear within the radar coverage. As an example, the time evolution of the first observed eddy is shown on figure 5.5, at 2h frequency, from its formation till the end. The anticyclonic eddy is formed between the coastline and the 130m -isobath on the 3rd of December, remains distinguishable until the 5th of December and eventually gets concealed by a strong northwestward flow. A careful examination of the whole data set (200 snapshots) suggests that the eddies have not come from the East into the coverage area. Therefore a local generation is assumed.

Past in situ data collected in the same area evidenced the deep extension of similar anticyclonic structure. Petrenko (2003) concluded to the presence of such an anticyclonic circulation from ADCP measurements in June 1998 (Moogli 2 cruise). This observation was confirmed by SeaWiFs maps of surface chlorophyll-a concentration. Similarly, a quick examination of the hull mounted ADCP database of the French N/O Téthys II (<http://saved.dt.insu.cnrs.fr/>) confirms the existence of anticyclonic structures in the water column at different dates (e.g. 24 April 2000, 1st November 2003). Gatti et al. (2006) presented ADCP, thermosalinograph and remote sensing data collected in December 2003, revealing the presence of an unusual eastward barotropic jet associated with the Rhône River. Among the 3 suggested processes, one corresponds to a movement of these freshwaters driven by an anticyclonic eddy.

5.2.3 Wind analysis

The surface layer dynamics are strongly correlated to atmospheric forcings which are remarkably intense in the Gulf of Lions. In order to investigate the effect of the wind forcing on the eddy generation, we performed an analysis of wind conditions during the observation period coincident to the strong eddy events in December 2006.

This analysis uses wind estimated by the Mesoscale Model MM5 (Grell et al., 1993) from the National Center for Atmospheric Research embedded in the NCEP (National Centers for Environmental Prediction) weather forecast model. The time and spatial resolutions are respectively 3h and 9km (successively interpolated to a 3km grid). To validate the model, wind speed and direction at 10m height were compared to in situ wind measurements provided by the Météo France buoy located at 4.7°E , 42.1°N (position shown in figure 5.1). The buoy sensors have been measuring hourly wind,

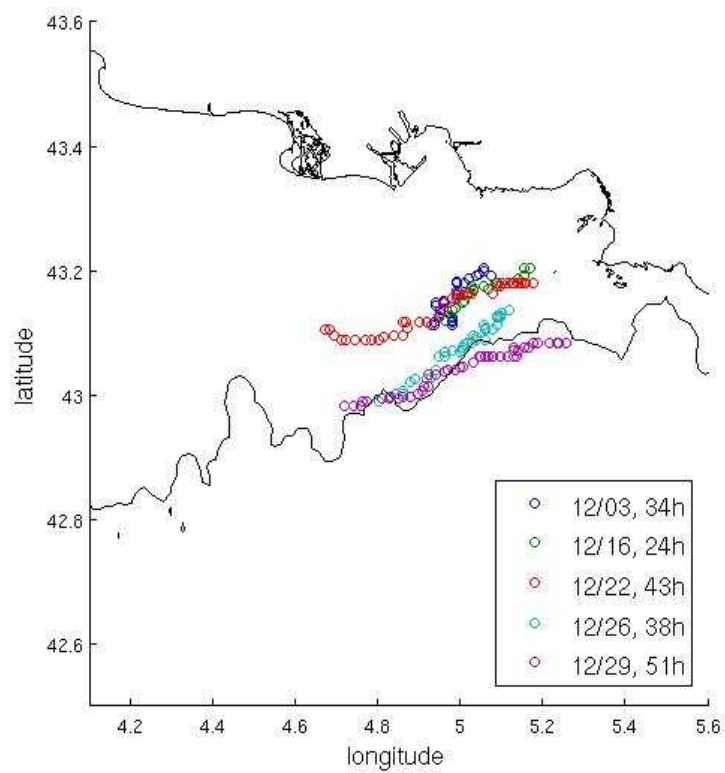


FIG. 5.4 – Observed eddy trajectory in December 2006. Each event correspond to a different color, specified in the legend by the date of the first observation of the eddy together with the lifetime in hours. Circles correspond to the eddy center each hour. 130m-isobath is drawn.

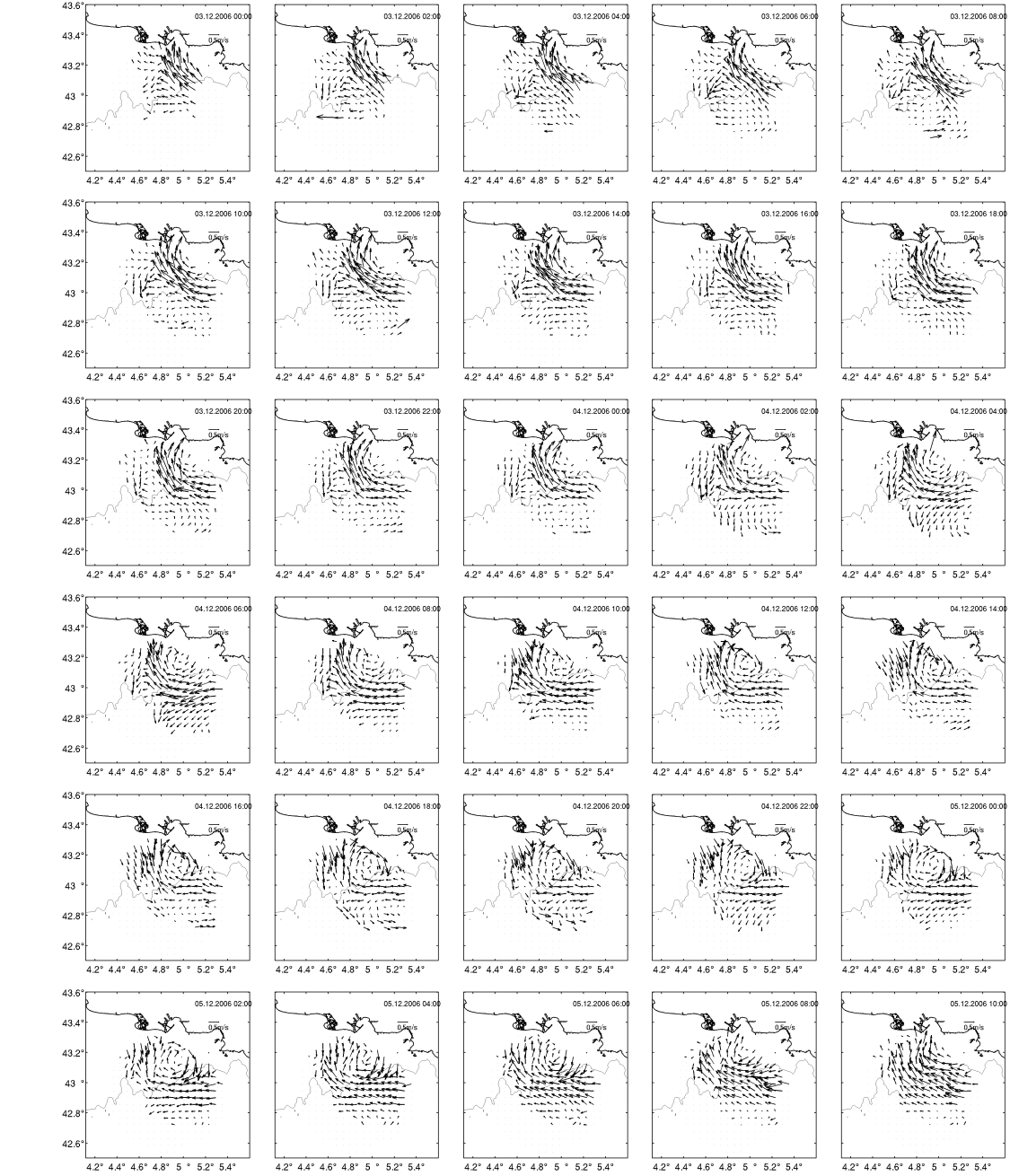


FIG. 5.5 – Sequence of surface currents measured by HF radars, corresponding to the first eddy event from the 3rd to the 5th of December 2006. The time incrementation for each figure is 2h. 130m-isobath is drawn.

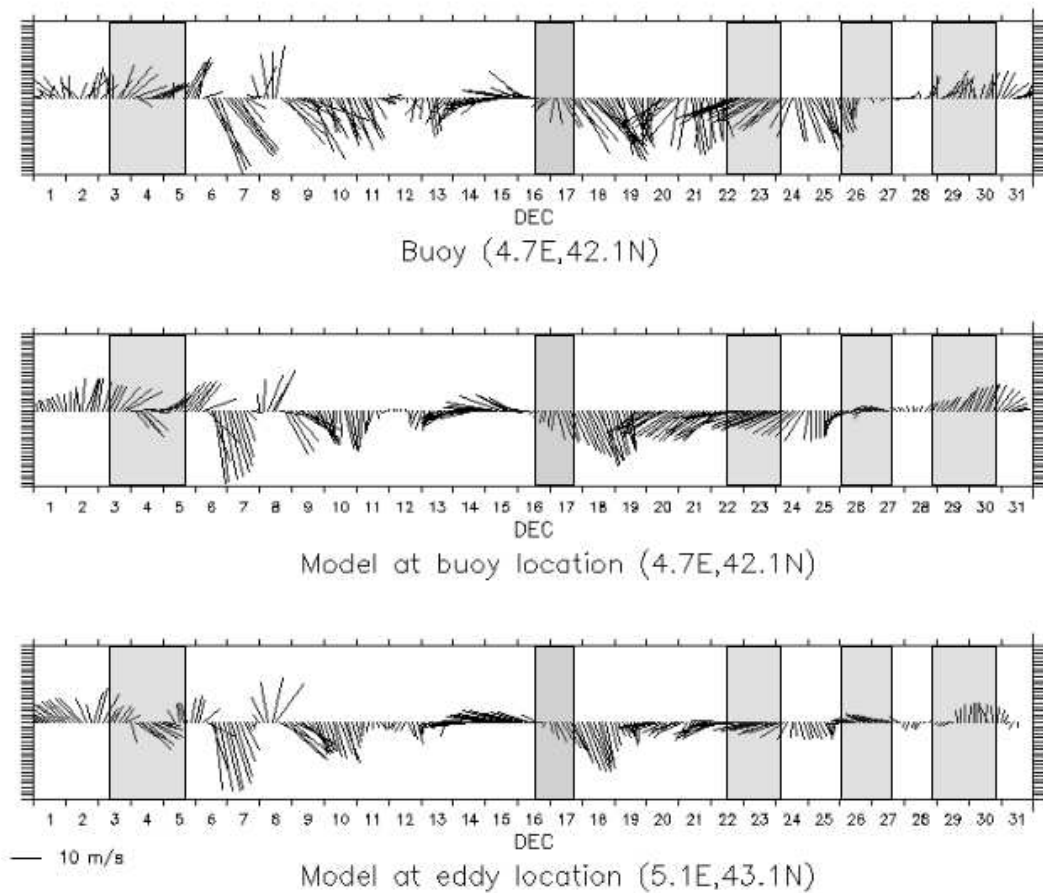


FIG. 5.6 – Wind sticks in December 2006 at comparable time resolution (3h) : offshore buoy data (upper), MM5 model at buoy location (middle), MM5 model at eddy location (lower). Grey boxes correspond to radar observation of eddies.

atmospheric pressure, temperature, humidity and waves since 2001, and are installed at $3.6m$ above sea level. A logarithmic wind profile law is applied to the wind intensity in order to get a comparable wind data set at $10m$ height.

Figure 5.6 shows the stick diagrams of the wind in December 2006 (i.e. using the oceanographic convention indicating the direction of the velocity vector) obtained from the buoy platform (top panel) and from the model at the buoy location (middle panel). To get some insight on the effect of the local wind on the eddy structure, an additional stick diagram from MM5 at the eddy location is plotted (bottom panel). The distance between the buoy platform and the eddy core as determined on the radar current maps is about $100km$, which is a large distance compared to the size of the eddy structure under investigation, but no closer oceanic buoy wind measurement was available.

The wind appears to be highly variable in both intensity and direction. Besides the predominant feature characterized by a continental northerly wind regime (either Mistral or Tramontane), the wind can experience strong pulses (days 7,18), relaxations (days 26,29), and reversals (days 4,6,8,16,26).

At the buoy's location (top and middle plots), the different wind fields display good global agreements in direction, with intense north-westerly and south/south-easterly wind episodes. Nevertheless, careful investigation exhibits important discrepancies at high frequency, such as delays at sudden wind rotations (for instance the southerly wind set up around December 29th).

The comparison of the wind model data at two different locations (buoy platform in the middle panel and eddy core in the lower panel), shows very little difference in terms of magnitude and direction which is confirmed by wind vector maps (not shown).

To highlight the eddy episodes, grey boxes corresponding to the events observed by the radar system are superimposed to the stick diagrams on figure 5.6. They were observed for different meteorological conditions. The first event (days 3-5) is characterized by an initial (and antecedent) southerly wind turning to a northwesterly wind. The second event (days 16-17) is characterized by prior south-easterly wind turning northerly. Two successive eddy events were observed on days 22-24 and 26-27. They correspond to periods that mainly exhibit a northerly wind with either a decrease in intensity or a weak rotation. The last episode is characterized by a strong southerly wind during the eddy observation (days 29-31).

An empirical orthogonal eigenfunction (EOF) method was applied to the MM5 data set of December 2006 in order to highlight the predominant wind modes and their variability. The EOF method (Lorentz, 1956) decomposes the data set into representative modes determined by empirical functions based on eigenmodes that best describe the information in terms of variance. To take into account the 2D nature of the problem both wind components are treated together and linked in a cross-correlation function (Kaihatu et al., 1998).

Figure 5.7 shows the mean field, the first spatial mode (EOF1 which accounts for 50% of the total variance) and the associated amplitude. While the mean field is characterized by a weak northerly wind ($5m/s$), the first component presents oscillations of the wind from South to North, with very strong peaks ($17m/s$ on December 6 for Mistral, $11m/s$ on December 8 for the southerly wind at the buoy location). As indicated by the principal component analysis of the wind and confirmed by the local observations (the GoL is a well-known windy region), the predominant feature is the Mistral. This land wind occurs mainly in winter, can last for few days, reach very high speed ($30m/s$) and can

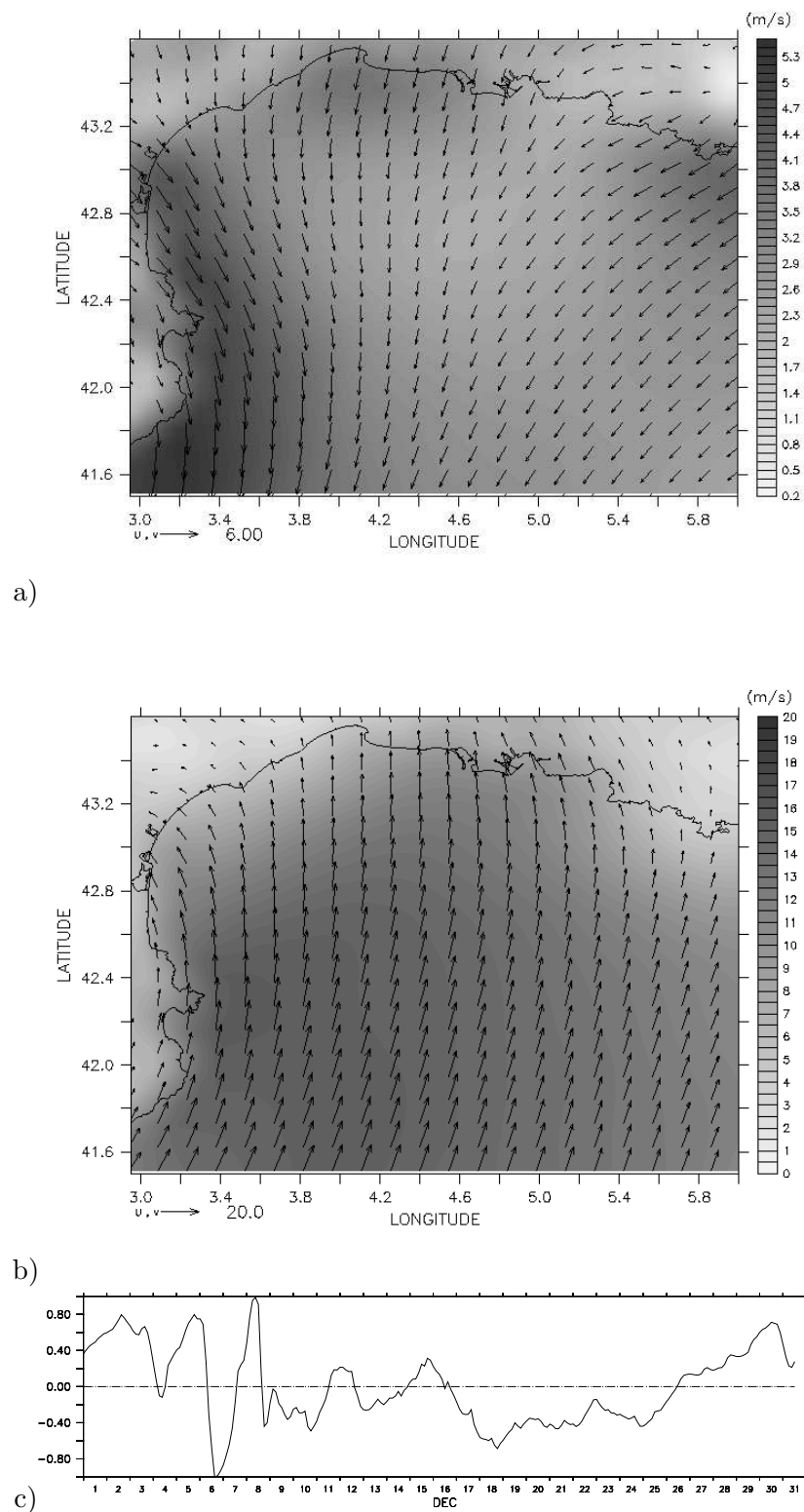


FIG. 5.7 – EOF analysis from MM5 wind data in December 2006. (a) Mean (m/s), (b) EOF 1 (m/s), (c) temporal coefficient for EOF 1.

blow homogeneously over large regions (Guenard et al., 2006). The temporal coefficient of the first EOF shows a regular sign inversion which means that southerly wind is also a preponderant wind sector.

5.3 Eddy driving mechanisms analysis

The goal here is to generate an anticyclonic eddy similar to the observed one, through specific and idealized wind-driven simulations, allowing a dynamical analysis to identify the dominant mechanism.

5.3.1 Numerical design

The model used in this investigation is MARS3D (3D hydrodynamical Model for Application at Regional Scale), documented by Lazure et Dumas (2008). It is a free surface sigma-coordinate model, resolving primitive equations under Boussinesq and hydrostatic approximations. A barotropic-baroclinic mode splitting is used (Blumberg et Mellor, 1987), with the same time step, thanks to the ADI (Alternating Direction Implicit) scheme for the external mode. The model uses a staggered C-grid, according to Arakawa (Arakawa et Lamb, 1977). The horizontal spatial resolution is $1200m$, while the vertical direction is discretized with 30 levels, irregularly distributed to perform better resolution near the surface and near the bottom.

The turbulent scheme for vertical diffusion is the Richardson number dependent Pakanowski and Philander formulation (Pacanowski et Philander, 1981), while horizontal turbulent viscosity coefficients are obtained using Smagorinsky formula (Smagorinsky, 1963), with a minimum value set to $20m^2/s$ in the domain, enlarged in boundary sponge layers.

Previous studies of the north-western Mediterranean sea circulation were conducted with MARS3D via nested configurations, investigating surface dynamics (Andre et al., 2005), the variability of the NC (Andre et al., 2009; Rubio et al., 2009b), wave- and current-induced bottom shear stress (Dufois et al., 2008) or anchovy recruitment through lagrangian transport (Nicolle et al., 2009). Most of them used MM5 atmospheric forcing for surface boundary conditions.

Here the model is implemented in an idealized configuration and not derived from a nesting chain, to highlight specific physical processes. The only background circulation taken into account is an idealized NC, flowing westward along the continental slope. Thus, open boundary conditions (OBC) were adapted to permit its entrance at the eastern boundary and its outflow at the western one. The model surface elevation is relaxed toward external data on the southern boundary with a relaxation coefficient of 0.5, and on the eastern boundary with a low coefficient (0.05) to account almost exclusively for the external sea surface gradient forcing, corresponding to the NC. On the western boundary, a Sommerfeld radiation condition (Blayo et Debreu, 2005) has been implemented for the surface elevation to allow free outflow of the current. The velocities have a no-gradient condition on each boundary, while an upstream condition is applied to salinity and temperature fields. The domain is much more extended than the area of interest, the eastern part of the GoL, in order to minimize the influence of border numerical processes on the dynamics, and boundary sponge layers improve the numerical stability.

Several numerical tests have been conducted, which differ according to the configuration and the wind forcing. The different options concerning bathymetry design,

thermohaline distribution, background circulation, river runoff and wind forcing are summarized in table 5.1 and described hereafter.

Three different bathymetries have been retained to study the impact of the coastline design and bottom topography on the eddy generation. The first one is based on the real bathymetry from the coastline to the 2000m-isobath, thus including canyons, but smoothed at the boundaries to erase the topographic constrain of the Islands on the South of the domain (Corsica and Balearic Islands) and to facilitate the prescription of an idealized NC (fig. 5.8, run B1 in Table 5.1). The second one represents a circular gulf with a uniform continental slope, corresponding to a filtered and smoothed version of the real bathymetry, especially concerning the coastline (B0). A third bathymetry is implemented, similar to the first one, except a flat 200m-deep shelf, to study the effect of the shelf topography (B2).

CONFIGURATION OPTIONS	0	1	2
Bathymetry (B)	smoothed coastline	realistic	flat 200m-shelf
Density (D)	homogeneous (T=13°C, S=38.5psu)	vertical profile	
Northern Current (NC)	no	yes	
Rhône river runoff (R)	no	yes fresh and cold (T=6°C) water (debit : 800m ³ /s or 1200m ³ /s)	
Wind forcing (W)	no	northerly (intensity : 10; 12; 14 or 16m/s) (duration : 2, 3 or 4 days)	southerly (intensity : 10 or 16m/s) (duration : 1, 2 or 4 days)

TAB. 5.1 – Idealized run characteristics according to the configuration and forcing options. Run_B1D1NC1R1W1 will correspond to realistic bathymetry, vertical density structure with a NC signature, Rhône river runoff and northerly wind forcing. When not specified, wind intensity is 16m/s, and Rhône river runoff is 1200m³/s.

Regarding the initial thermohaline distribution, two idealized density fields are considered : horizontally and vertically homogeneous over the whole domain (D0) or horizontally homogeneous but with a vertical profile corresponding to a typical winter stratified water (D1) over the abyssal plain. In the first case (D0) the NC (if any) is only balanced by a sea surface slope. In December the seasonal stratification vanishes on the shelf due to repeated Mistral and Tramontane gusts. Therefore, the dynamics may be considered as fully barotropic in the GoL, except in the Rhône plume, and no interactions between eddies and stratification are expected. Figure 5.9a represents the temperature and salinity profiles considered in case D1. Associated with the vertical density profile, a temperature and salinity boundary condition is imposed to mark the NC with a thermohaline signature. Figure 5.9b represents the surface circulation and temperature after one month of spin-up when the NC has been generated by a sea surface gradient (NC1). The coastal current follows the continental shelf with no intrusion into the GoL and carries warm water. Figure 5.9c represents a meridional section at 6°E across the NC, showing its density signature as imposed on the eastern boundary, compared to the surrounding initial thermohaline distribution (D1, at lati-

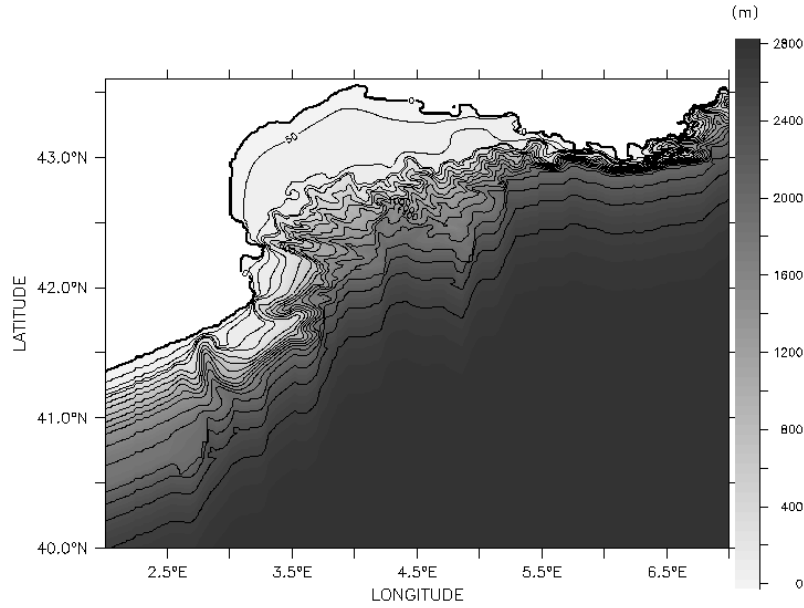


FIG. 5.8 – Model bathymetry for realistic gulf (B1). Contour intervals are 50m until iso-200m, 200m from iso-200m to iso-3000m.

tude 42.4°N). The NC is well-defined down to 500m depth, 30km -wide, with maximum velocities around 0.35m/s . This configuration using B1 for bathymetry, D1 for density and NC1 for the current is kept as reference, as it is consistent with the literature for winter conditions (Conan et Millot (1995), Mounier et al. (2005)). Conversely, the simulation of a barotropic current (D0, NC1) shows less realistic characteristics (800m deep, 35km -wide, maximum velocity 0.2m/s). Some simulations are also conducted without any coastal current (NC0) by removing surface elevation and horizontal density gradients at the eastern boundary.

For all simulations, the numerical spin-up phase is set to one month with no surface atmospheric forcing to allow a stable NC set-up and equilibrium over the whole domain. Indeed, the domain-integrated kinetic energy approaches stationary value after 15 days maximum.

The influence of river runoff is tested in some simulations, but limited to the Rhône river discharges (R1), as it provides 90% of the gulf's fresh water input (Bourrin et Durrieu de Madron (2006)). To simulate the Rhône runoff, freshwater debouches into the sea from a channel added in the land mask with realistic width and depth, in order to respect the input of momentum at the Rhône mouth. The reference outflow rate is set to a constant value of $1200\text{m}^3/\text{s}$ which represents the average discharge of daily outflows measured in December 2006, while some specific tests on the discharge value are run with lower outflow of $800\text{m}^3/\text{s}$. As regard to the estimated residence time of fresh water from the Rhône in the GoL, a spin-up of one month is also consistent with a realistic buoyancy forcing on the shelf (Durrieu de Madron et al., 2003).

Once a stable background dynamic is generated, different meteorological forcings are applied. They are reduced to wind stress, thus no atmospheric heat or mass fluxes are taken into account. The stress calculation is done with a bulk type formulation and con-

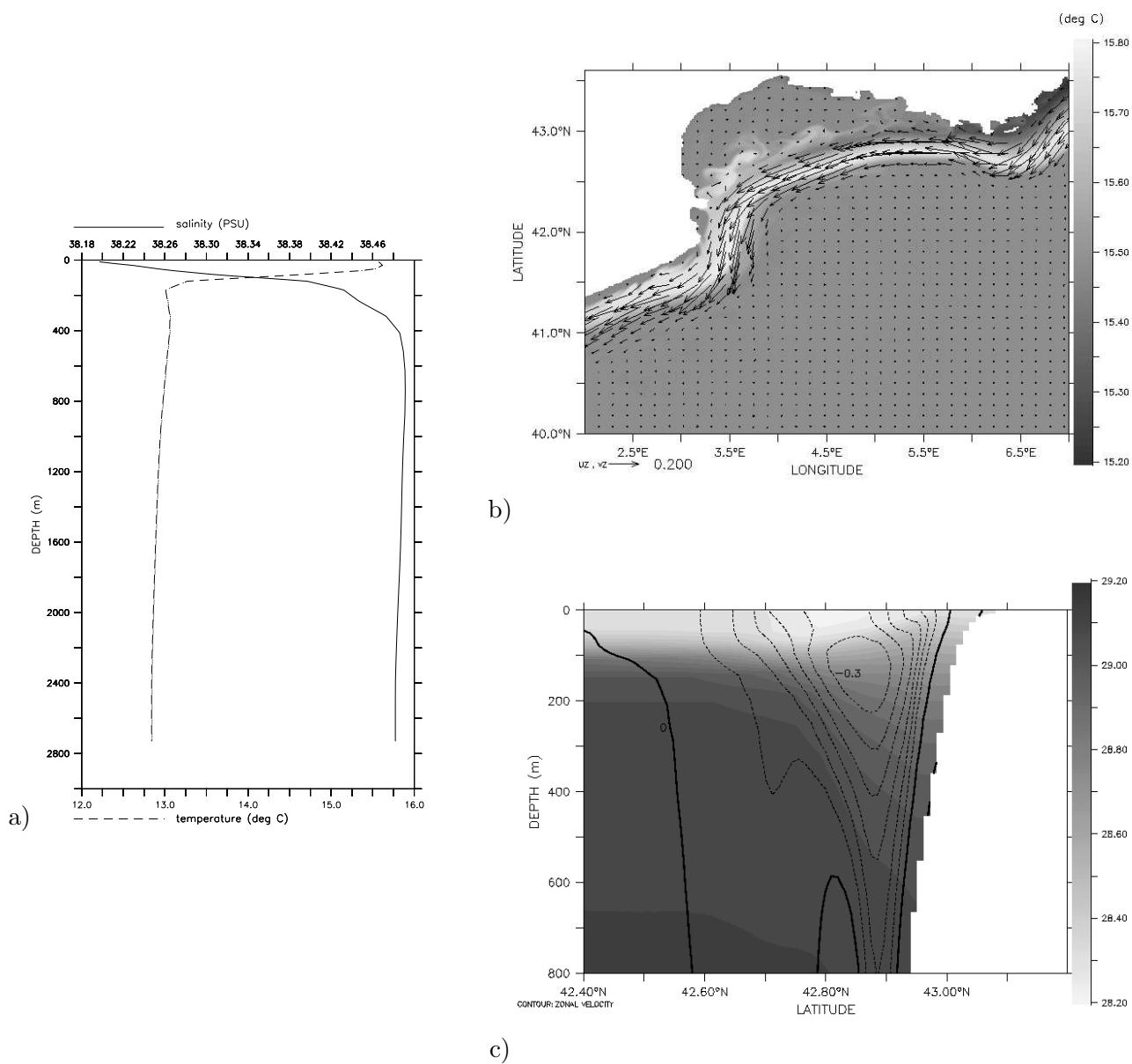


FIG. 5.9 – (a) Model initial stratification : salinity and temperature profile. Run_B1D1NC1R0 after 1 month spin-up : (b) Surface temperature (°C) and current vectors (m/s); (c) Density section and zonal velocity contours at longitude 6°E. Contour interval is 0.05 m/s.

stant drag coefficient ($C_d = 1,2 \cdot 10^{-3}$). The EOF analysis justifies the use of northerly and southerly idealized winds as our principal forcings in the numerical simulations (W1, W2 in table 5.1). The wind forcing starts with a linear ramp during 24 hours and is then kept to a high uniform constant value during a few days.

These wind forcings were tested separately on the reference configuration (run_B1D1NC1) corresponding to a coastal baroclinic current bordering a realistic shelf, and on additional combinations of bathymetry design and density structure according to table 5.1, leading to more than 20 runs. The impact of wind and river runoff was also tested by changing their magnitude within a realistic range.

To validate the reference configuration, we obtained similar wind-driven shelf circulation than Estournel et al. (2003) and Petrenko et al. (2008), for different wind conditions. However, in this paper, we describe modeling experiments resulting from curl-free wind stress, as no clear anticyclonic eddy generation could be imputed on wind curl in the area of interest according to several modeling tests. Concerning the Rhône plume position which is also strongly dependent on wind forcing, model results were coherent with previous studies for typical wind directions (Estournel et al., 1997; Ulses et al., 2005).

5.3.2 Northerly wind driven circulation

Northerly wind forcing was tested on the reference configuration, corresponding to a realistic coastline, density front and NC (run_B1D1NC1R0W1, table 5.1). In that case, an anticyclonic eddy is generated under the surface layer (0-20m). Figure 5.10 represents a snapshot after 4 days of wind forcing to which has been substracted the initial state without wind. The difference highlights the anomalies in terms of circulation and surface elevation of the gulf dynamics induced directly by the wind.

Wind stress acts dynamically on sea surface elevation over the whole gulf. Figure 5.10 exhibits a high and low pressure area on the western and eastern coasts, respectively, due to a surface westward Ekman transport, in accordance with results from Estournel et al. (2003). The resulting onshore pressure gradient at the eastern coast induces an alongshore south-eastward coastal upwelling jet which is in approximate geostrophic balance and follows the coastline orientation. The coastline irregularities at $5.2^\circ E$ behave like a wall, constraining the current to flow southwards, generating negative vorticity. This anticyclonic eddy apparent off Marseille area on the vertically integrated velocity vectors exhibits speeds of about $0.2m/s$. Its position and size (30km diameter) are in agreement with the characteristics of the eddies observed by radars. In terms of location and size, this eddy also corresponds to those observed at different dates with the Téthys II ADCP data base and measurements by Petrenko (2003) during the Moogli 2 cruise in June 1998, with strong northerly wind conditions.

The modelled structure extends from the bottom to under the surface layer, where the circulation follows the Ekman drift. Figure 5.11 displays Hovmoller diagrams of the zonal (a) (at longitude $5.1E$) and meridional (b) (at latitude $43.2N$) integrated velocity along sections crossing the eddy. One can see the eddy formation during the wind stress, entirely formed after 3 days. Then, it remains stable as long as the wind keeps blowing.

Once the deep anticyclonic eddy is formed, a wind relaxation reduces the Ekman surface dynamics, allowing its detection by radar measurements at the surface. The previous numerical experiment has been run for longer, after the formation of the deep eddy, investigating the behavior of the system when the wind stops. Figure 5.12

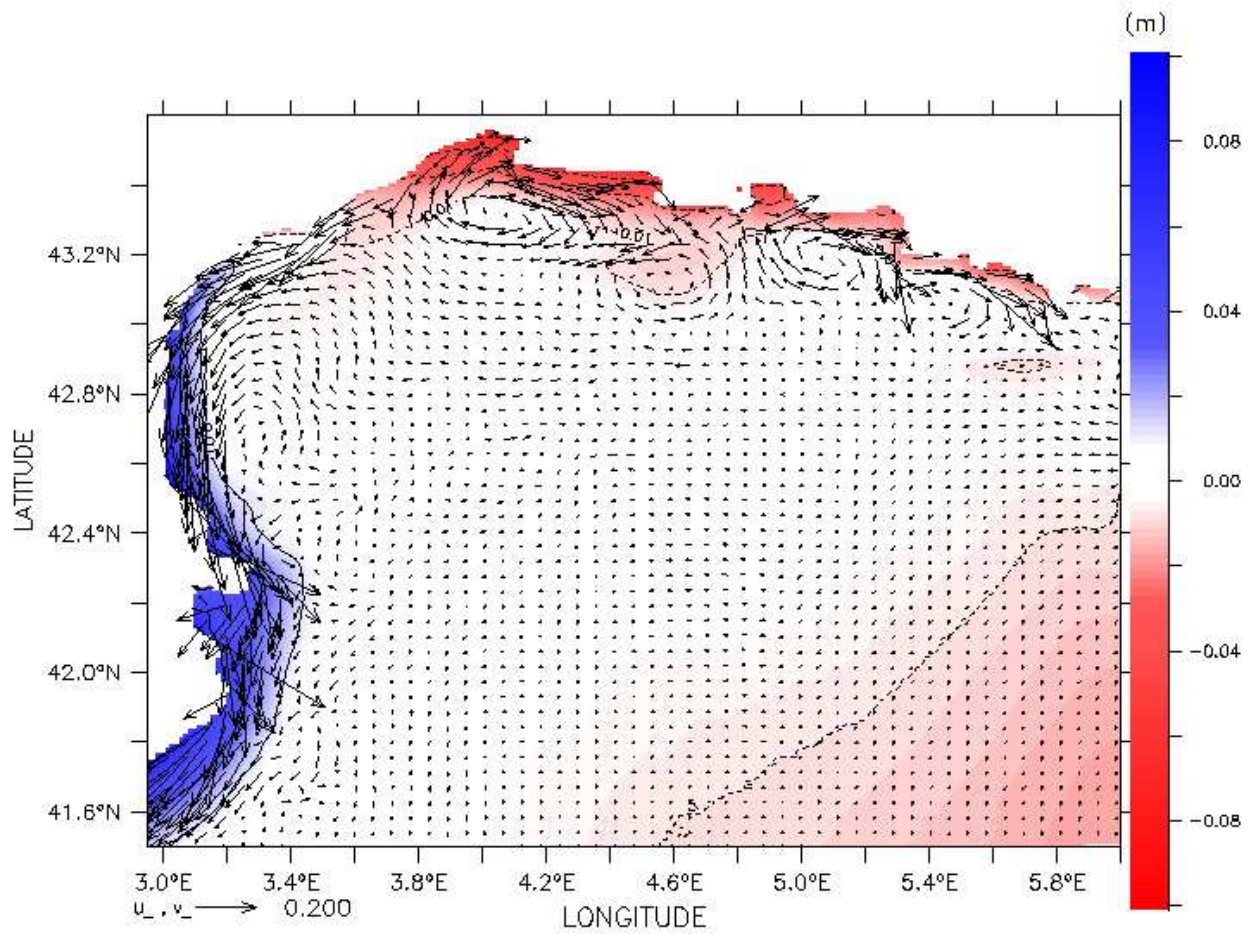


FIG. 5.10 – Sea surface height (m) and vertical integrated velocities (m/s) differences. Circulation from reference run without wind (run_B1D1NC1R0W0) has been subtracted to the northerly wind driven circulation (run_B1D1NC1R0W1 at day 5) to highlight anomalies.

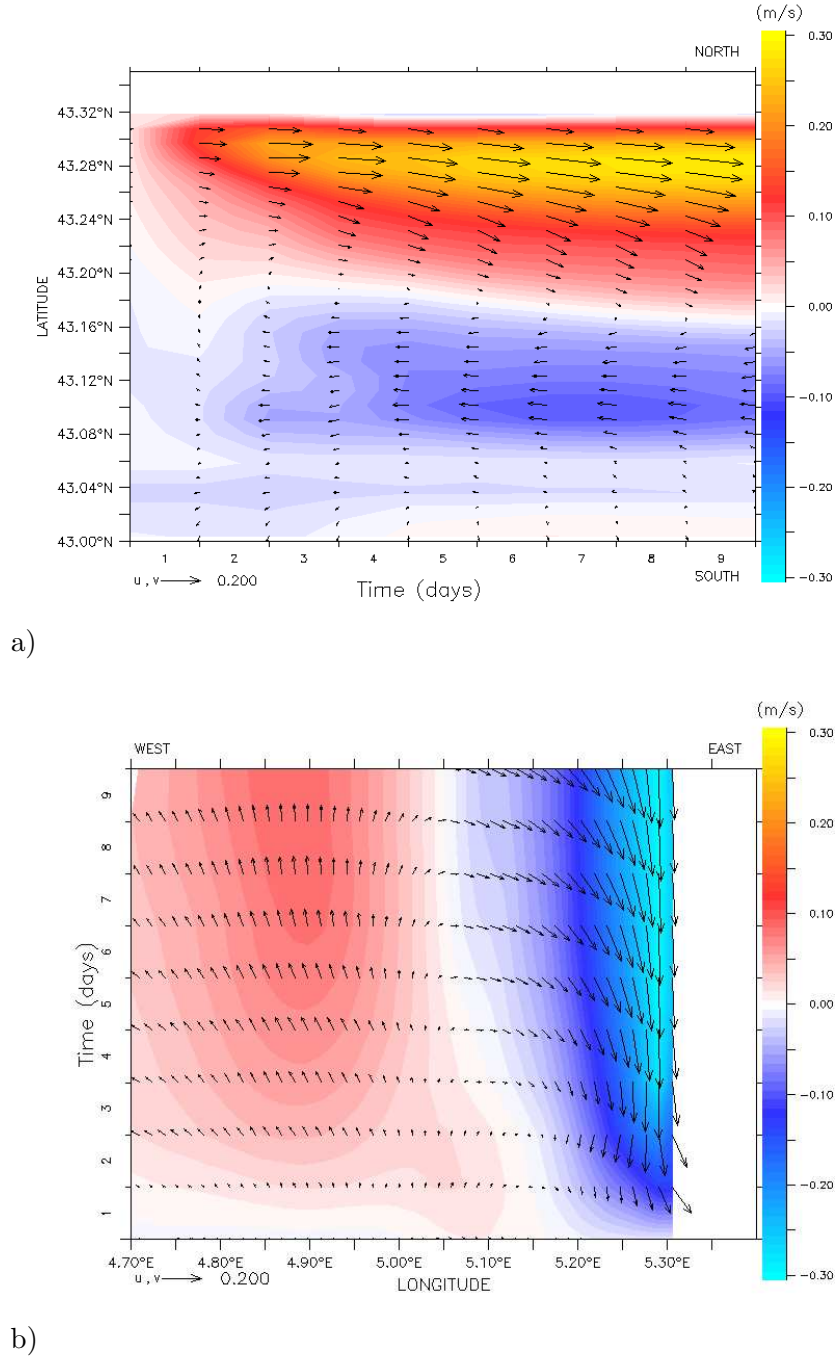


FIG. 5.11 – Hovmöller diagram (run_B1D1NC1R0W1) along eddy crossing sections : (a) zonal (m/s) at longitude 5.1°E and (b) meridional (m/s) at latitude 43.2°N depth-integrated velocity superimposed to current vectors.

depicts the Okubo-Weiss parameter distribution at the surface after 2 days of relaxation. This parameter is defined by the difference between the strain and the vorticity ($W = s_n^2 + s_s^2 - w^2$, where s_n , s_s and w are the normal and shear components of strain and vorticity, respectively). W is a measure of the stirring and mixing in the eddy field and helps to identify eddy cores (Basdevant, 1994) and barriers for transport applications (Pasquero et al. (2001), Testor et Gascard (2005), Isern-Fontanet et al. (2004)). The strong negative core at the eddy location is well-defined and represents negative vorticity according to the current vectors. The computed eddy is slightly smaller (20km-diameter) than the observed ones (fig. 5.3), nearly at the same location especially for the 4th and 17th of December events, and its lifetime is shorter (about 10 hours) due to a strong superimposed inertial signal at surface. The associated velocities are reduced to about 0.15m/s.

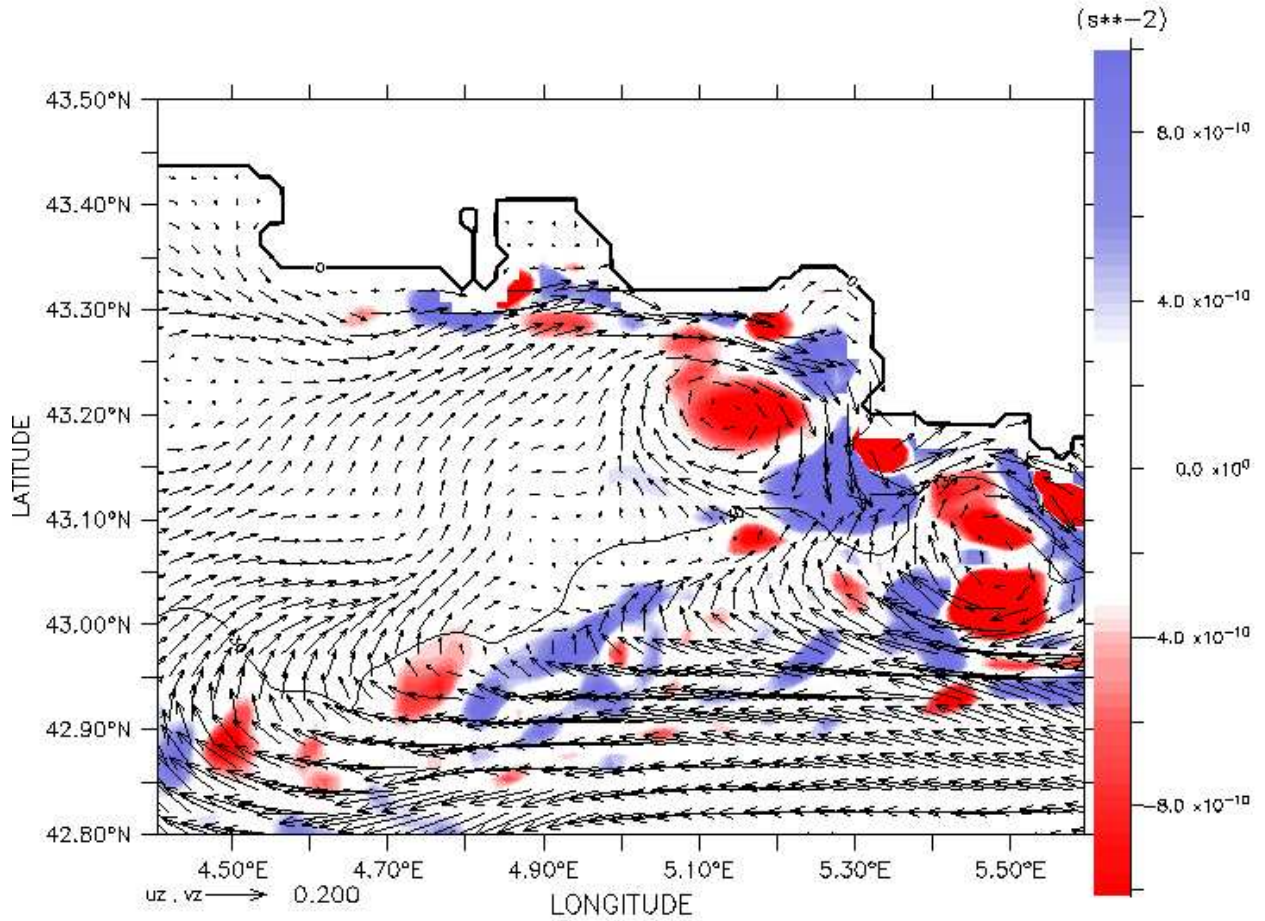


FIG. 5.12 – Surface Okubo-Weiss parameter and current vectors for run_B1D1NC1R0W1 at day 7. 4 days of continuous northerly wind was followed by 2 days of relaxation.

The impacts of the bathymetric constraint, the Rhône river discharge and the NC are analyzed by running different configurations. Figure 5.13 depicts the circulation for some of the configurations, in terms of integrated velocity (upper panels) and surface velocity

(lower panels). Panels a and e are the resulting reference run circulation, showing the eddy clearly apparent off Marseille area on the depth integrated velocity vectors with speed of about $0.2m/s$ (same as figure 5.10), and the successive surface detection after 2 days of wind relaxation (same as figure 5.12). According to several runs consistent with bathymetric options, the barotropic eddy can not develop with an idealized smoothed coastline (B1, fig. 5.13b) or a constant 200m depth shelf (B2, fig. 5.13c), neither can the surface eddy after relaxation. This demonstrates the importance of the complex coastline and the details of bathymetry for the generation of confined eddies.

Figures 5.13d and h correspond to run_B1D1NC0R1W1, i.e. without any bordering current but including the Rhône river output. Neither the NC, nor the freshwater discharge influence the deep eddy formation (panel d). Nevertheless, after the wind relaxation, the surface eddy intensity is slightly strengthened by the supply of river discharge. Without any bordering current, the eddy is drifted southward, suggesting that the NC tends to constrain the eddy close to the coast.

The eddy generation and its temporal evolution depend on wind intensity which needs to be strong (more than $12m/s$). Indeed, some additional tests were run to explore the influence of the wind intensity, with 10, 12, 14 or $16m/s$ (table 5.1) : only the two former led to the eddy generation.

Hence, the generation of this eddy could be explained by the relaxation of a strong northerly wind, letting the deep eddy reach the surface. This hypothesis is corroborated by another simulation using the same wind relaxation but only after 2 days of constant wind which is not sufficient for the generation of the deep eddy. In that case, no significant negative vorticity is detected at the surface.

Similar wind scenarios could be identified in figure 5.6, and related to the eddy observation. Strong northerly events as observed in all data set from the 18th to the 22nd of December (fig. 5.6) lead to surface wind-driven south-westward circulation according to radar maps (not shown), as expected by Ekman dynamics theory. In this usual configuration, no surface eddy could be observed, but a deep one could exist according to our idealized simulations. A surface eddy was measured a few days later (days 22-24), during a local wind relaxation (fig. 5.6, lower panel). A faster wind sequence was present for the 4th eddy event in December 2006 (days 26-27) with strong Mistral immediately followed by a relaxation during eddy observation.

5.3.3 Southerly wind driven circulation

The complementary feature appearing in the first wind EOF (fig. 5.7) is a southerly wind, with specific events at days 1-3 (before the generation of the 1st eddy observed by radars) or days 29-31 during the last eddy measurements (fig. 5.6). Our second idealized wind forcing (W2) specifically concerns this wind regime.

According to run_B1D1NC1R1W2, a southerly wind has no effect on a barotropic anticyclonic circulation and we do not expect any deep eddy structure. The wind only affects the position of the Rhône river plume which is partly constrained to the north-eastern coast of the GoL. Ulses et al. (2005) observed and modelled similar feature in the Gulf of Fos, the small semi-enclosed bay close to the Rhône mouth.

After the relaxation of a 4-days strong homogeneous southerly wind, a surface anticyclonic eddy is generated, initially positioned close to the coast, then growing and extending southward. Figure 5.14 shows the Okubo-Weiss parameter corresponding to this surface eddy after 5 days without wind. It shows the eddy core with high vorticity

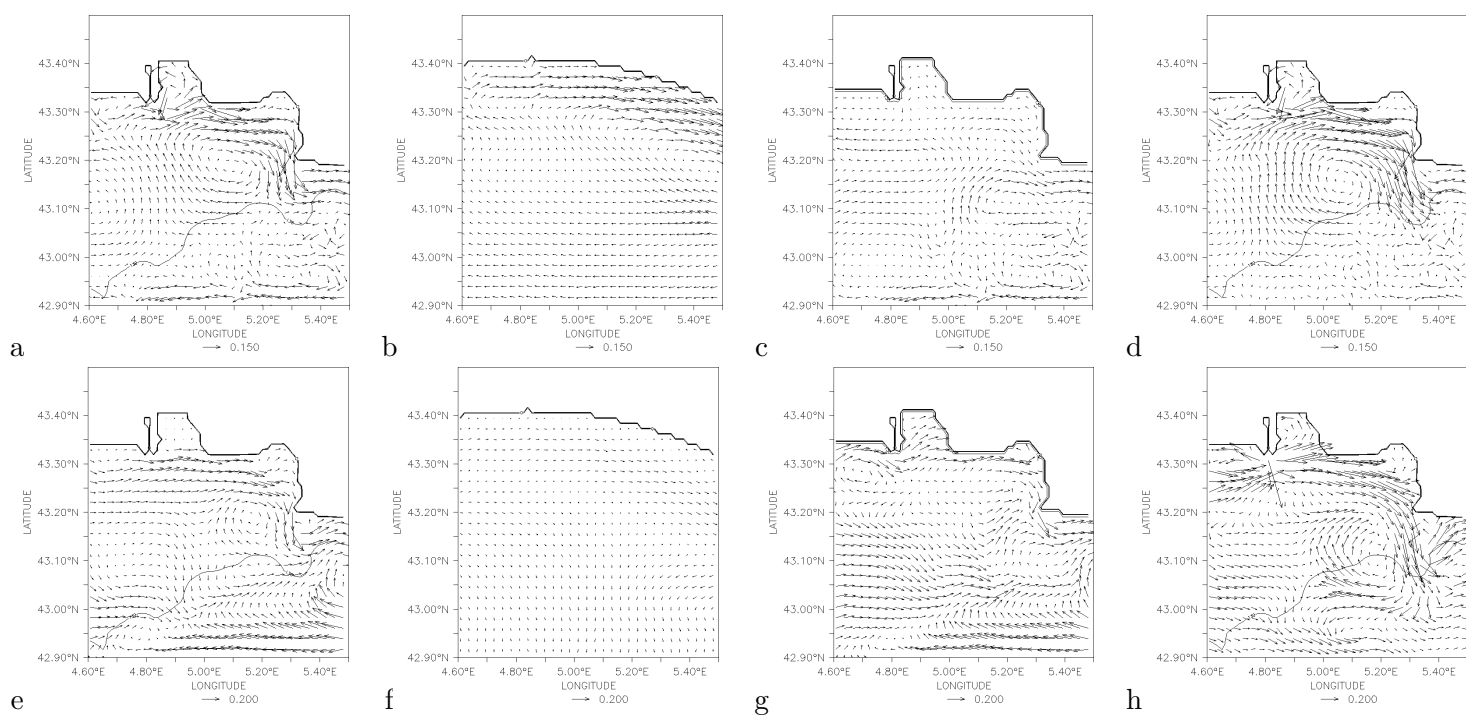


FIG. 5.13 – Idealized simulation for Northern wind : a,e REF (run_B1D1NC1R0W1), b,f. idealized bathymetry and coastline (run_B0D0NC1R0W1), c,g. idealized topography (flat 200m-shelf, run_B2D1NC1R0W1)), c,h. REF with Rhône river discharge, no NC (run_B1D1NC0R1W1). Figures a-d represent the vertically integrated currents after 4 days of wind. Figures e-h represent the surface currents 2 days after the wind relaxation.

(negative values) and the surrounded circulation cell with high rates of strain (positive values), with stronger extrema than for the simulations with Mistral (fig. 5.12). The total eddy diameter is between 20km and 30km with velocities of 0.3m/s . This eddy is generated approximately 1.5 days after the wind relaxation and grows for a few days. Figure 5.15 exhibits the temporal evolution of surface density and current vectors at longitude 5.1°E , bringing into light the correlation between the southward extension of the eddy with the lighter front. Another interesting feature appears in the intermediate part of the diagram, corresponding to a section $43^\circ\text{--}43.2^\circ\text{N}$ and to the 130m isobath. The arrows indicating the direction and speed of the current, reveal an anticyclonic rotation with a 17.5 hours period for almost 5 successive periods. This corresponds to inertial motion confirmed by the thermocline (not shown) signature, both decaying in time due to frictional effects and being irregular due to the presence of additional waves.

Figure 5.16 illustrates the surface circulation at different times (2 days in the upper panel, and 5 days in lower panels) after wind relaxation, according to different run configurations. Panels a and e corresponds to the reference configuration B1D1NC1R1W2 (same as fig. 5.14), where the circulation is superimposed to the surface salinity signature. The eddy is marked by a freshwater patch from Rhône river freshwater that was advected eastward by the wind forcing, and trapped in the eddy. This transport effect could have important local consequences, regarding pollution and material dispersion. A necessary condition for this generation mechanism is the freshwater output of the Rhône river, as indicated by the simulation without river discharge (panels b and f). Additional simulations have been carried out with the same wind forcing but different configuration combinations to evaluate their influence on this mechanism, like the NC, or the bathymetry. Results without any current bordering the shelf (NC0, fig. 5.16d,h) or with a constant gulf depth set at 200m (B3, fig. 5.16c,g) demonstrate that neither the NC nor the gulf sloping topography are necessary for this eddy generation mechanism. Yet, both contribute to reinforce it in size and intensity and the NC clearly constrains the eddy close to the coast. Additionally, the effects of wind duration and intensity and Rhône river runoff have been investigated (table 5.1). 2 days of wind stress are sufficient for the generation mechanism, while lower values of wind intensity or freshwater runoff lead to a smaller and weaker eddy.

Only southerly winds can constrain a part of the plume in the Marseille bay, a necessary condition for the buoyancy gradients formation and therefore the eddy generation. Usually, the plume is either flowing westward of the river mouth for weak winds (due to Coriolis effects) or easterly winds, either extending south-westward for northwesterly winds (Ulses et al., 2005; Estournel et al., 2001; Broche et al., 1998; Marsaleix et al., 1998; Estournel et al., 1997), hence not really affecting the eddy area. Yet, this kind of structure is known in the literature as a freshwater bulge, and was recently observed close to other estuaries as in the Hudson's river plume by ocean color imagery and surface current radars (Chant et al., 2008) and in the Columbia river plume by ADCP and CTD measurements (Horner-Devine, 2009). The generation mechanisms have been previously studied, theoretically or via idealized studies (Yankovsky et Chapman (1997), Avicola et Huq (2003) or Choi et Wilkin (2007)), pointing out to the importance of the high river discharge, as well as an irregular coastline featuring large angle between the coast and the outflow. Our studied area, characterized by a complex coastline, is consistent with these characteristics.

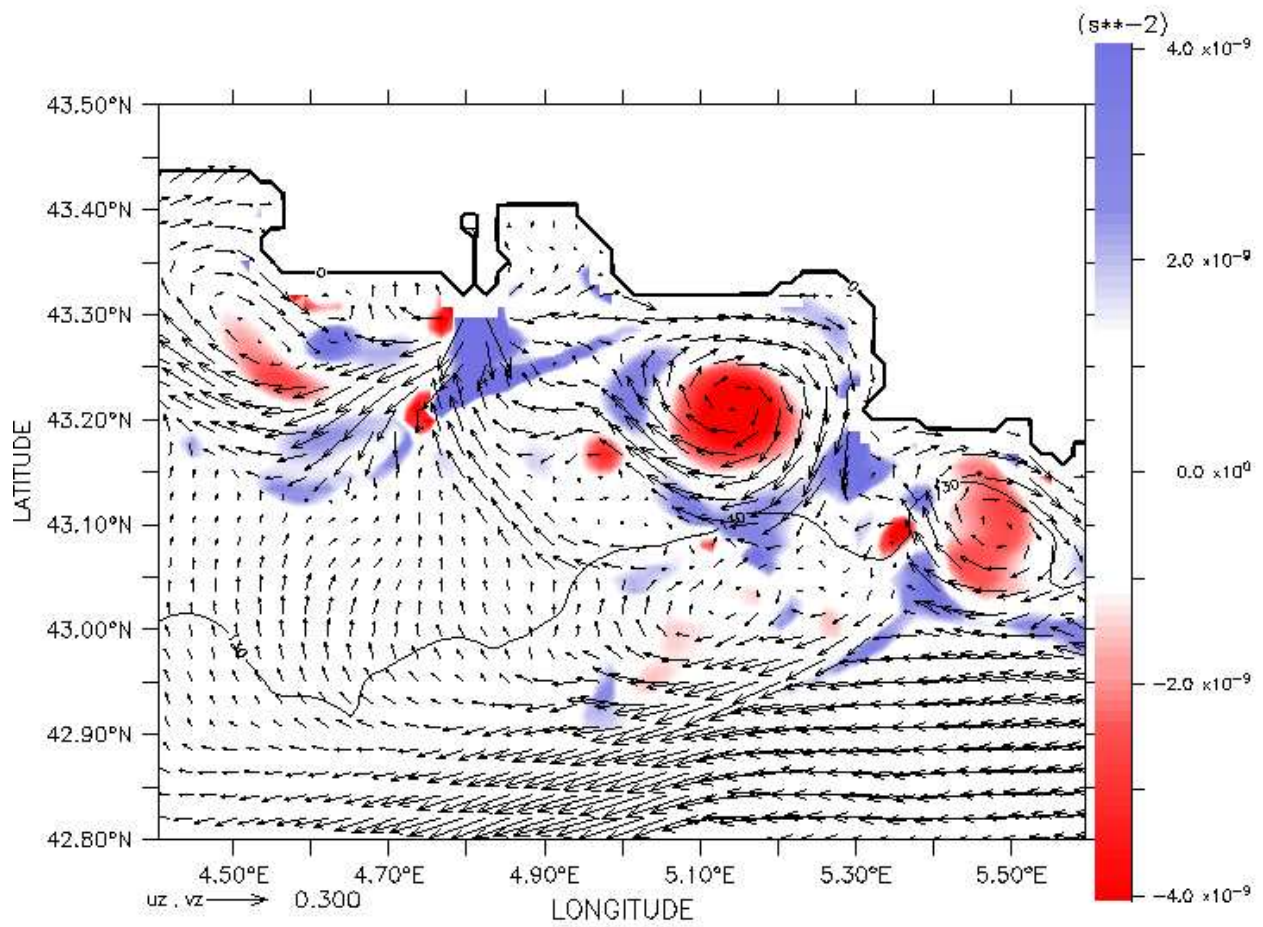


FIG. 5.14 – Surface Okubo-Weiss parameter and current vectors for run_B1D1NC1R1W2 at day 10. 4 days of continuous southerly wind was followed by 5 days of relaxation.

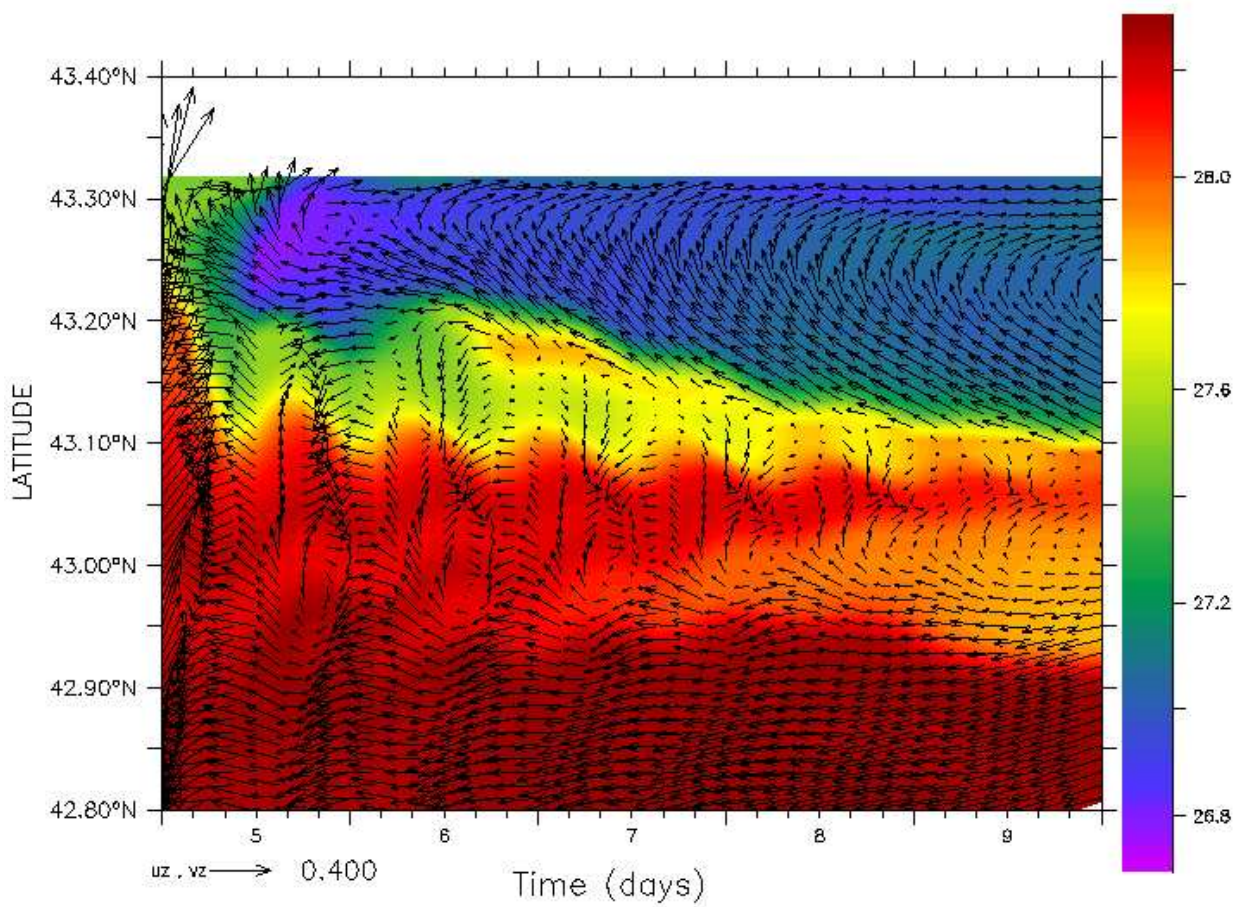


FIG. 5.15 – Hovmoller diagram of surface density superimposed to current vectors at longitude 5.1°E (starting at relaxation after 4 days of southerly wind run_B1D1NC1R1W2).

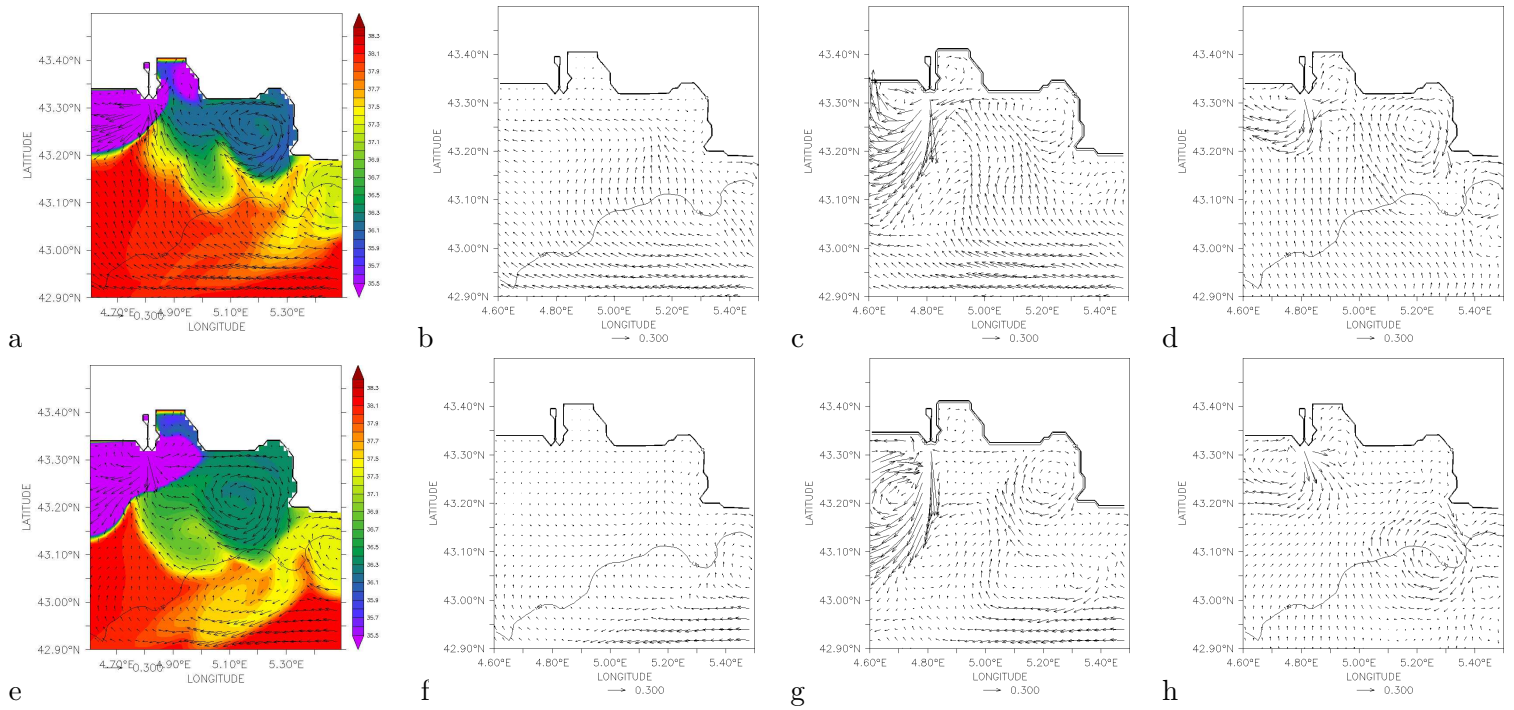


FIG. 5.16 – Idealized simulations for Southern wind : a,e. REF (run_B1D1NC1R1W2), b,f. REF without Rhône river discharge (run_B1D1NC1R0W2), c,g. idealized topography (flat 200m-shelf, run_B2D1NC1R1W2), d,h. REF without NC (run_B1D1NC0R1W2). Figures a-d represent the surface currents 2 days after the wind relaxation, figures e-f 5 days after the wind relaxation.

5.4 Conclusions

This research investigates the dynamics of anticyclonic eddies which were observed off the coast of Marseille in the Gulf of Lions several times during a 17 months HF radar campaign in 2005-2007. The eddy features a diameter reaching 40km, a variable lifetime (a few hours up to 2.5 days) and an irregular occurrence. This paper specifically focus on five of them which were observed with remarkable consistency and duration in December 2006. The main issue of this study was to identify physical mechanisms that could lead to its generation, in particular the effect of wind forcings which are very specific and intense in the area. Other distinctive features of the region were investigated too, through different idealized configurations, permitting to evaluate the influence of the bathymetry, Rhône river outflow, buoyancy and general circulation (NC).

This process oriented study suggested two possible mechanisms, radically differing one from each other. The first one goes through two steps : due to the gulf's geometry and shallowness, northerly winds create a depression at the eastern side of the GOL, leading to a south-eastward barotropic geostrophic jet. Then, off Marseille, the curving coastline constrains the upwelling jet southward, generating negative vorticity. The anticyclonic structure is generated with an extension corresponding to the shelf's expansion, similar to the one observed at different depths by ADCP campaigns. This eddy forms by intense wind conditions, thus only under the surface layer subject to Ekman circulation. According to numerical simulations, the eddy is apparent at the surface after the wind relaxation, and accelerated by both the Rhône water discharge and the bordering Northern Current. In this mechanism the coastline and the bathymetry play a fundamental role by confinement effect.

The second possible generation mechanism is driven by buoyancy forcing resulting from the Rhône river outflow. Strong southerly winds constrain part of the plume in the Marseille bay. During wind relaxation, a freshwater surface lens or bulge detaches from the coast with high buoyancy gradient leading to a well-defined anticyclonic eddy, remaining stable for a few days.

These generation mechanisms are both physically realistic and coherent with the region's characteristics. The first one is assumed to be more common as statistics on wind conditions in the GOL show higher frequency of Mistral (45% of winds exceeding 10m/s) compared to southerly winds (5% of wind sectors).

Additional tests have been conducted, from further EOF modes, different typical wind combinations and spatial structures, toward the realistic MM5 wind data. Concerning the simulations forced by additional idealized wind, only a northwesterly wind (Tramontane) could generate a deep vortex with similar dynamics than with northerly wind. Easterly ones which constitute the second EOF, as well as spatial or temporal combination of typical winds do not lead to the generation of the vortex or to a clear identification of a mechanism. Eventually, to complete the analysis on the effect of wind forcing on the eddy generation, the MM5 atmospheric data set during December 2006 was used to force the oceanic model, both in an operational nesting way and in an academic way. None of these runs managed to well reproduce a surface vortex similar to the one observed by HF radars at the correct dates. This reinforces the general idea that reproducing with model such small scale oceanic structures as the eddy investigated in this paper, remains a major challenge.

Very high resolution is needed for hydrodynamic configurations as well as for bathymetric precision and atmospheric forcings. The use of recently developed meteorological

models, with higher spatial and temporal resolution, is expected to strongly influence and hopefully improve the prediction of mesoscale and sub mesoscale coastal structures. Furthermore, the correct parametrization of momentum and heat fluxes at the air-sea interface remains a challenge, as this could strongly impact the oceanic circulation, regardless the resolution. The assimilation of surface currents as measured by coastal radars, may also improve the numerical simulations.

For further process-oriented investigations, combined in situ observations would be useful, permitting to monitor simultaneously surface dynamics through HF radars and deeper circulation through ADCP transects and density profiles for instance. Additional processes evidenced by radar measurements would also deserve specific analysis, like inertial motion, coastal current instabilities and surface circulation seasonal variability.

Acknowledgments

The radar campaign was founded by the French ECOLO-PNEC (Programme National Environnement Côtier) project. We are thankful to Yves Barbin and Joel Gaggelli who collected and post-treated the data. The research was supported by IFREMER and METEO FRANCE in the framework of a PhD grant and by GIRAC Pôle Mer. Finally, the authors would like to thank ACRI ST company for the MM5 configuration managing. Most of the simulations have been run using IFREMER calculation facilities.

L'étude de processus présentée au chapitre précédent a permis de mettre en évidence deux mécanismes physiques pouvant expliquer la génération du tourbillon observé préalablement par radars HF. Cependant, comme nous l'avons vu, une modélisation "réaliste" utilisant des forçages atmosphériques issus du modèle MM5 ne permet pas de reproduire ce tourbillon aux bonnes dates. Ceci soulève de nombreuses questions : pourquoi des vents idéalisés dans le temps et dans l'espace suffisent à générer ce tourbillon alors que des champs de vent plus complets et a priori plus réalistes n'induisent pas une telle circulation ? Y a-t-il des éléments manquants, ou au contraire qui masquent les situations propices à la génération du tourbillon ?

Afin de répondre à ces interrogations, différentes simulations idéalisées ont été réalisées. Des composantes réalistes seront rajoutées au fur et à mesure pour tenter d'expliquer leurs contributions.

6.1 MM5, ALADIN, LAMI

Tout d'abord, alors que seuls les champs de vent issus de MM5 sont considérés dans le chapitre précédent, l'impact d'autres sorties de modèles ont été étudiées : ALADIN (sorties à 9.5km , $3h$) et LAMI (sorties à 7km , $3h$), les modèles de Météo France et d'Italie respectivement. Malheureusement, les simulations complètes du mois de décembre 2006, forcées par chacun de ces modèles atmosphériques, et quelle que soit la configuration hydrodynamique utilisée, conduisent aux mêmes conclusions : le tourbillon n'est pas généré, ni en surface ni en profondeur.

Les figures 6.1 et 6.2 comparent l'évolution des vecteurs de vent issus de ces 3 modèles aux mesures de la bouée GOL et à la station de Marignane ($5.2^\circ E$, $43.4^\circ N$). Cette dernière est une station à terre, proche de la zone du tourbillon, dont les capteurs sont situés à 5m d'altitude. L'intensité du vent mesuré a donc été extrapolée à 10m (grâce à la loi du profil logarithmique) afin de la comparer avec les sorties de modèles. De plus, le tableau 6.1 permet de quantifier les performances des modèles par rapport aux mesures.

À la bouée GOL, l'évolution des vents modélisés par MM5, ALADIN et LAMI est similaire (figure 6.1) et les coefficients de corrélation avec les mesures in situ sont élevés (plus de 0.9 pour ALADIN d'après le tableau 6.1). Cependant, on retrouve une tendance à sous-estimer l'intensité du vent dans tous les modèles (0.8 à 1.5m/s) et des différences à haute fréquence (11 et 28 décembre). La comparaison des vents à Marignane permet de se faire une idée sur les conditions de vent plus près de la zone du tourbillon, même si les mesures sont effectuées à terre et sont donc sensibles à l'orographie. Dans un premier temps, on peut noter que toutes les périodes d'observation de tourbillons en surface (rectangles gris) correspondent à des vents relativement faibles, ce qui pourrait confirmer l'hypothèse selon laquelle le tourbillon apparaît en surface lors de la relaxation du vent. Pour chaque modèle atmosphérique, les corrélations par rapport aux mesures de vent à

la station Marignane sont plus faibles qu'à la bouée GOL. Par contre, les biais moyens et RMS y sont moins importants. En particulier, la direction du vent lors de conditions de vent faibles est souvent mal reproduite (11-13, 20-28 décembre, figure 6.2).

Finalement, que ce soit à la bouée ou à la station à terre, les modèles sont assez similaires entre eux, ne mettant pas en évidence de caractéristiques particulières qui pourraient amener de nouvelles conclusions par rapport à la génération du tourbillon.

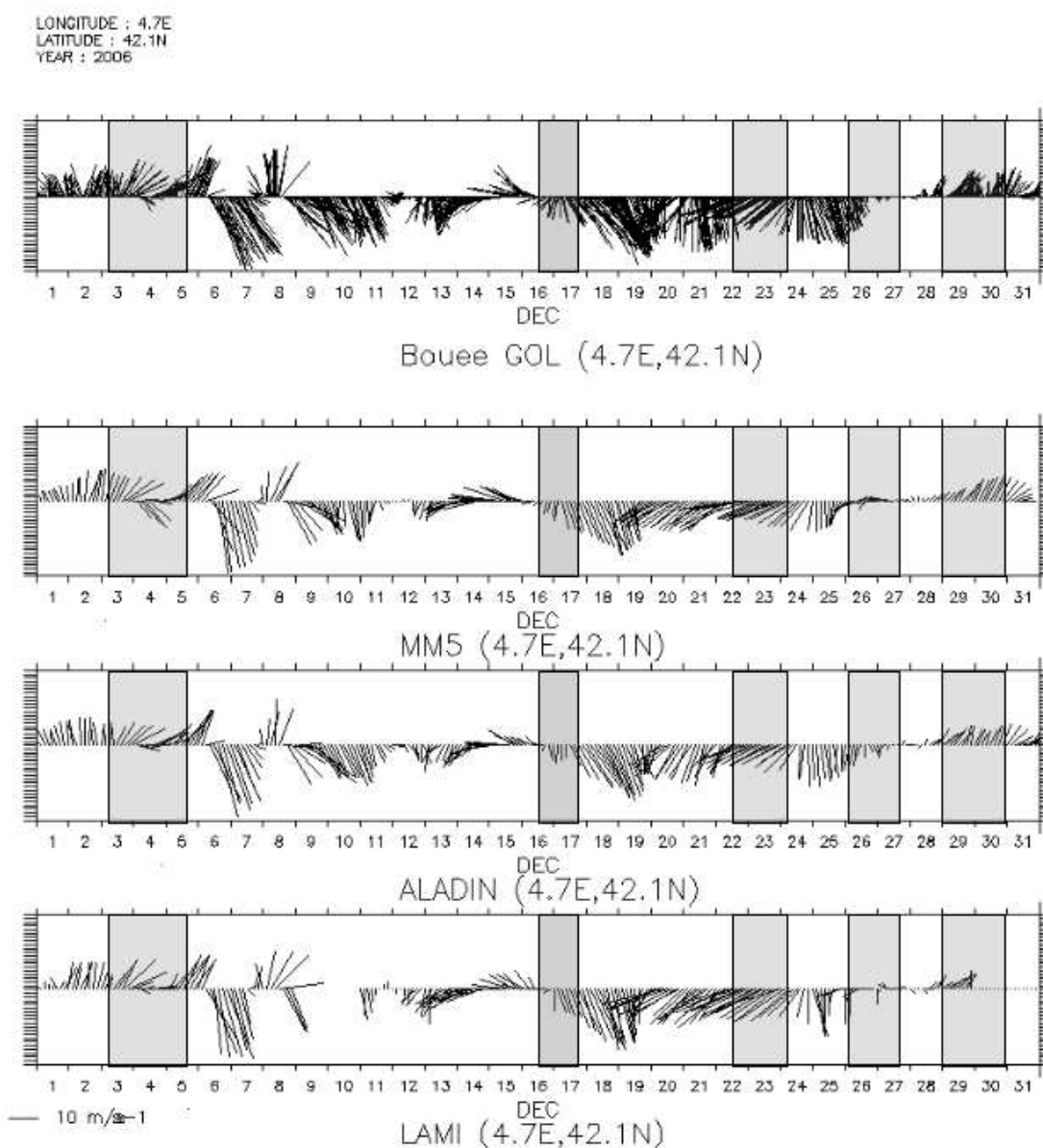


FIG. 6.1 – Comparaison des vents issus de MM5, ALADIN et LAMI et des mesures in situ de la bouée GOL en décembre 2006. Les périodes d'observation de tourbillons par radars sont spécifiées par des rectangles gris.

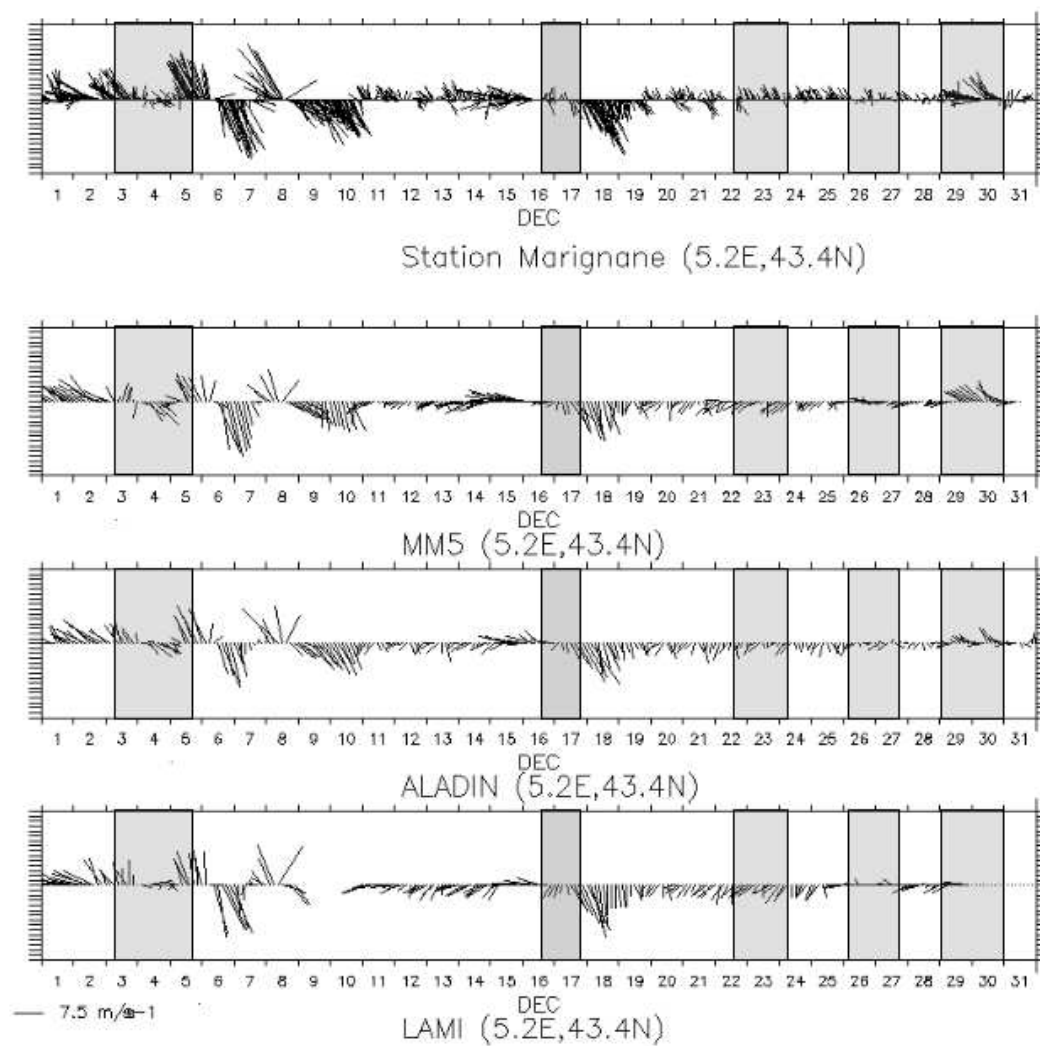


FIG. 6.2 – Comparaison des vents issus de MM5, ALADIN et LAMI et des mesures in situ de la station de Marignane en décembre 2006. Les périodes d'observation de tourbillons par radars sont spécifiées par des rectangles gris.

	Composante U (m/s) corr/biais/RMS	Composante V (m/s) corr/biais/RMS	Intensité (m/s) corr/biais/RMS
Bouée GOL			
mesures vs MM5	0.80/2.0/4.2	0.93/-1.2/3.0	0.85/1.0/2.7
mesures vs ALADIN	0.90/0.5/2.7	0.96/-0.9/2.3	0.93/1.5/2.4
mesures vs LAMI	0.77/2.3/4.6	0.91/-0.3/3.0	0.82/0.84/3.1
Station Marignane			
mesures vs MM5	0.67/1.0/2.4	0.80/1.0/2.2	0.67/-0.6/2.2
mesures vs ALADIN	0.79/0.1/1.7	0.80/0.6/2.0	0.79/0.2/1.7
mesures vs LAMI	0.54/0.9/2.6	0.72/1.16/2.5	0.61/-0.7/2.3

TAB. 6.1 – Statistiques sur les composantes zonales, méridiennes et l'intensité du vent en décembre 2006 comparant les modèles aux mesures in situ : coefficient de corrélation, biais moyen (mesures - modèles) et RMS.

6.2 Génération du tourbillon, entre forçages réalistes et idéalisés

L'une des principales interrogations suscitées par l'étude numérique présentée au chapitre précédent concerne son caractère idéalisé. Les simulations "académiques" permettent de simplifier au maximum les forçages et d'identifier précisément leur influence respective. D'un autre côté, plus on simplifie, plus on s'éloigne de la réalité. En particulier, les vents utilisés ont des directions réalistes, mais pas de véritable variabilité, ni spatiale ni temporelle, alors que les champs issus de modèles atmosphériques sont plus réalistes, mais ne permettent pas de générer le tourbillon. Afin d'appuyer les mécanismes de génération proposés d'une part et d'identifier les caractéristiques potentiellement manquantes dans les forçages des modèles d'autre part, différentes simulations intermédiaires ont été réalisées.

Le tableau 6.2 résume les simulations les plus concluantes, triées selon les caractéristiques du forçage du vent testées : l'intensité du vent, les structures spatiales ou la variabilité temporelle.

Tout d'abord, alors que les champs de vent complets en décembre 2006 ne permettent la génération d'aucun tourbillon dans la zone d'intérêt (simulations *Dec1* et *Dec2* dans le tableau 6.2), une augmentation de l'intensité du vent est suffisante pour la formation d'un tourbillon en profondeur lors d'événements de Mistral/Tramontane (*Dec3*, *Dec4*). Cependant, ce tourbillon n'apparaît pas en surface.

D'un autre côté, si le tourbillon est préalablement généré sur la colonne d'eau, puis que le forçage correspond à une séquence de vent faible issue des champs de MM5 ou ALADIN, il devient visible en surface (*Mistral1*, *Mistral2*). Le cas *Mistral1* est présenté sur la figure 6.3 : après un Mistral fort (16m/s), homogène et constant pendant 4 jours, l'évolution du vent correspond à un vent faible du 25 au 28 décembre, issu des champs de MM5. Le tourbillon en surface apparaît alors clairement sur les champs de courants de surface (figure 6.3b). De plus, ces dates correspondent précisément à l'observation d'un tourbillon par radars. On peut donc supposer que le Mistral préalable au tourbillon observé, confirmé jusqu'au 25 décembre par les mesures à la bouée, n'est pas suffisant

		TEST	Forçage du vent	Tourbillon sur toute la colonne d'eau	Tourbillon en surface
<i>Dec1</i>	Champs de vent complets (décembre 2006)		MM5 (Décembre 2006)	non	non
<i>Dec2</i>			ALADIN (Décembre 2006)	non	non
<i>Dec3</i>		intensité	MM5 (Décembre 2006) *1.5	OUI (7-8,10-12,18)	non
<i>Dec4</i>			ALADIN (Décembre 2006) *1.5	OUI (13, petit)	non
<i>Mistral1</i>	Mécanisme Mistral	relaxation réaliste	Mistral (ct 4 jours) puis MM5 (25-28 dec)	OUI	OUI
<i>Mistral2</i>			Mistral (ct 4 jours) puis ALADIN (25-28 dec)	OUI	OUI
<i>Mistral3</i>		variabilité spatiale réaliste	MM5 6dec (ct 4 jours) puis STOP	OUI	OUI
<i>Mistral4</i>		variabilité spatiale et temporelle réaliste	MM5 (6-11dec) *1.5 puis STOP	OUI	OUI
<i>Sud1</i>	Mécanisme Sud	relaxation réaliste	Sud (ct 4jours) puis STOP puis MM5 (25-28)	non	OUI
<i>Sud2</i>		variabilité spatiale réaliste	MM5 30dec *2 (ct 4jours) puis STOP	non	OUI (petit)
<i>Sud3</i>			ALADIN 29dec *2 (ct 4jours) puis STOP	non	OUI
<i>Sud4</i>		variabilité spatiale et temporelle réaliste	MM5 (1-2dec) STOP	non	OUI (petit)
<i>Sud5</i>			ALADIN (1-2dec) STOP	non	OUI

TAB. 6.2 – Résumé des simulations dont le forçage du vent est issu ou inspiré des modèles atmosphériques MM5 ou ALADIN. Les simulations en rouge sont illustrées par les figure suivantes. Lorsque l'intensité est multipliée pas un facteur 1.5 ou 2, il s'agit de l'intensité du vent (m/s).

dans les sorties MM5 pour générer le tourbillon modélisé.

Ce test est également concluant pour un vent de Sud (*Sud1*), démontrant que dans les deux cas la relaxation du vent peut simplement correspondre à un vent faible, pas nécessairement l'arrêt complet du vent (comme effectué pour les simulations idéalisées présentées au chapitre précédent).

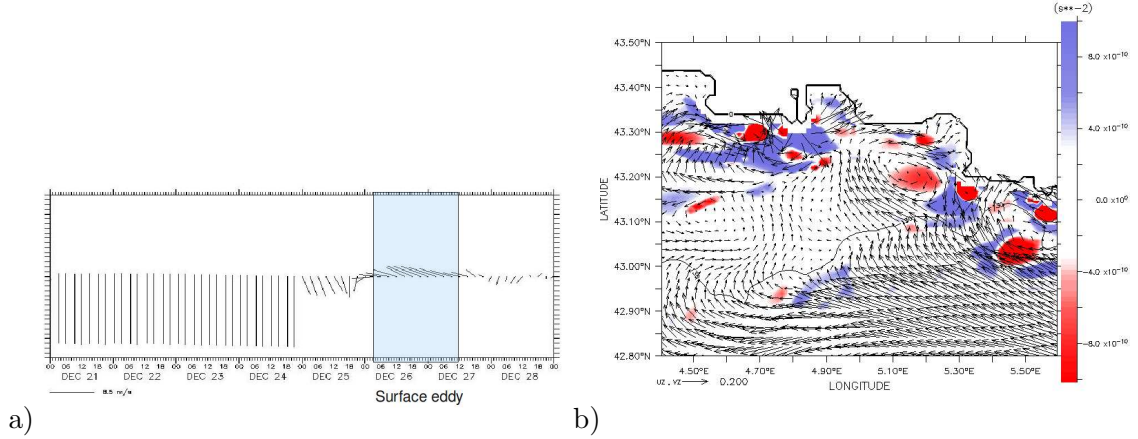


FIG. 6.3 – Run *Mistral1* : a) Évolution du vent à ($5.1^{\circ}E, 43.1^{\circ}N$) : Mistral homogène constant pendant 4 jours, puis relaxation de MM5 du 25 au 28 décembre 2006. Les courants de surface (m/s) ainsi que le paramètre d'Okubo-Weiss sont représentés pour le 26 décembre 2006 à 18h (figure b).

Concernant la variabilité spatiale, des simulations idéalisées remplaçant les vents homogènes par des situations plus réalistes pour le vent du Nord (*Mistral3*) ou du Sud (*Sud2, Sud3*) conduisent également à la génération du tourbillon en surface. La figure 6.4a correspond à un Mistral canalisé, accompagné d'une Tramontane. Lorsque ce fort vent est appliqué plusieurs jours, un tourbillon se forme sur la colonne d'eau (6.4b), et apparaît ensuite en surface lors de la relaxation du vent (6.4c). La figure 6.5 présente une expérience similaire pour le vent du Sud (*Sud3*) avec un forçage de vent issu des sorties ALADIN, dont l'intensité a été doublée, pour atteindre des valeurs de l'ordre de $12m/s$ au niveau du tourbillon. Le tourbillon en surface est alors formé par un mécanisme similaire à celui décrit au chapitre précédent.

Enfin, les run *Mistral4* et *Sud4,5* mettent en évidence l'importance de la relaxation : une séquence de vent de quelques jours, issue des sorties de MM5 ou ALADIN, puis relaxée, conduit à la formation du tourbillon en surface. Les séquences choisies correspondent à un Mistral, dont l'intensité a été augmentée pour le run *Mistral4*, ou à un vent de Sud (1-2 décembre).

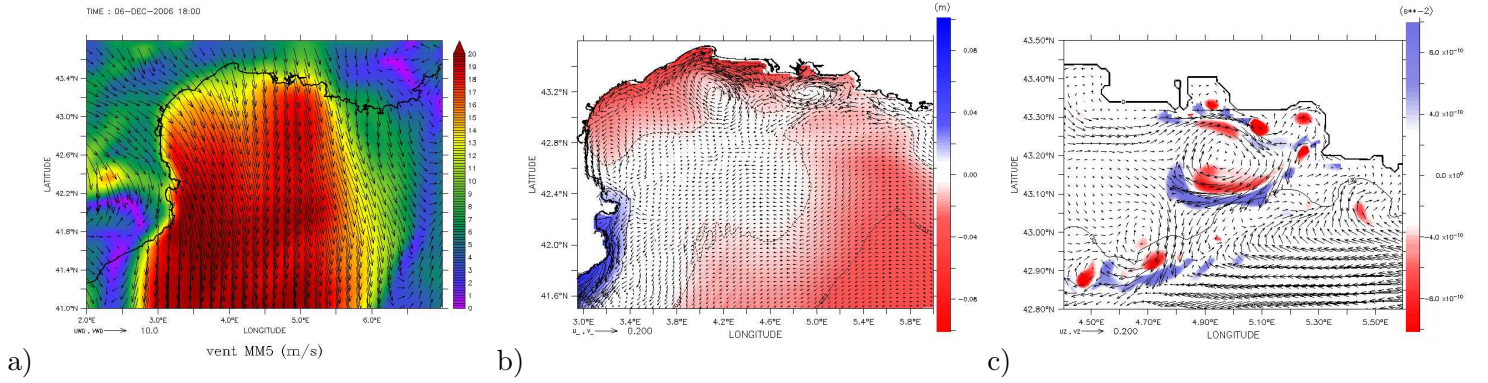


FIG. 6.4 – Run *Mistral3* : a) Mistral issu de MM5 (snapshot du 6 Décembre 2006 18h), en forçage constant pendant 4 jours puis relaxé. b) Anomalie de surface libre (par rapport à la condition initiale avant le forçage du vent) et vitesses intégrées (m/s) après 4 jours de vent constant. c) Tourbillon en surface, après 2 jours de relaxation : paramètre d’Okubo-Weiss et courants en surface.

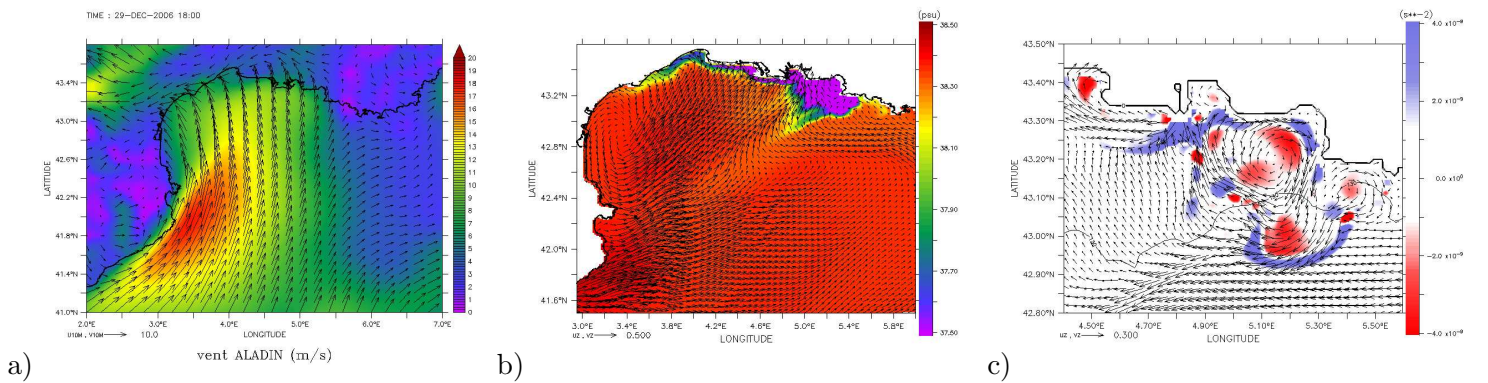


FIG. 6.5 – Run *Sud3* : a) Vent de Sud issu de ALADIN dont l’intensité est doublée (snapshot du 6 Décembre 2006 18h), en forçage constant pendant 4 jours puis relaxé. b) Salinité et vitesses de surface (m/s) après 4 jours de vent. c) Tourbillon en surface, après 2 jours de relaxation : paramètre d’Okubo-Weiss et courants en surface.

6.3 Que manque-t-il aux modèles réalistes pour générer ce tourbillon ?

En résumé, différentes conditions réunies sont nécessaires :

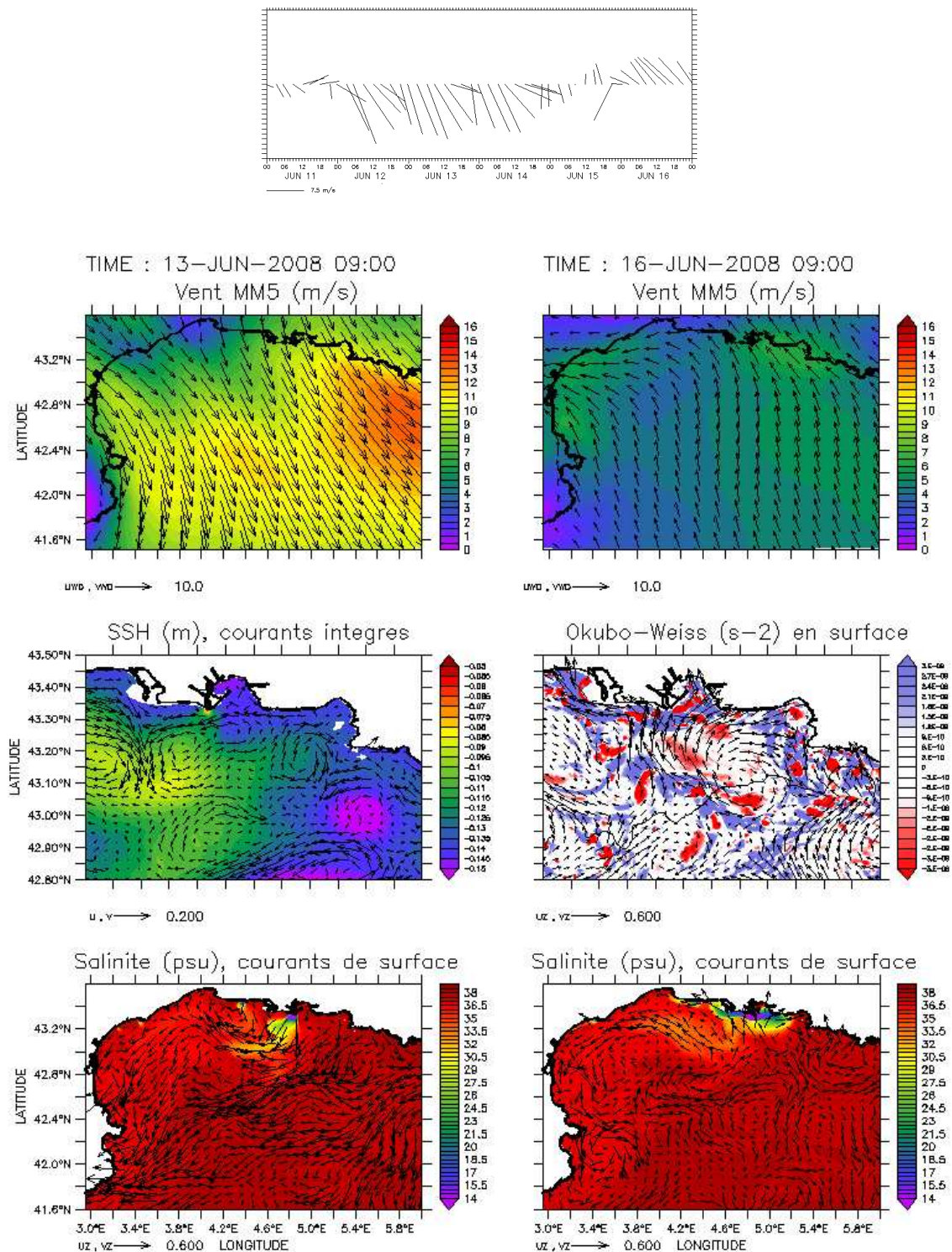
- un vent suffisamment fort et durable
- suivi d’une relaxation dans la zone du tourbillon
- pas de dynamique initiale ou simultanée prépondérante (intrusions du courant, circulation induite par le rotationnel du vent)

Si les simulations réalistes n’ont pas permis de mettre en évidence les tourbillons observés en décembre 2006, les mécanismes décrits par les simulations académiques ont été mis en évidence à d’autres périodes de l’année. Sur la figure 6.6 en haut, on peut voir l’évolution du vent au niveau du tourbillon : Mistral du 12 au 15 juin suivi d’un faible vent de Sud-Est. Les figures à gauche correspondent au 13 juin 2008 : un vent de Nord/Nord-Ouest de $13m/s$ qui génère un tourbillon visible sur les vitesses intégrées, alors que le panache du Rhône s’étend vers le Sud-Ouest. Ensuite, le 16 juin (figures de droite), le vent est beaucoup plus faible ($5m/s$), et le tourbillon est visible sur les champs de courants de surface. Aucune signature en salinité n’est notable. Ceci correspond clairement au mécanisme mis en évidence à l’aide des simulations idéalisées, décrit en section 5.3.2.

La figure 6.7 correspond quant à elle au mécanisme décrit section 5.3.3 : on peut noter un fort vent de Sud du 26 au 28 et le 30 avril 2008, suivi d’une nette relaxation. Le 28 avril (à gauche), le vent est de secteur Sud, d’intensité $10m/s$, entraînant les eaux désalées originaires du Rhône vers le Nord-Est. Les courants intégrés sur la colonne d’eau ne mettent en évidence aucune structure anticyclonique. Par contre le 3 mai, lorsque le vent est relaxé, un tourbillon est visible en surface, formant une cellule d’eau désalée. De plus, cette structure est identifiable le 4 mai sur les images satellites de concentration en chlorophylle-a (MODIS) et de température de surface (AVHRR) (figure 6.8).

6.4 Vers de nouvelles perspectives ...

En complément de la mise en cause de la représentation des champs de vent par les forçages atmosphériques, la capacité du modèle hydrodynamique à générer des structures méso-échelles peut également être discutée. De nouvelles simulations réalistes ont été effectuées pour décembre 2006, utilisant les forçages MM5. Cette fois, la nouvelle version de MARS3D a été testée. Cette version 8 a principalement l’avantage d’utiliser un nouveau schéma numérique (voir section 3.2.3), qui autorise des valeurs de viscosité nominale beaucoup plus faibles. Cela permet de réduire considérablement la viscosité horizontale utilisée par le modèle, et par extension de générer des structures de plus petites échelles, plus persistantes. Les différences sont nettement visibles sur les sorties de la configuration opérationnelle MENOR, en particulier sur les bords Nord du courant Liguro-Provençal le long de la Côte d’Azur (Nice-Toulon) : de petits tourbillons cycloniques et anticycloniques apparaissent, avec des diamètres de l’ordre de la dizaine de kilomètres.



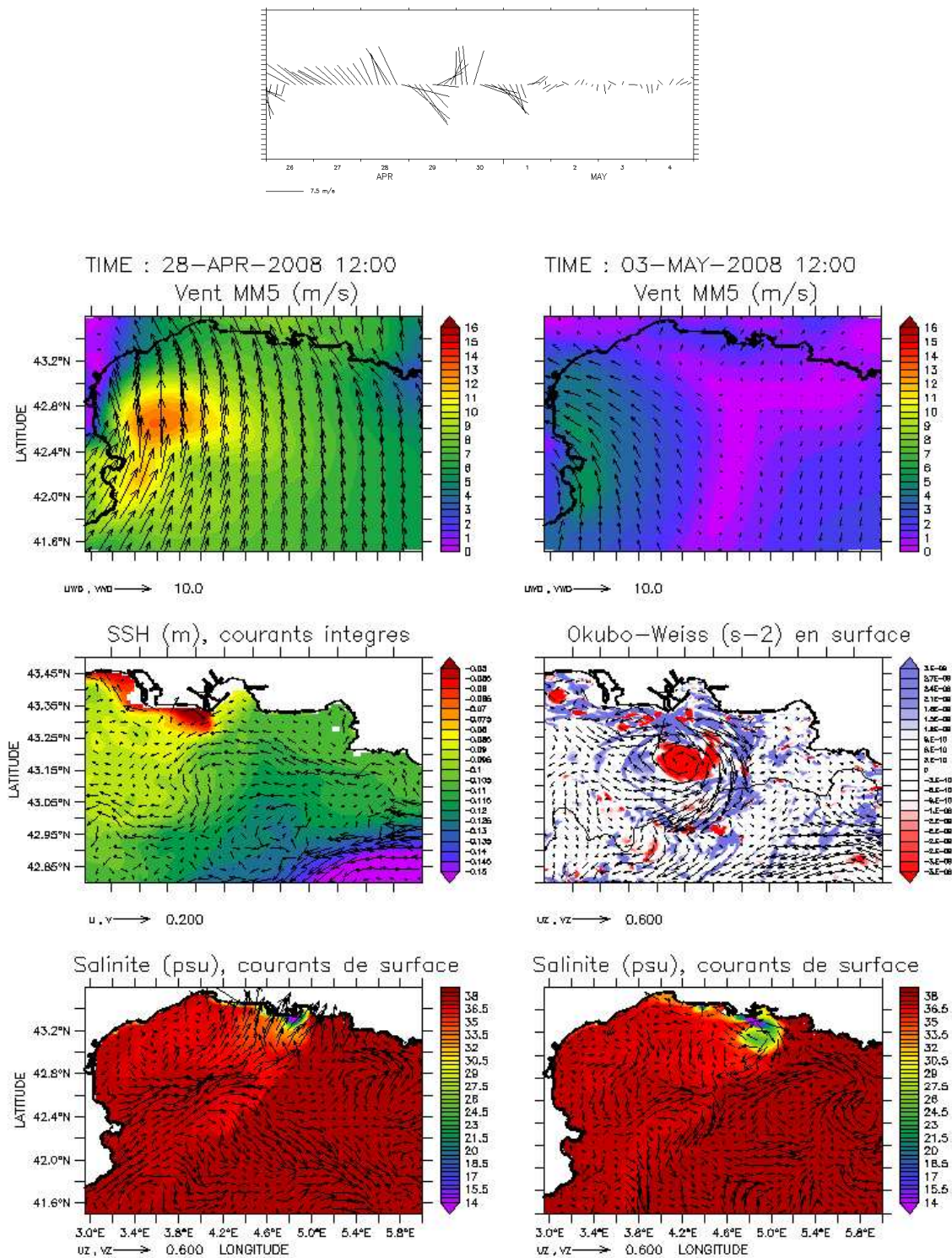


FIG. 6.7 – Modélisation réaliste en 2008 : génération d'un tourbillon en surface après vent de Sud : évolution du vent à ($5.1^{\circ}E$, $43.1^{\circ}N$) du 26 avril au 4 mai 2008 selon MM5 (figure du haut) ; snapshots du 28 avril à gauche, du 3 mai à droite.

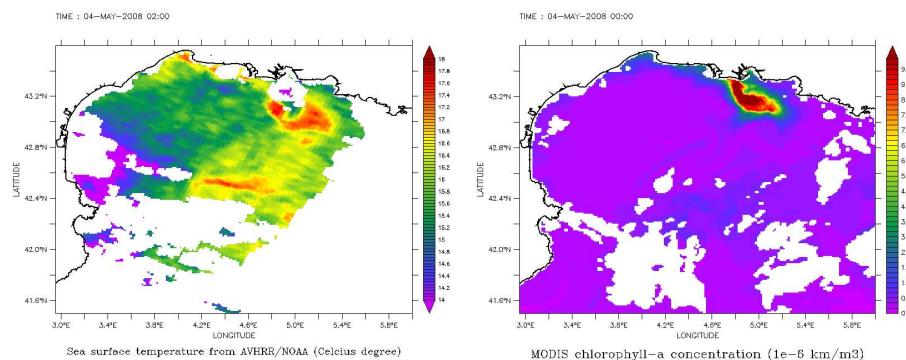


FIG. 6.8 – Observations satellites : SST et chlorophylle-a le 4 mai 2008.

Concernant décembre 2006, le tourbillon au large de Marseille est enfin généré avec cette nouvelle version, en profondeur et en surface. Par contre, les dates ne correspondent toujours pas au tourbillon observé par radars, et les résultats dépendent énormément du choix du coefficient α utilisé dans la formulation de Smagorinsky pour le calcul de viscosité horizontale (équation 3.6). Les figures 6.9 illustrent pour deux dates les courants de surface modélisés avec des viscosités différentes : $\alpha = 0.05$ ou $\alpha = 0.15$. Dans les deux cas, un minimum de viscosité est imposé à $1\text{m}^2/\text{s}$. Pour chaque date, correspondant à une observation du tourbillon par radars, on voit clairement le tourbillon en surface dans une configuration, mais pas dans l'autre : le 3 décembre 2006 cette structure apparaît avec un coefficient $\alpha = 0.15$, alors que le 27 décembre, le tourbillon est présent en utilisant un coefficient plus faible $\alpha = 0.05$. En pratique, la paramétrisation de ce coefficient influence la dimension horizontale des structures que l'on modélise. Sur les figure de droite ($\alpha = 0.15$), les structures sont plus nombreuses et plus grandes, en particulier au Sud du domaine (qui ne correspond pas à la limite Sud de la configuration). De plus, le comportement et la localisation du CN sont clairement modifiés, selon la présence et la taille des méandres.

Cette sensibilité du modèle hydrodynamique à la paramétrisation de la viscosité horizontale, qui n'est plus imposée par la stabilité des schémas numériques, ouvre de nombreuses perspectives mais nécessite des tests de sensibilités plus complets. Cependant, dans le cas de simulations idéalisées comme présentées au chapitre précédent, les mécanismes de génération des tourbillons restent identiques quelle que soit la version du modèle et les coefficients de viscosité utilisés (entre $\alpha = 0.05$ et $\alpha = 0.2$).

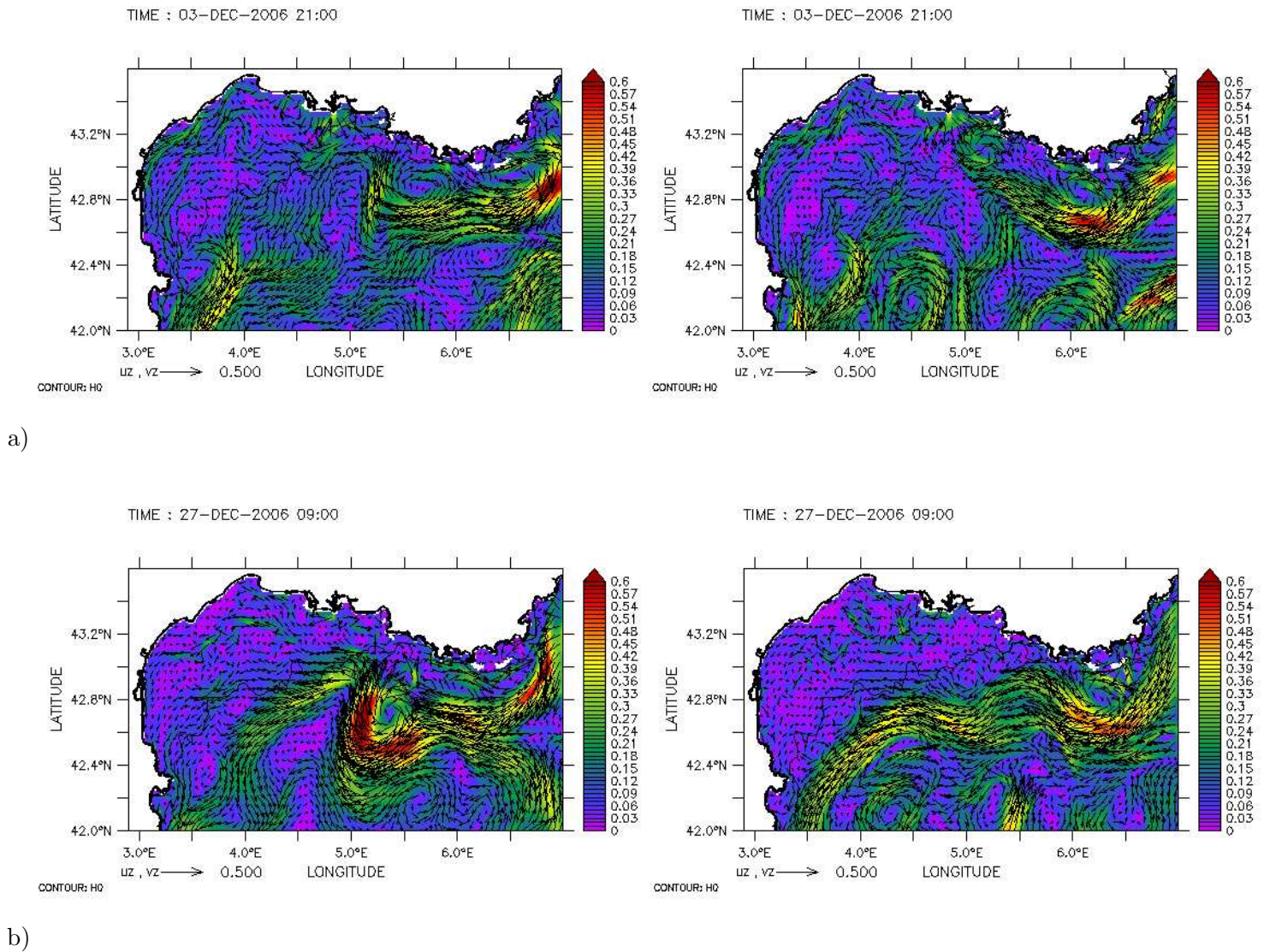


FIG. 6.9 – Courants de surface (m/s) modélisés avec la configuration MENOR (version 8), a) le 3 décembre 2006, b) le 27 décembre 2006. Les figures de gauche correspondent à une simulation utilisant un coefficient de diffusion horizontale de $\alpha = 0.05$, par rapport à $\alpha = 0.15$ pour les figures de droite.

Quatrième partie

Influence des forçages atmosphériques sur la modélisation hydrodynamique

La modélisation océanique du Golfe du Lion est particulièrement sensible au forçage atmosphérique, les principaux processus hydrodynamique étant générés en réponse au frottement du vent (cf section 2.3). Différentes options existent quant au choix de ces forçages : des observations couplées à des modèles globaux (ECMWF), comme les données QuikSCAT, qui ont le mérite d'inclure des mesures satellites mais dont la résolution horizontale de 0.5° reste faible ; des modèles fournis par les metoffices (NCEP, ARPÈGE, ALADIN, AROME ...) ; ou des modèles dont les configurations sont conçues pour une étude précise, souvent issues d'une chaîne d'emboîtement afin d'atteindre des résolutions plus fines (MM5, LAMI ...). L'échelle synoptique est généralement bien résolue par tous ces modèles, et les paramétrisations empiriques permettent de les adapter individuellement à chaque modèle hydrodynamique.

Cependant, les études les plus récentes sur la modélisation océanique en zone côtière ont montré l'intérêt d'atteindre la méso-échelle car son impact est déterminant pour la reproduction réaliste de nombreux processus hydrodynamiques. La haute résolution des forçages atmosphériques est donc devenue un atout, voire une nécessité, mais il reste indispensable de valider et d'expertiser ces modèles à différentes échelles spatiales et temporelles.

Cette partie présente une étude dont le but est d'évaluer le nouveau modèle atmosphérique de Météo France, AROME (Applications de la Recherche pour l'Opérationnel à Méso-Echelle), en tant que forçage d'une configuration réaliste du Golfe du Lion. À cet effet, les sorties de surface de ce modèle haute résolution ($2.5km$, $1h$) ont été comparées à celles du modèle parent ALADIN (Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational) ($9.5km$, $3h$), habituellement utilisé pour la modélisation hydrodynamique avec Symphonie, ainsi qu'aux sorties de MM5 (Mesoscale Model 5) ($9km$, $3h$), qui fournit les conditions limites à la surface de la configuration opérationnelle MENOR (dans le cadre du projet PREVIMER). Ensuite, des expériences numériques jumelles ont été réalisées pour évaluer l'impact du forçage atmosphérique sur une configuration hydrodynamique emboîtée du GoL à $400m$, présentant une faible viscosité nominale. Deux périodes d'étude ont été sélectionnées en fonction de la disponibilité des champs AROME : l'été 2008 (juin - août) et l'hiver 2009 (janvier - mars).

Un premier chapitre a pour objectif de comparer et valider les résultats des modèles atmosphériques et hydrodynamiques, à l'échelle du golfe et à l'aide de mesures in situ ponctuelles. Un deuxième chapitre est constitué d'un article soumis à *Ocean Dynamics*. L'accent est mis sur les différences majeures entre les champs de vents et leur impact sur des processus hydrodynamiques de plus petite échelle.

Table des matières

Introduction	109
7 Validation et comparaison des forçages atmosphériques et de la modélisation hydrodynamique	113
7.1 Champs atmosphériques de surface	113
7.1.1 Distribution du vent	113
7.1.2 Validation à l'aide de mesures in situ	113
7.1.3 Brises thermiques	117
7.1.4 Précipitations	118
7.1.5 Flux de chaleur	120
7.1.6 Conclusion de la section	122
7.2 Modélisation hydrodynamique	123
7.2.1 Bilans des flux de chaleur	123
7.2.2 SST et stratification	124
7.2.3 Position du panache du Rhône	127
7.2.4 Variabilité énergétique	129
7.2.5 Intrusions sur le plateau	132
7.2.6 Conclusion de la section	134
8 Article soumis à <i>Ocean Dynamics</i> : Influence of high-resolution wind forcing on the Gulf of Lions hydrodynamic modeling.	137
Résumé de l'article en français	137
8.1 Introduction	138
8.2 Numerical models specifications	141
8.2.1 Atmospheric models	141
8.2.1.1 Météo France weather forecast models : ALADIN and AROME	141
8.2.1.2 MM5	142
8.2.2 Hydrodynamic model	143
8.3 Evaluation and comparison of atmospheric forcings	144
8.3.1 Evaluation with buoy measurements	144
8.3.2 Wind : comparison and evaluation	145
8.3.2.1 Seasonal variability	145
8.3.2.2 Wind mesoscale structures	147

8.3.2.3	Wind extremes : comparison to buoy measurements . . .	148
8.4	Impact on hydrodynamic modeling	149
8.4.1	SST and stratification	149
8.4.2	Upwellings	152
8.4.3	Inertial oscillations	157
8.4.4	Energetic variability	159
8.5	Conclusion	162
Conclusion générale et perspectives		165

Validation et comparaison des forçages atmosphériques et de la modélisation hydrodynamique

7.1 Champs atmosphériques de surface

7.1.1 Distribution du vent

Dans un premier temps, il est indispensable de vérifier la cohérence des sorties des forçages atmosphériques à l'échelle synoptique. À l'échelle du golfe (plus précisément du domaine d'étude présenté figures 4.5 et 4.7), les roses des vents de la figure 7.1 représentent la répartition statistique des vents selon leur origine, ainsi que selon leur vitesse (entre 0 et $18m/s$) pour les 3 jeux de données et les 2 saisons. Tout d'abord, par rapport aux secteurs de vents dominants dans la région (cf. section 2.2), on retrouve majoritairement la Tramontane, vent de Nord-Ouest, avec des intensités plus fortes en hiver qu'en été, atteignant $18m/s$. Les résultats des deux modèles de Météo France sont très semblables, AROME étant emboîté dans ALADIN. En revanche, les vents modélisés par MM5 sont plus hétérogènes, spécifiquement en hiver avec plus de vent d'Est. Par ailleurs, les vitesses sont largement inférieures.

Ceci se confirme avec l'histogramme des intensités de vent modélisés sur le même domaine, pour les deux saisons (figure 7.2). Le pourcentage de vents d'intensité $> 5m/s$ en été est systématiquement plus élevé avec AROME puis ALADIN, par rapport à MM5. En hiver, les différences sont moins marquées mais suivent le même ordre.

7.1.2 Validation à l'aide de mesures in situ

Les variables instantanées telles que le vent à 10m, la température et l'humidité à 2m et la pression à la surface (non utilisée par MARS3D dans notre configuration) sont mesurées toutes les heures par certaines stations du réseau de Météo France. En mer, seules deux bouées sont implantées en Méditerranée : GOL ($4.7^{\circ}E, 42.1^{\circ}N$) et AZUR ($7.8^{\circ}E, 43.4^{\circ}N$). Les comparaisons entre les observations et les résultats des modèles sont principalement présentées en annexe D, tandis qu'un tableau résumant les valeurs statistiques de ces comparaisons est inclus dans l'article du chapitre suivant. Globalement, ALADIN est toujours plus proche des observations que AROME, et enfin MM5. Ceci est également vrai pour les mesures de vent à terre, à la station d'Arles en été 2008 (cf annexes D), que ce soit pour les corrélations entre les mesures et les modèles, le biais moyen ou la RMS. MM5 n'assimile aucune donnée de station, tandis que ALADIN et AROME assimilent en théorie la pression, la température, l'humidité et le vent horizontal à terre, et uniquement la pression mesurée par les bouées en mer. Cependant, le poids attribué à ces mesures n'est pas le même pour ALADIN et

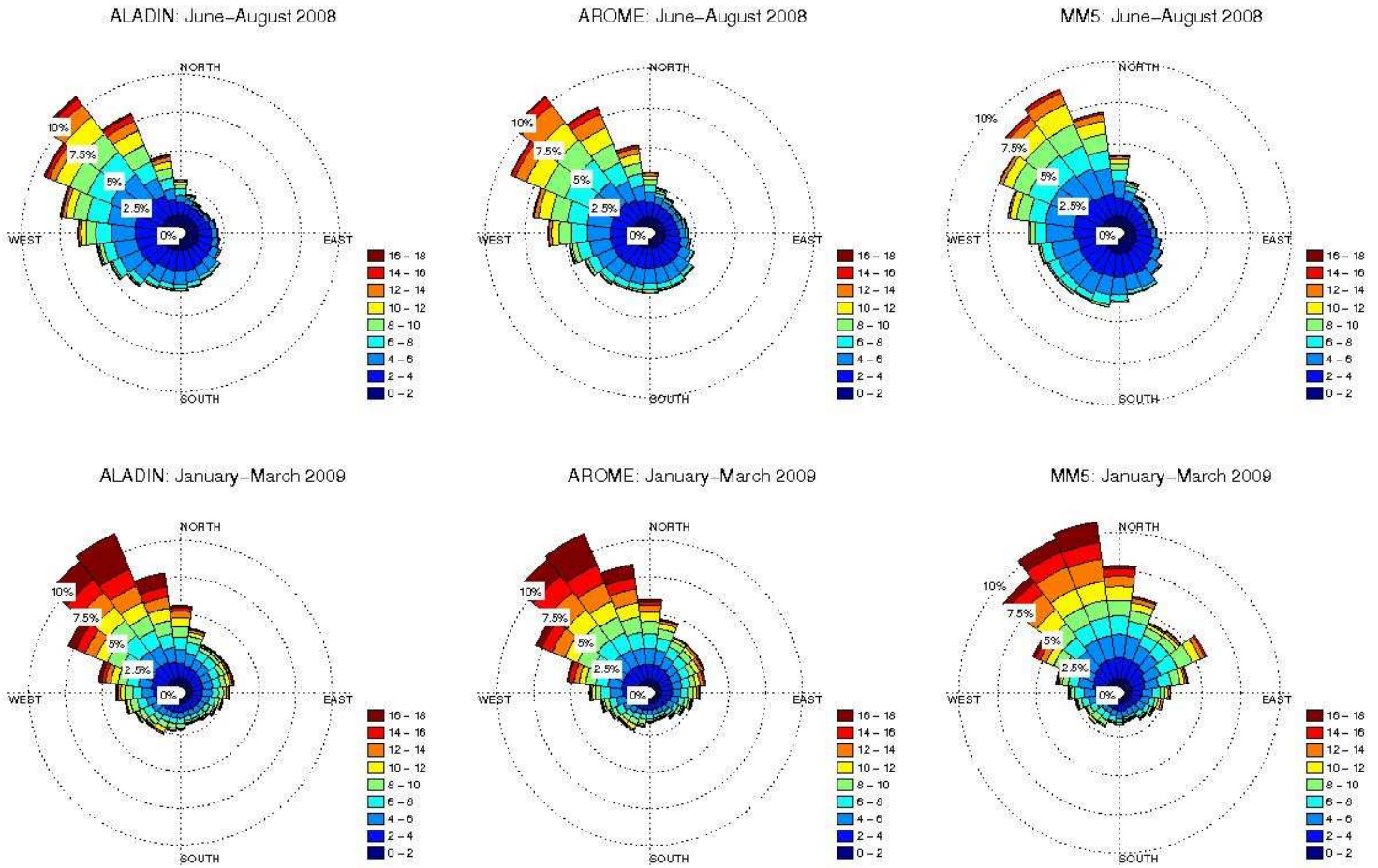


FIG. 7.1 – Roses des vents modélisés par ALADIN, AROME et MM5 en été 2008 (en haut) et hiver 2009 (en bas). Le pourcentage des vents de chaque secteur d'origine est quantifiable par rapport aux iso-cercles (entre 0 et 10%). Les couleurs renseignent sur l'intensité des vents (m/s).

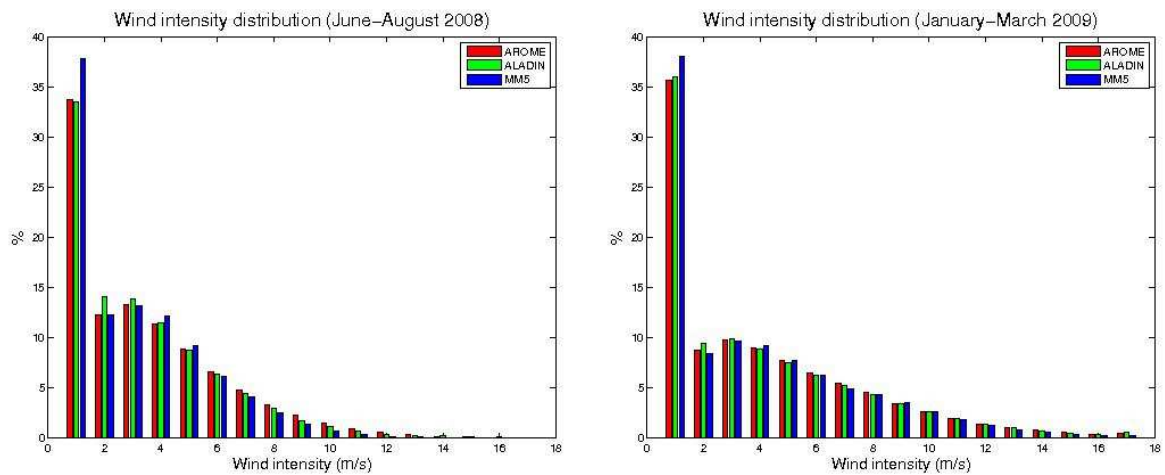


FIG. 7.2 – Distribution des intensités des vents modélisés par ALADIN, AROME et MM5 en été 2008 (gauche) et hiver 2009 (droite).

AROME : en ce qui concerne ce dernier, étant haute-résolution, les mesures ont plus de poids, mais le domaine d'influence de ces observations est plus petit, ce qui permet d'avoir des structures à plus petite échelle et plus de variabilité. Des précisions sur les modèles assimilateurs de Météo France sont apportées en annexe B.

La figure 7.3 montre en particulier les différences d'intensités du vent pour le mois d'août 2008. Les intensités du vent à 10m sont comparées aux observations à la bouée GOL. Les nombreuses rafales de vents forts ($\geq 12m/s$) sont souvent sous-estimées par les modèles, mais encore plus par MM5 par rapport à ALADIN et AROME (3,8,9,15,20,24,26 août 2008). Cet important biais est présent quelle que soit la station ou bouée considérée.

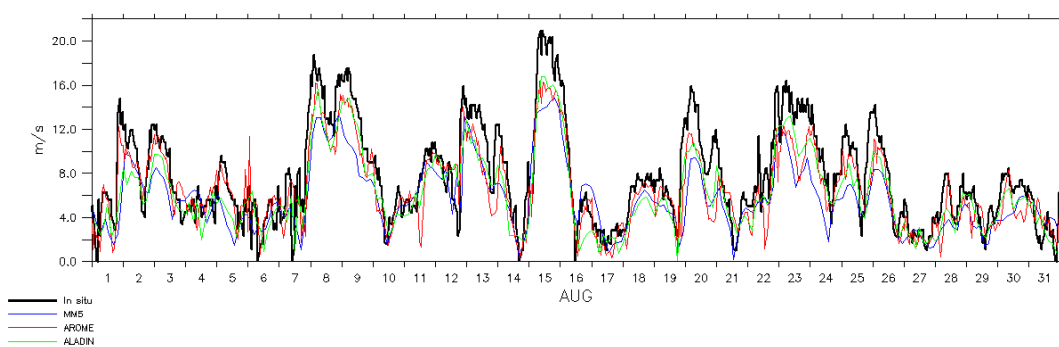


FIG. 7.3 – Comparaison de l'intensité du vent en août 2008 à la bouée GOL. Les mesures in situ sont présentées en noir, les résultats d'ALADIN en vert, d'AROME en rouge et de MM5 en bleu.

Cependant, en comparant les autres variables mesurées, telles que la pression, température ou humidité relative, on remarque des valeurs quelque peu aberrantes dans les sorties d'AROME. D'après la figure 7.4 qui présente des comparaisons aux mesures de la bouée GOL en été, l'évolution temporelle de la température à 2m modélisée par AROME est dégradée par des pics montrant une sous-estimation de 2 à 4°C (10,15,20,30 juin ; 30 juillet). En regardant de plus près, ces pics correspondent à une humidité relative ponctuellement trop importante par rapport aux mesures et à des périodes de faibles précipitations. Ce type de problèmes est également très présent dans les sorties de l'hiver 2007/08 (cette période n'a finalement pas été retenue pour cette étude), mais moins pour l'hiver 2008/09. Il ne faut pas oublier que AROME est très jeune, déclaré opérationnel depuis décembre 2008, donc encore en développement. Quoiqu'il en soit, on s'intéresse plutôt à l'impact de la haute résolution (pulses, gradients ...).

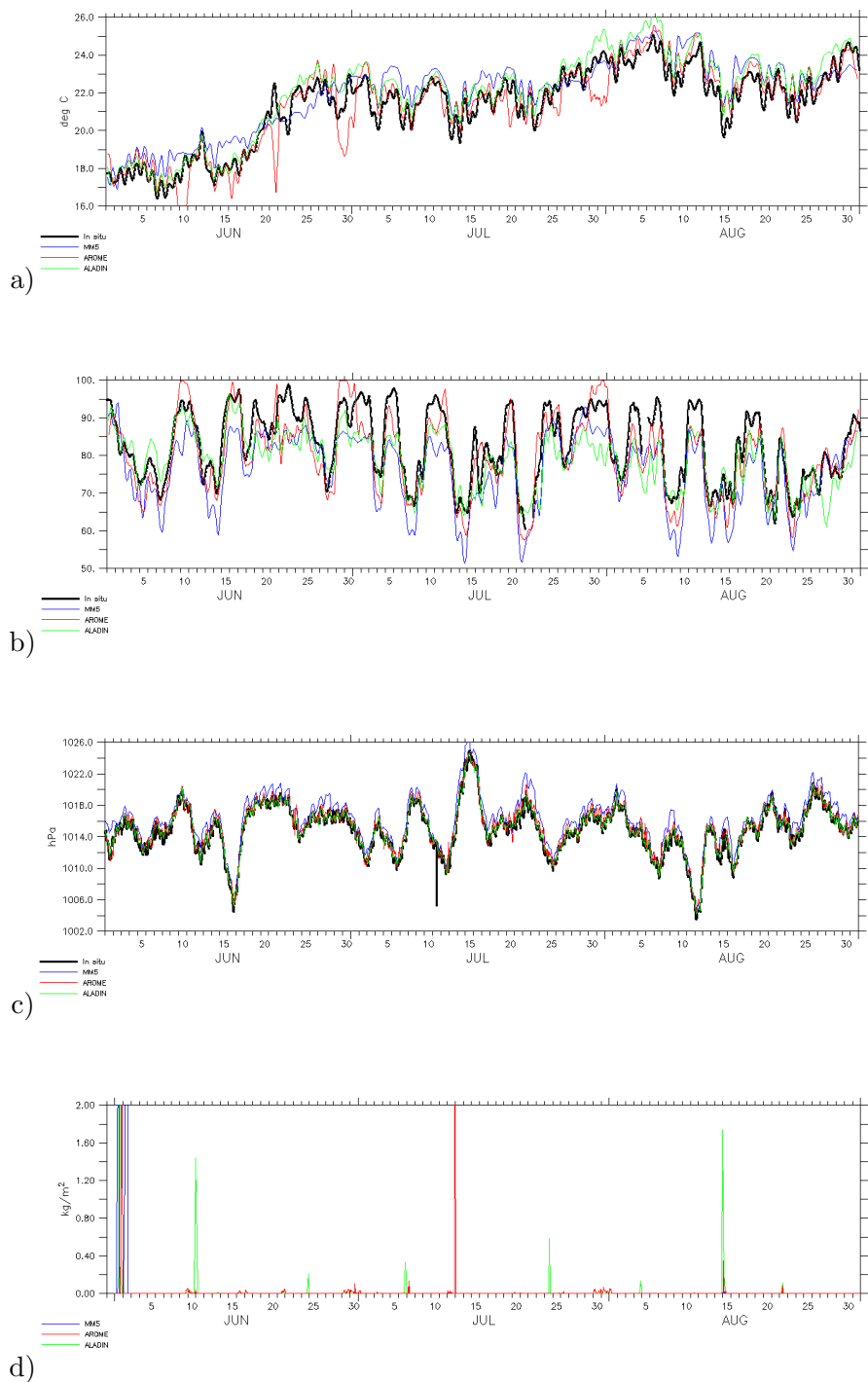


FIG. 7.4 – Comparaisons à la bouée GOL pour l'été 2008 : température (a) et humidité relative à 2m (b), pression à la surface (c) et précipitations (d). l'évolution temporelle de l'humidité relative et de la température sont lissées à 12h pour plus de clarté. Les mesures in situ sont présentées en noir, les résultats d'ALADIN en vert, d'AROME en rouge et de MM5 en bleu.

7.1.3 Brises thermiques

Le processus des brises thermiques a été décrit section 2.2.2. Pour être résolu par les modèles atmosphériques, ce phénomène de petite échelle (quelques kilomètres à quelques dizaines de kilomètres, cycle diurne) nécessite donc une bonne résolution spatiale et temporelle. Langlais et al. (2009) ont montré que le modèle météorologique ERA40 (125km, 6h) ne reproduisait aucun signal de brise thermique, contrairement à REMO (18km, 1h). S'agissant de nos trois modèles, ils ont tous une résolution suffisante pour reproduire ce processus. Le figure 7.5 en montre un exemple en juillet 2008, au large de Toulon. Les variations diurnes de la composante méridionale du vent à 10m sont bien représentées, avec le pic caractéristique en milieu d'après-midi (vers 15h), et des amplitudes atteignant 4 – 8m/s avec AROME.

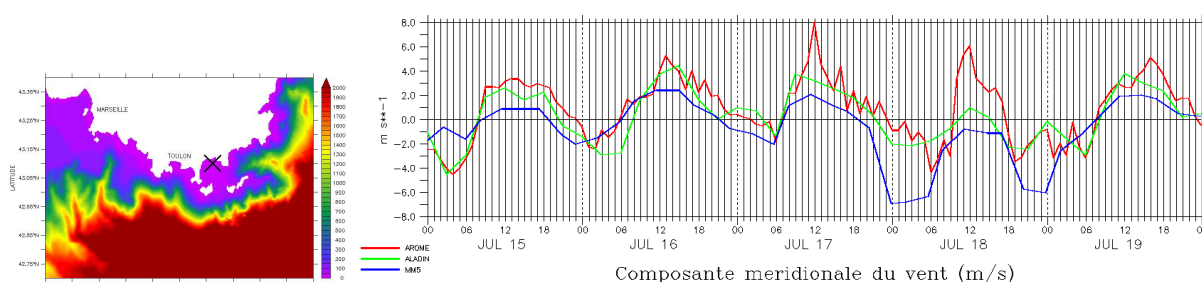


FIG. 7.5 – Exemple de brise thermique à ($6.25^{\circ}E, 43.1^{\circ}N$) : évolution de la composante méridionale du vent du 15 au 20 juillet 2008. Le lieu est précisé sur la figure de gauche, par rapport à la bathymétrie. Les résultats d'ALADIN sont en vert, d'AROME en rouge et de MM5 en bleu.

La figure 7.6 estime le nombre de jours de brise durant l'été 2008, en suivant des critères établis par Hunter et al. (2007) :

- la composante du vent perpendiculaire à la côte doit être :
 - majoritairement offshore entre le lever du soleil $-6h$ et le lever du soleil $+3h$ (ie entre 0h et 9h du matin en été à nos longitudes)
 - majoritairement onshore entre le lever du soleil $+2h$ et le coucher du soleil $+2h$ (ie entre 9h et 23h)
- la température à terre doit être supérieure à celle de la mer.

Ce filtre a été appliqué aux champs atmosphériques en deux sections : au large de Hyères (longitude $6.25^{\circ}E$) et de Gérone en Espagne (latitude $42^{\circ}N$). La figure 7.6 représente le nombre de jours de brise sur ces deux sections (figure du haut et du bas respectivement), en fonction de la distance à la côte en kilomètres (les x et y négatifs correspondent à des points de terre). Au large de Hyères (figure du haut), le phénomène de brises thermiques est très fréquent, présent près de 60 jours sur les 3 mois selon AROME et MM5, environs 40 jours selon ALADIN. L'extension offshore de ces brises est de quelques kilomètres à une quarantaine de kilomètres par rapport à la côte. La discontinuité pour MM5 (en bleu), à 15km de la côte, est due à la présence d'une île (île de Hyères) placée à cet endroit dans la topographie du modèle. Au niveau des côtes espagnoles (figure du bas), les brises sont moins fréquentes, au maximum une trentaine de jours, et leur extension vers le large est moins importante. Les différences entre les

modèles sont plus prononcées, en particulier AROME modélise plus d'événements, plus loin des côtes.

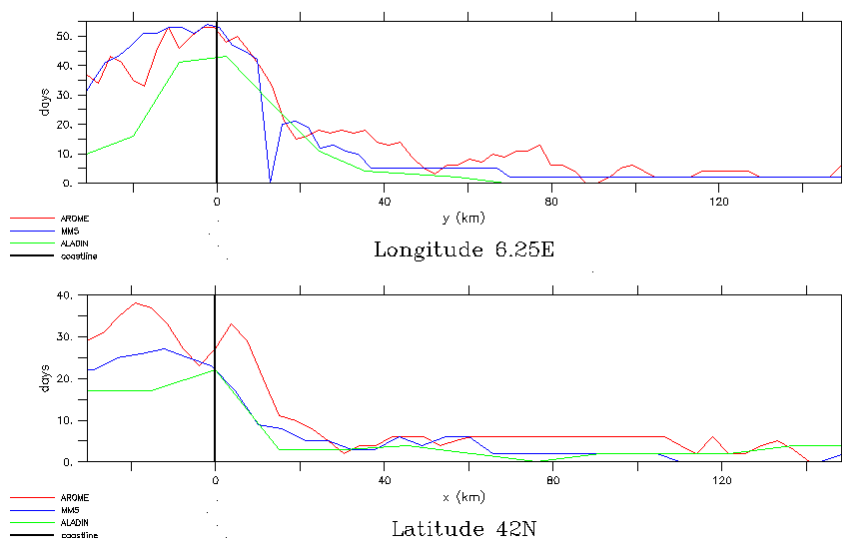


FIG. 7.6 – Nombre de jours de brise en été 2008 (juin-août) selon les modèles. Les résultats d'ALADIN sont en vert, d'AROME en rouge et de MM5 en bleu. La ligne noire correspond à la position du trait de côte.

Afin de comparer l'étendue spatiale de ces brises thermiques, ainsi que leur importance, une analyse spectrale a été effectuée pour l'ensemble des 3 mois de sorties de vent en été 2008. La densité spectrale de puissance correspondant au signal diurne du vent (sens horaire) est représentée sur la figure 7.7 pour ALADIN, AROME et MM5. Les signaux sont maximums le long des côtes espagnoles et du Roussillon (Ouest du GoL) et au niveau des côtes de Provence (côte Est). Par contre, la totalité du signal ne peut être attribué aux brises : la période diurne peut également être associée à des vents synoptiques. Globalement, l'énergie spectrale pour ce signal diurne est nettement moins importante et moins étendue avec ALADIN, ce qui est cohérent avec la figure 7.6. Le long des côtes de Provence, la signature des brises est évidente, présentant une variabilité spatiale beaucoup plus détaillée avec AROME, liée à une orographie plus précise.

7.1.4 Précipitations

La bonne reproduction des épisodes précipitants par les modèles atmosphériques, au bon moment et au bon endroit reste un point délicat. La figure 7.8 compare les précipitations journalières moyennes sur le domaine selon les trois modèles. En été 2008, les pluies sont rares, courtes et peu intenses. Par contre, durant l'hiver 2008-2009, les événements sont plus marqués, avec une bonne concordance entre les modèles, même si les intensités diffèrent (10 janvier, 3 février). En moyenne, il pleut moins en mer avec ALADIN, le seul des trois modèles qui utilise l'hypothèse hydrostatique. En ce qui concerne la variabilité spatiale, les différences sont flagrantes, en particulier les petites structures avec AROME mais difficiles à évaluer en terme de réalisme (figure 7.9).

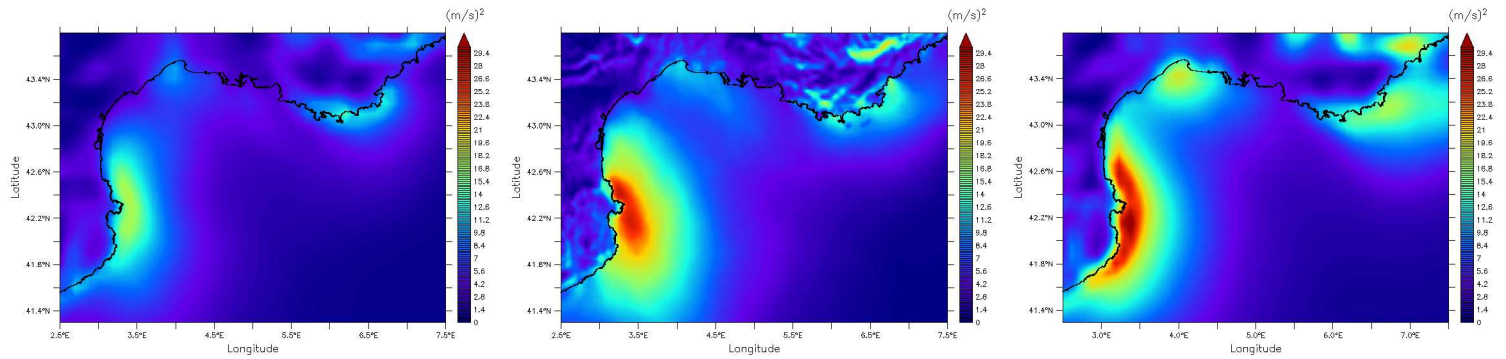


FIG. 7.7 – Densité spectrale de puissance pour la fréquence correspondant au signal diurne (sens horaire) pour l'été 2008. De gauche à droite : ALADIN, AROME et MM5.

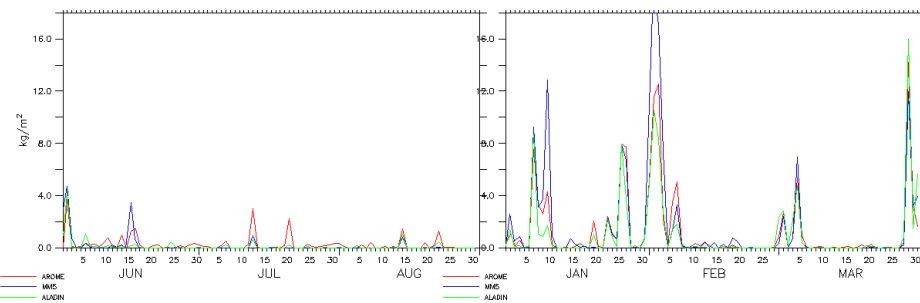


FIG. 7.8 – Précipitations journalières moyennées sur le domaine en mer : été 2008 (gauche) et hiver 2009 (droite). Les résultats d'ALADIN sont en vert, d'AROME en rouge et de MM5 en bleu.

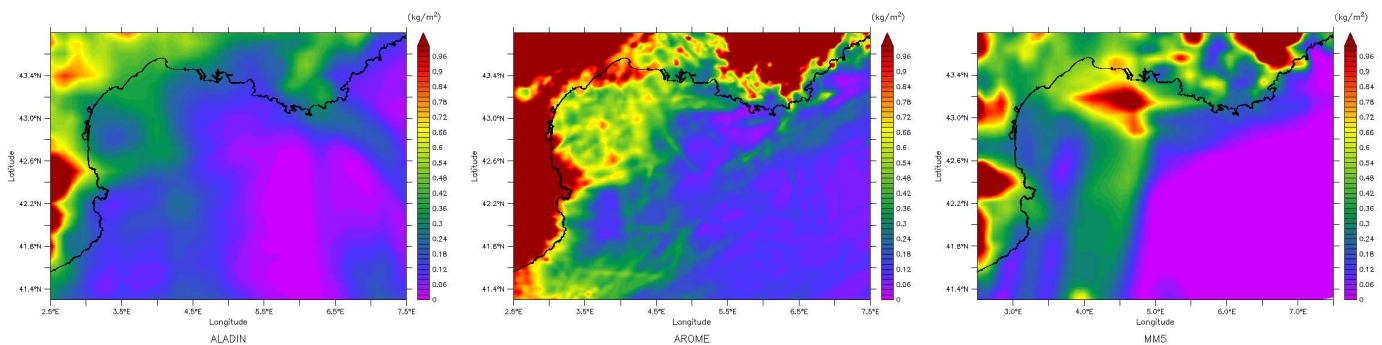


FIG. 7.9 – Représentation spatiale des précipitations journalières (kg/m^2), moyennées sur l'été 2008. De gauche à droite : ALADIN, AROME et MM5.

7.1.5 Flux de chaleur

Les flux de chaleurs issus des modèles atmosphériques et utilisés directement par MARS3D sont les flux radiatifs solaires et infrarouges (IR) grande longueur d'onde (cf section 3.3.2). La bonne reproduction du cycle diurne des flux solaires est primordiale pour l'océan, induisant de la convection pendant la nuit et une restratification pendant le jour (Brainerd et Gregg, 1993; Langlais et al., 2009). Ce cycle est bien présent dans les trois modèles, comme le montre la figure 7.10, qui compare l'évolution temporelle des flux solaires en février 2009. L'échantillonnage d'AROME à 1h (3h pour les autres) permet d'atteindre des valeurs plus élevées en milieu de journée, mais les flux moyens sur 24h sont du même ordre de grandeur.

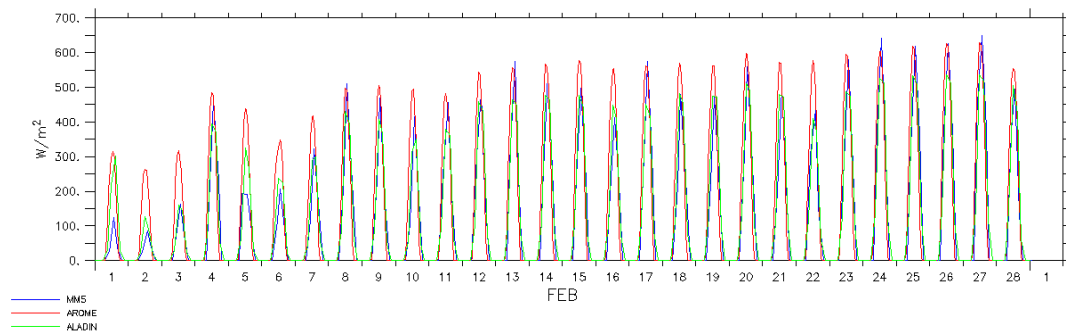


FIG. 7.10 – Évolution temporelle du flux solaire moyenné sur le domaine, en février 2009. Les résultats d'ALADIN sont en vert, d'AROME en rouge et de MM5 en bleu.

Le Centre de Météorologie Spatiale fournit des observations satellite des flux radiatifs moyens, issues de satellites GOES12 et METEOSAT09. Ces produits journaliers sont disponibles sur une grille de 0.1° de résolution spatiale (ftp.ifremer.fr). La figure 7.11 compare ces mesures (en noir) aux flux calculés par les modèles. Ces valeurs correspondent à des moyennes spatiales sur le domaine (en mer) et temporelles, sur 24h. Les traits pleins correspondent aux flux solaires (courte longueur d'onde), les pointillés aux flux infra-rouges (grande longueur d'onde). Les tendances des courbes sont similaires aux observations, avec des ordres de grandeurs comparables : des flux solaires moyens de $\sim 300 W/m^2$ en été (figure du haut) et augmentant entre janvier et mars de 50 à $200 W/m^2$, et des flux infrarouges entre $-50 W/m^2$ et $-100 W/m^2$. Cependant, en été, MM5 a tendance à surestimer les flux solaires et sous-estimer les flux de grande longueur d'onde, dans les deux cas avec un biais d'environ $30 W/m^2$.

Même si ces deux biais se compensent, ils peuvent être attribués à une couverture nuageuse insuffisante et une SST inadéquate, étant donné que MM5 utilise des SST de climatologies pour ses calculs de flux et non des observations. À plus haute fréquence, on retrouve les périodes correspondant aux températures sous-estimées et humidité relative surestimée par AROME (cf figure 7.4) : les 30 juin et 30 juillet par exemple, où les flux solaires sont trop faibles, ce qui est cohérent avec une couverture nuageuse trop importante.

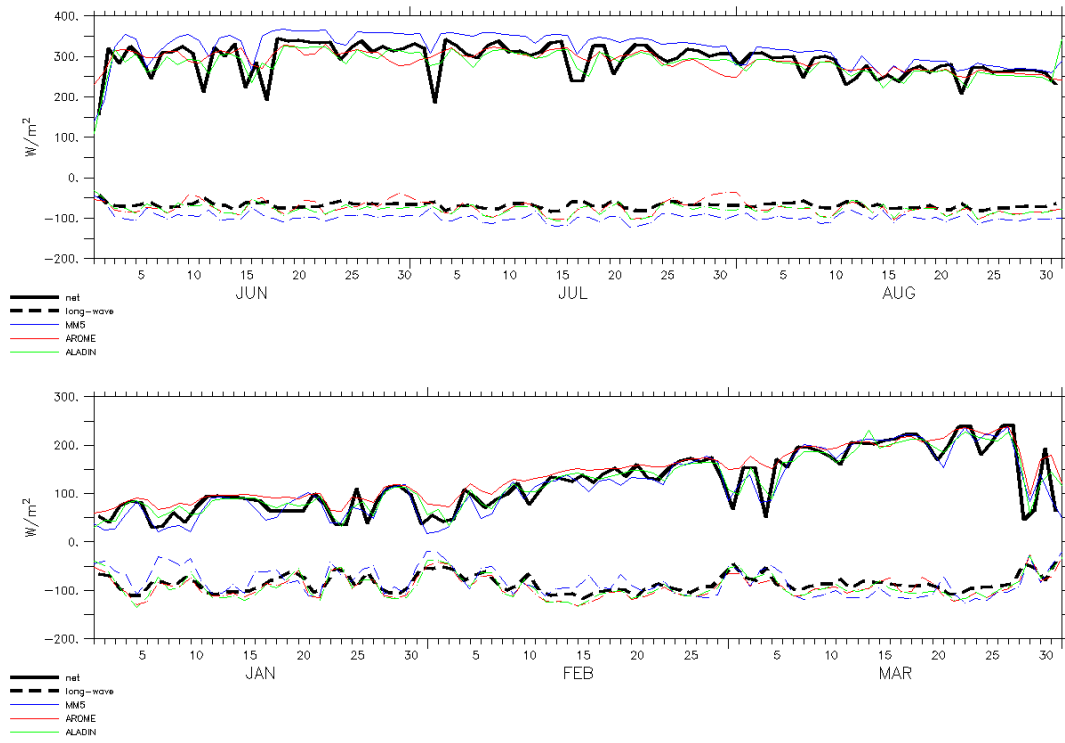


FIG. 7.11 – Flux radiatifs moyennés sur le GOL : solaires (traits pleins), IR grandes longueurs d’ondes (pointillés). Les valeurs issues des modèles atmosphériques sont comparées au mesures satellitales (CMS) en noir. Les résultats d’ALADIN sont en vert, d’AROME en rouge et de MM5 en bleu.

7.1.6 Conclusion de la section

Finalement, ces comparaisons ont permis de vérifier la cohérences des champs atmosphériques entre eux à l'échelle synoptique. De plus, chacun de ces modèles est capable de reproduire certaines caractéristiques haute-fréquence essentielles pour l'océan, comme les brises thermiques, les cycles solaires, les événements de précipitations extrêmes. Cependant, des différences non négligeables apparaissent sur les répartitions spatiales et les amplitudes de certains phénomènes : la localisation des précipitations reste très dépendante du forçage, les brises thermiques sont moins prononcées avec ALADIN et présentent plus de variabilité spatiale avec AROME, les pulses de vent semblent sous-estimés par MM5 par rapport aux modèles de Météo France.

Le chapitre suivant est focalisé plus spécifiquement sur les disparités des champs de vents à petite échelle.

7.2 Modélisation hydrodynamique

7.2.1 Bilans des flux de chaleur

En complément des flux radiatifs fournis par les modèles atmosphériques, les flux turbulents sont calculés par le modèle hydrodynamique MARS3D (cf section 3.3). La figure 7.12 permet de résumer les ordres de grandeur respectifs de ces flux : solaires en rouge, IR en vert, chaleur latente en bleu et sensible en turquoise. Il s'agit de l'évolution temporelle de moyennes spatiales sur le domaine, en utilisant le forçage du modèle AROME, mais des ordres de grandeurs similaires sont obtenus avec les autres modèles météorologiques. Mis à part les flux solaires, les flux de chaleur latente sont les plus importants. Ils sont caractérisés par des valeurs négatives entre 0 et $-300\text{W}/\text{m}^2$, correspondant ainsi à des pertes de chaleur par l'océan. De plus, ils montrent une grande variabilité temporelle qui est corrélée aux pulses de vent. Quant aux flux de chaleur sensible, ils sont plus faibles et varient peu (entre 0 et $-50\text{W}/\text{m}^2$), indiquant une perte de chaleur par conduction plus faible.

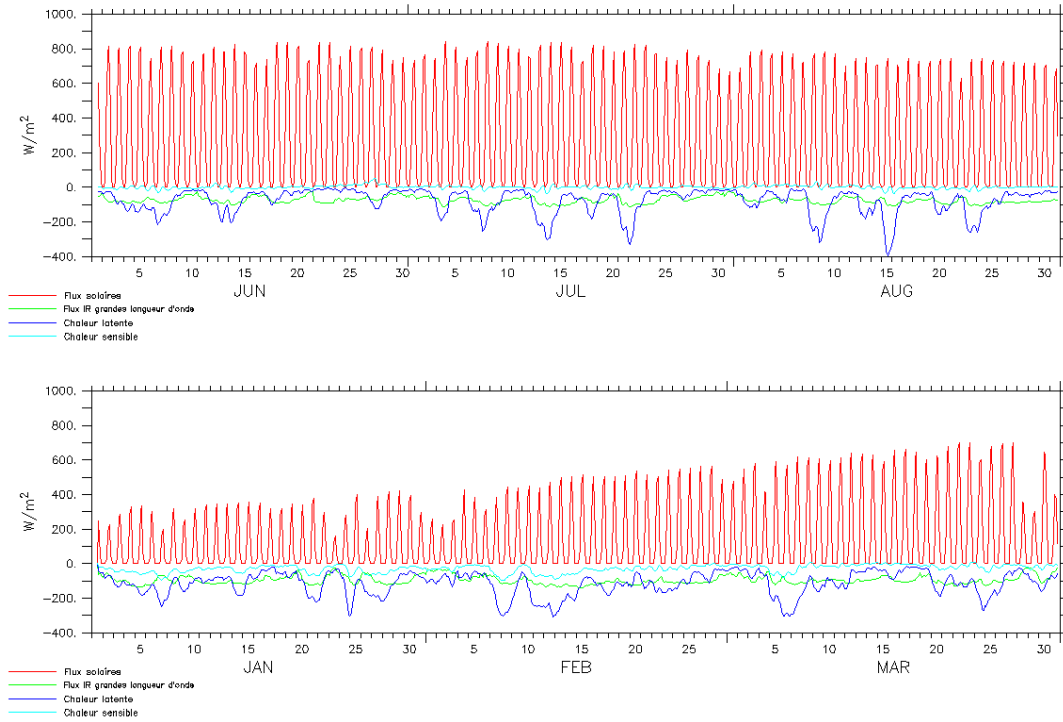


FIG. 7.12 – Évolution temporelle des flux de chaleurs moyennés sur le domaine. Il s'agit de la simulation forcée par les sorties du modèle AROME pour l'été 2008 (figure du haut) et l'hiver 2009 (figure du bas). Les valeurs sont échantillonnées toutes les 3h. Les flux solaires sont représentés en rouge, les flux IR de grande longueur d'onde en vert, la chaleur latente en bleu foncé et la chaleur sensible en bleu clair.

L'évaporation correspond à la perte de chaleur latente par flux turbulents. Elle est non négligeable en Méditerranée (cf section 1.2.1), étant à l'origine de la circulation générale à l'échelle du bassin. De plus, à l'échelle du GoL, l'évaporation contribue à la formation hivernale d'eau dense sur le plateau, souvent sous-estimée par les modèles hydrodynamiques. Sur la figure 7.13, la hauteur d'eau évaporée durant 3 mois, en été et en hiver est représentée, selon le forçage météorologique utilisé. Après 3 mois d'été,

l'évaporation atteint $0.4m$ sur la partie Ouest du GoL avec AROME, correspondant aux forçages intenses de la Tramontane. Le long des côtes Est du GoL, l'évaporation est presque nulle en utilisant AROME et ALADIN. Cette répartition spatiale concorde avec l'extension en surface des masses d'eau froide lors d'upwellings, moins marquées lorsque le forçage correspond aux sorties de MM5 (cf section 8.4.2. Globalement, MM5 induit une variabilité spatiale plus faible mais plus d'évaporation sur la plaine abyssale, car la SST est en moyenne plus chaude.

Durant l'hiver, l'évaporation est plus importante ($0.5m$) et plus homogène. La zone d'évaporation coïncide avec la zone d'influence du Mistral et de la Tramontane. Ces vents sont plus intenses avec AROME, induisant donc des quantités d'eau évaporée plus importantes. Ceci peut avoir d'importantes conséquences quant à la modélisation de la formation d'eau dense sur le plateau. Cependant, l'hiver 2009 n'a pas été caractérisé par des conditions spécifiquement favorables à ce processus (comme indiqué par les images satellites de SST).

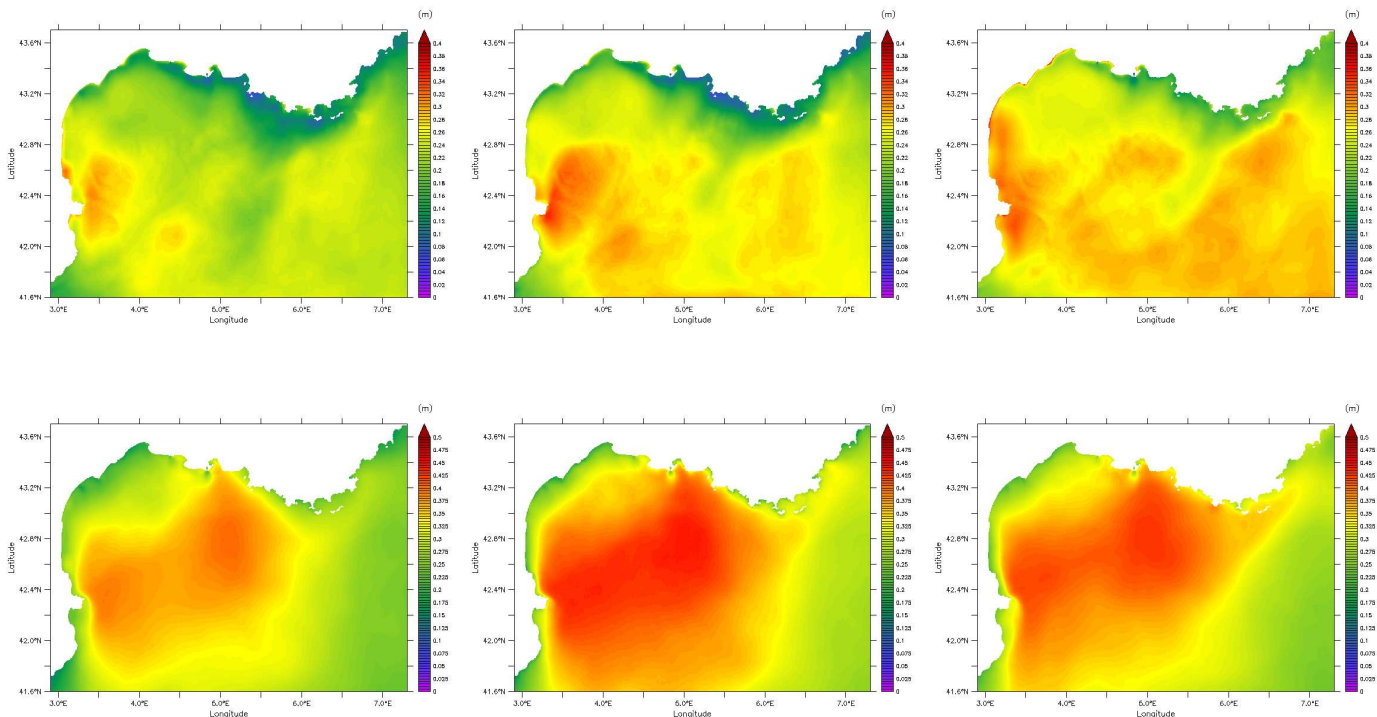


FIG. 7.13 – Bilan d'évaporation sur le domaine (somme sur les 3 mois) : été 2008 (haut) et hiver 2009 (bas). Simulations avec, de gauche à droite : ALADIN, AROME et MM5.

7.2.2 SST et stratification

Le bilan de chaleur des océans est directement influencé par le forçage atmosphérique. Outre la dynamique propre du système océanique, la SST et la stratification dépendent des flux de chaleur à l'interface air/mer. La figure 7.14 compare l'évolution temporelle de la SST moyenne observée par satellite et modélisée. Ces statistiques ont été réalisées à partir des produits de nuit de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) (AVHRR), lorsque la couverture spatiale du satellite est supérieure à 25% du domaine. En été, la tendance est respectée, mais à certaines périodes la SST est

largement sous-estimée par le modèle (2°C fin juin et début août), ou surestimée (début juillet, fin août). Aucun forçage atmosphérique ne permet une concordance pleinement satisfaisante avec les observations. Les périodes les plus flagrantes de sous-estimation (20-28 juin, 1^{er}-5 août) coïncident avec des conditions de vent faible (cf annexe D). Lorsque le vent n'homogénéise pas les premiers mètres de l'océan, les différences entre la SST mesurée sur les premiers centimètres de la couche d'eau et la SST calculée par le modèle sur la première couche sigma peuvent être accentuées, surtout sur la plaine abyssale où les niveaux sigma peut atteindre quelques mètres d'épaisseur. En hiver, l'eau est moins stratifiée, les erreurs du modèle sont donc moins importantes, car la chaleur est plus facilement diffusée dans la couche de mélange. La SST est tout de même surestimée de 0.3 à 1°C de janvier à mars 2009, avec peu de disparités induites par le choix du forçage atmosphérique.

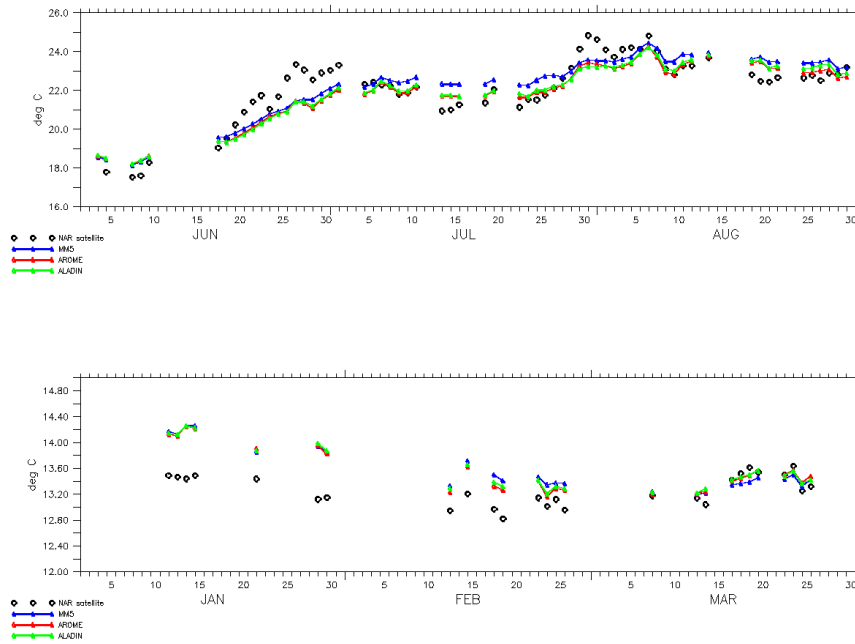


FIG. 7.14 – SST moyennée sur le domaine, selon les observations satellite (en noir) et le modèle, en fonction du forçage atmosphérique. Été 2008 (en haut) et hiver 2009 (en bas). Les résultats des simulations avec ALADIN sont en vert, avec AROME en rouge et avec MM5 en bleu.

Concernant la thermocline en été 2008, déterminée par le gradient maximal de température selon la profondeur, elle est en moyenne comprise entre 5m le long des côtes, et 40m (figure 7.15), avec une moyenne de 20 à 25m de profondeur sur le plateau. Sa répartition spatiale est assez similaire pour les trois configurations forcées avec les modèles atmosphériques distincts. Sur le plateau, les principales différences sont attribuées à des structures méso-échelles qui tendent à homogénéiser la colonne d'eau, tel le patch d'eau moins stratifiée à l'Est du GoL avec AROME (latitude 42.8°N).

La stratification en été 2008 a été étudiée plus en détail à l'aide de mesures in situ, disponibles sur la plateforme Coriolis (<http://www.coriolis.eu.org>). Des statistiques ont

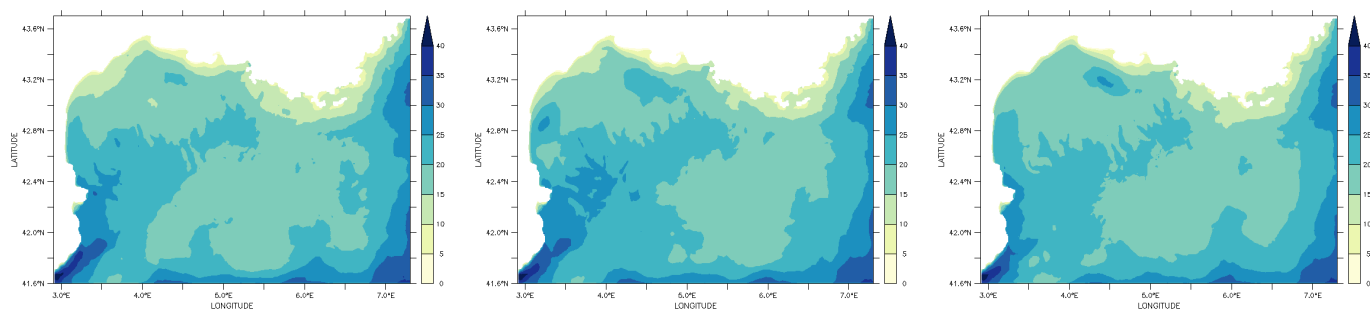


FIG. 7.15 – Profondeur moyenne de la thermocline (m) en été 2008. Simulations avec, de gauche à droite : ALADIN, AROME et MM5.

été effectuées grâce à différents profils de température et salinité pour l'été 2008, comprenant 9 profils de température issus de mesures XBT, et 9 profils de température et salinité mesurés par ARGO. L'annexe E décrit plus précisément les localisations des profils ainsi que les résultats.

Le biais moyen de salinité présenté sur la figure 7.16a est représentatif de tous les profils (cf annexe E) : en profondeur, le modèle a tendance à surestimer la salinité, alors qu'en sub-surface (entre 40 et 150m), les sorties de modèle sont systématiquement trop dessalées. Ceci est également vérifié par le modèle de plus grande emprise (configuration MENOR), donc provient probablement des conditions limites et initiales.

Pour la température, l'erreur quadratique moyenne est maximale entre 0 et 60m de profondeur (figures 7.16b,c). Les profils présentés en annexe (E) montrent une thermocline généralement à la bonne profondeur, mais pas nécessairement assez prononcée, avec des gradients de température trop faibles. On retrouve également des biais importants en surface, comme mis en évidence par les comparaisons de SST avec les observations satellite.

Globalement, ces comparaisons ne font pas ressortir de différences majeures induites par le choix du forçage atmosphérique.

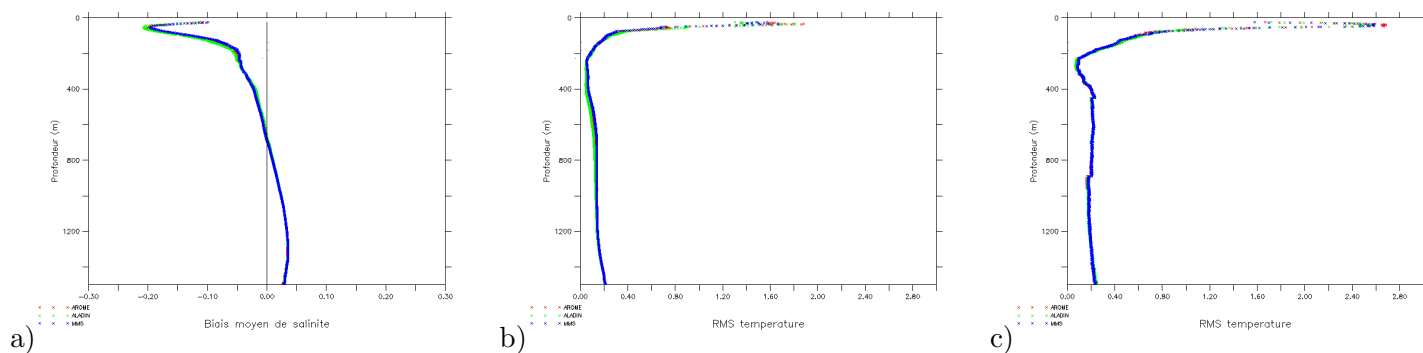


FIG. 7.16 – Statistiques sur les profils mesurés : a) biais moyen de salinité ARGO (modèle - mesures), b) RMS de température ARGO (modèle - mesures), c) RMS de température XBT (modèle - mesures). Les résultats des simulations avec ALADIN sont en vert, avec AROME en rouge et avec MM5 en bleu.

7.2.3 Position du panache du Rhône

La position du panache du Rhône a été discutée en section 2.3.3. Il s'agit du principal forçage en flottabilité, dont l'extension peut s'avérer très importante en cas de vents favorables. En été, le panache est plus étendu sur le plateau, avec un export vers le large plus important dans la partie Ouest du GoL (figure 7.17), par rapport à la situation hivernale où le mélange vertical limite l'extension en surface du panache. Le front Sud de salinité en été correspond clairement à la localisation du CN. Les 3 modèles atmosphériques induisent un comportement moyen similaire. Tout de même, les structures sont plus marquées avec AROME, en particulier la forme typique en "virgule" observable en hiver.

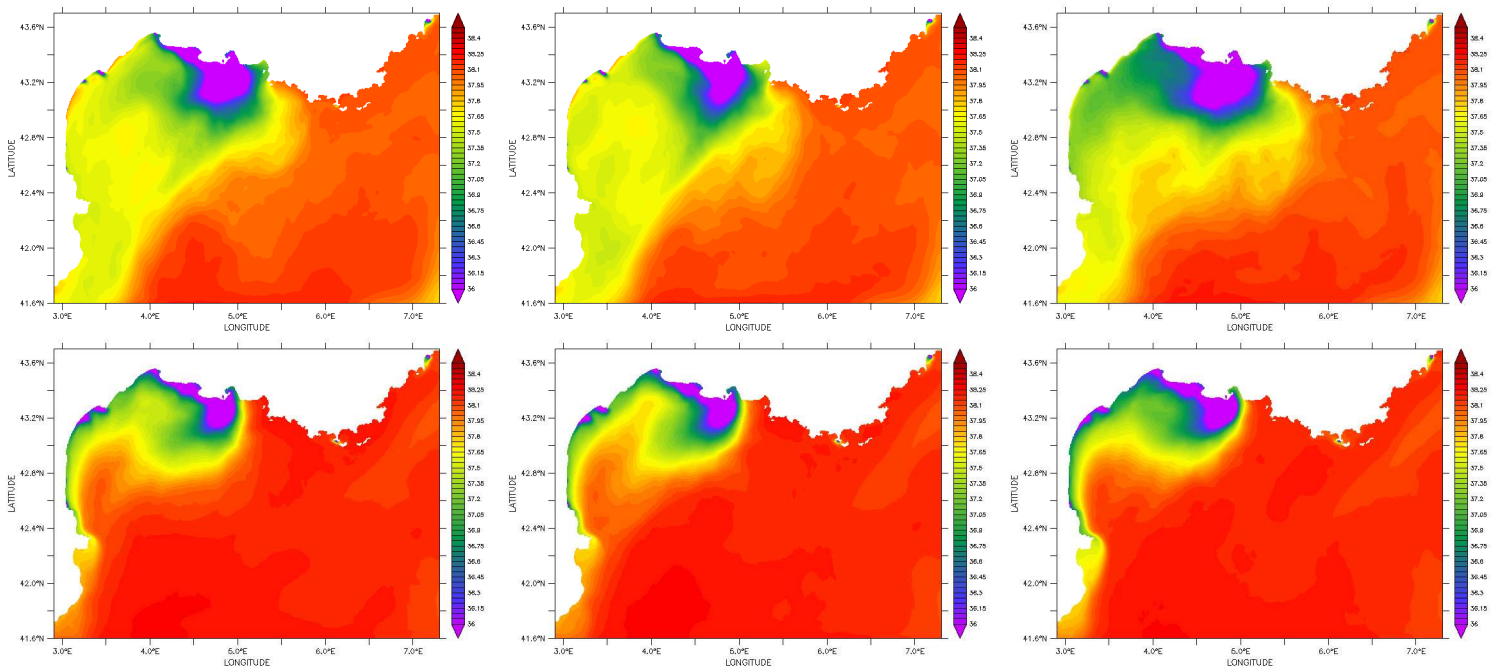


FIG. 7.17 – Salinité de surface moyenne : été 2008 (en haut) / hiver 2009 (en bas). Les forçages atmosphériques utilisés sont, de gauche à droite : ALADIN, AROME, MM5.

Les images satellites de couleur de l'eau permettent d'obtenir des informations sur la concentration en chlorophylle-a et en matière en suspension inorganique. La chlorophylle-a est à la base du processus de photosynthèse des plantes. Sa concentration permet principalement d'estimer la quantité de phytoplancton présente, qui se développe grâce à la présence de sels nutritifs dont l'origine est soit fluviale, soit la conséquence d'une remontée d'eau dans la couche euphotique (par upwelling, divergence ou mélange). De même, les matières en suspension inorganiques dans le GoL proviennent soit du Rhône, soit d'une remise en suspension par la houle, le vent ou la dynamique locale en zone peu profonde. Ces images peuvent donc être comparées à la salinité de surface, mais uniquement de manière qualitative (Forget et André, 2007). En effet, une floraison (bloom) ne se produit pas instantanément en présence d'eau d'origine terrestre et disparaît lorsque les sels nutritifs sont épuisés.

Les figures 7.18 et 7.19 reprennent les exemples typiques déjà présentés en section 2.3.3, en comparant cette fois la salinité de surface modélisée, dépendant du forçage atmosphérique, aux images MODIS de couleur de l'eau. Le panache du Rhône est

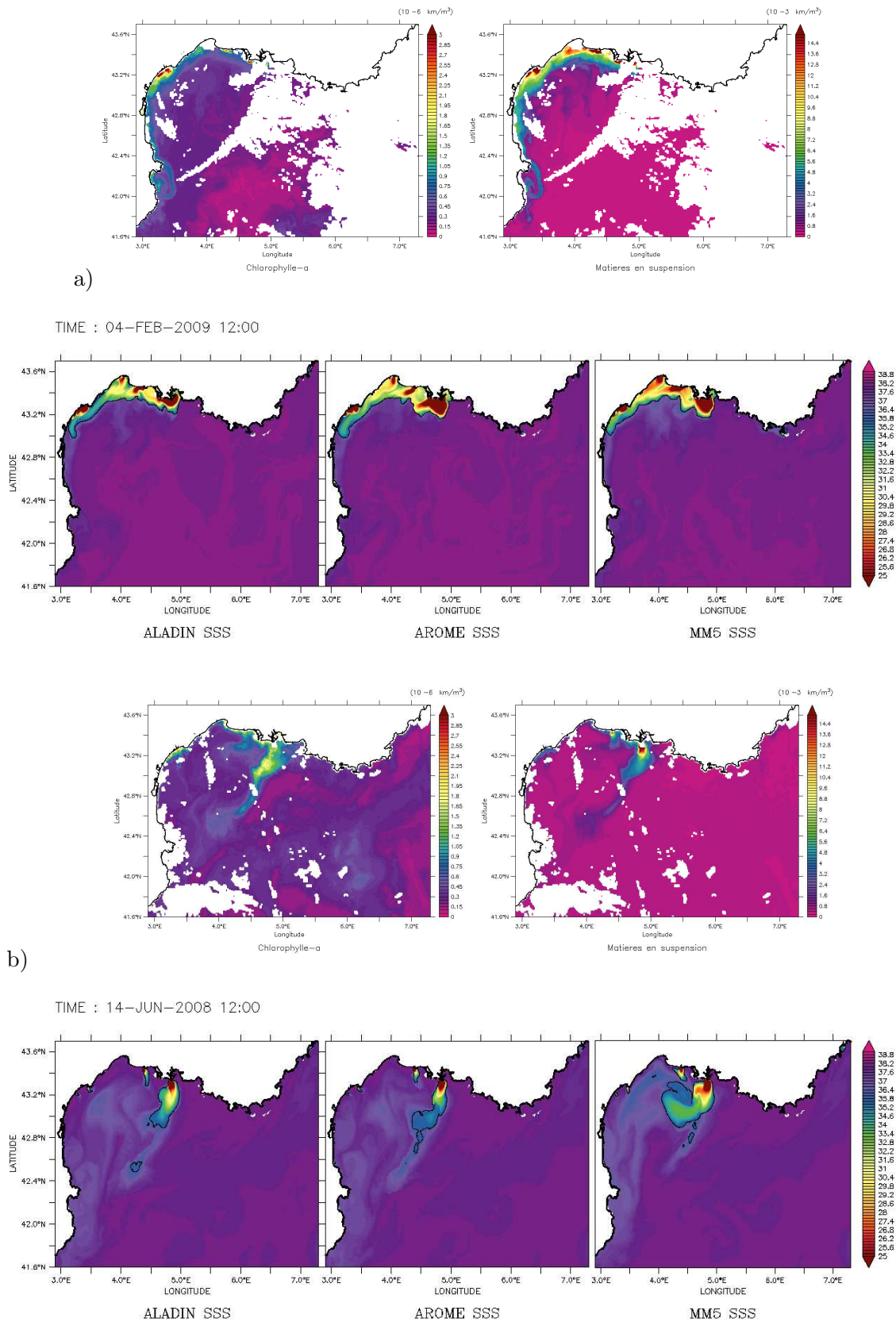


FIG. 7.18 – Images MODIS de concentration en chlorophylle-a et matière en suspension. Salinité de surface modélisée aux mêmes dates : a. 4 février 2009 ; b. 14 juin 2008 ; c. 10 août 2008. La ligne de contour correspond à l'isohaline 36.

généralement bien positionné, quel que soit le forçage atmosphérique utilisé. Dans la situation a), correspondent à un vent de Sud-Est, les eaux fluviales du Rhône sont plaquées à la côte, avec une signature en salinité jusqu'à la partie Ouest du golfe. De plus, de l'eau désalée issue du petit Rhône, du Vidourle et de l'Hérault vient renforcer le panache sur la côte Nord du golfe. La situation b) illustre le comportement typique du panache lors de conditions de fort Mistral : une forte expansion vers le Sud-Ouest. Dans ce cas, le vent trop faible de MM5 (cf annexe D) limite l'extension du panache, qui est alors dévié vers l'Ouest sous l'action de la force de Coriolis. Les figures 7.19c correspondent à un vent de Sud précédé d'un Mistral : le panache vient alors se coller à la côte. AROME reproduit mieux cette situation, probablement grâce à sa meilleure résolution temporelle.

Malgré le caractère descriptif de cette comparaison (étant limité par le nombre d'observations satellites et par la non-corrélation quantitative), la dynamique du panache selon la direction du vent semble être bien modélisée dans les 3 cas, avec un léger avantage en utilisant le forçage haute-résolution.

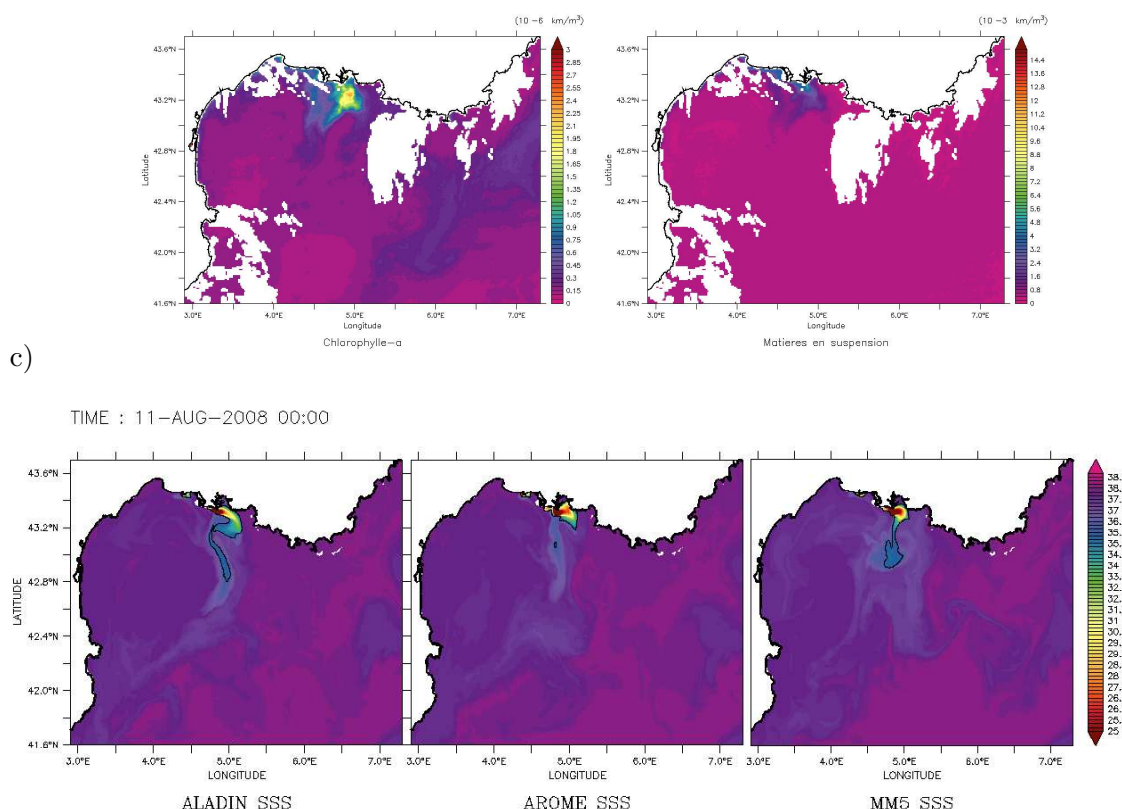


FIG. 7.19 – suite.

7.2.4 Variabilité énergétique

À la surface, la tension du vent provoque la mise en mouvement des premières couches de l'océan. Cette réponse énergétique est caractérisée par des bandes de fréquences spécifiques, dont les plus marquées sont la période inertielle, et la période diurne en réponse aux brises thermiques. Une analyse rotatoire des courants à 5m de profondeur a été réalisée. La figure 7.20 montre l'énergie diurne dans le sens horaire, selon le forçage

de vent utilisé. La variabilité spatiale est cohérente avec le signal diurne du vent (figure 7.7) : le long des côtes du Roussillon et de Provence. Les amplitudes maximales des courants à 5m de profondeur sont obtenues avec AROME, avec un signal correspondant à 7cm/s. La répartition spatiale est similaire pour les trois simulations, avec un signal diurne plus prononcé avec AROME le long des côtes du Roussillon, en accord avec le forçage des brises (figure 7.7).

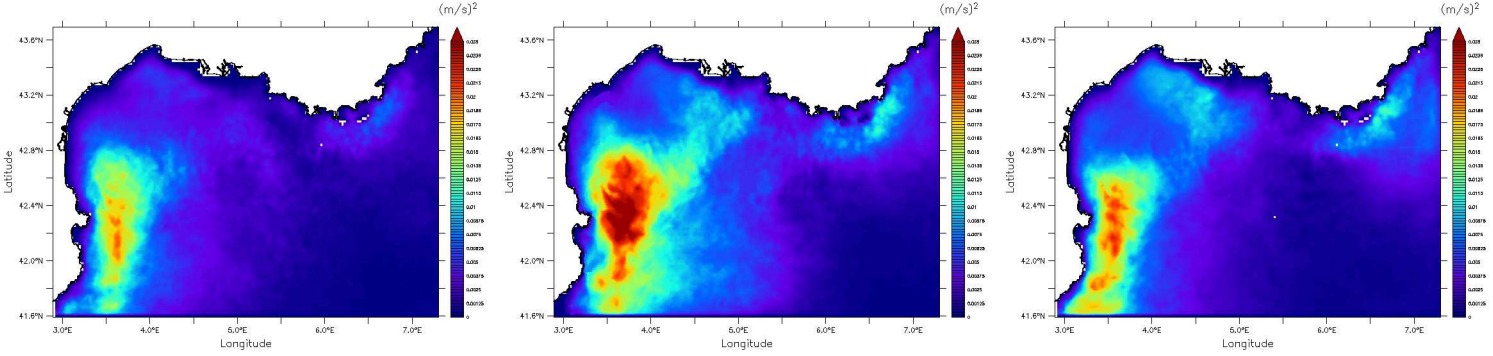


FIG. 7.20 – Densité spectrale de puissance des courants à 5m de profondeur, pour la fréquence correspondant au signal diurne (sens horaire) pour l’été 2008. De gauche à droite : simulations forcées par ALADIN, AROME et MM5. La grille est limitée à 1 point sur 4 pour des raisons de gestion de calculs.

L’énergie cinétique turbulente (Eddy Kinetic Energy) permet de quantifier la variabilité des courants par rapport à un état moyen. La figure 7.21 compare l’évolution de l’EKE de surface calculée sur les 3 mois d’été ou d’hiver, et moyennée sur le domaine d’étude. En surface, la variabilité des courants est directement corrélée aux tensions de vent. On voit nettement une EKE moyenne supérieure avec AROME en été, ainsi que des pics d’intensité plus importante, en réponse aux épisodes de vent plus forts dans les sorties d’AROME. En hiver, l’amplitude des pics est nettement plus élevée qu’en été (jusqu’à $0.2m^2/s^2$), mais toujours plus faible avec MM5.

D’un autre côté, l’EKE calculée sur des périodes plus restreintes (1 mois), et à partir de courants intégrés entre 0 et 50m, permet de mettre en évidence des structures tourbillonnaires méso-échelles. En particulier, en été 2008, quelques structures sont identifiables sur la figure 7.22, et significativement plus prononcées avec AROME. En juin (figure a), l’EKE est maximale au Sud du Cap Creus. Ce patch énergétique correspond à un tourbillon anticyclonique, plus intense et persistant avec AROME. D’autres structures, plus petites, sont décelables à l’Ouest du plateau avec AROME et ALADIN. En juillet, l’EKE sur le plateau est caractérisée par une structure en forme de jet avec AROME et ALADIN. Ce courant côtier est originaire du Sud du plateau, et s’introduit sur le GoL devant le Cap Creus pour finalement former une structure anticyclonique. Cette intrusion est plus largement décrite dans la paragraphe suivant.

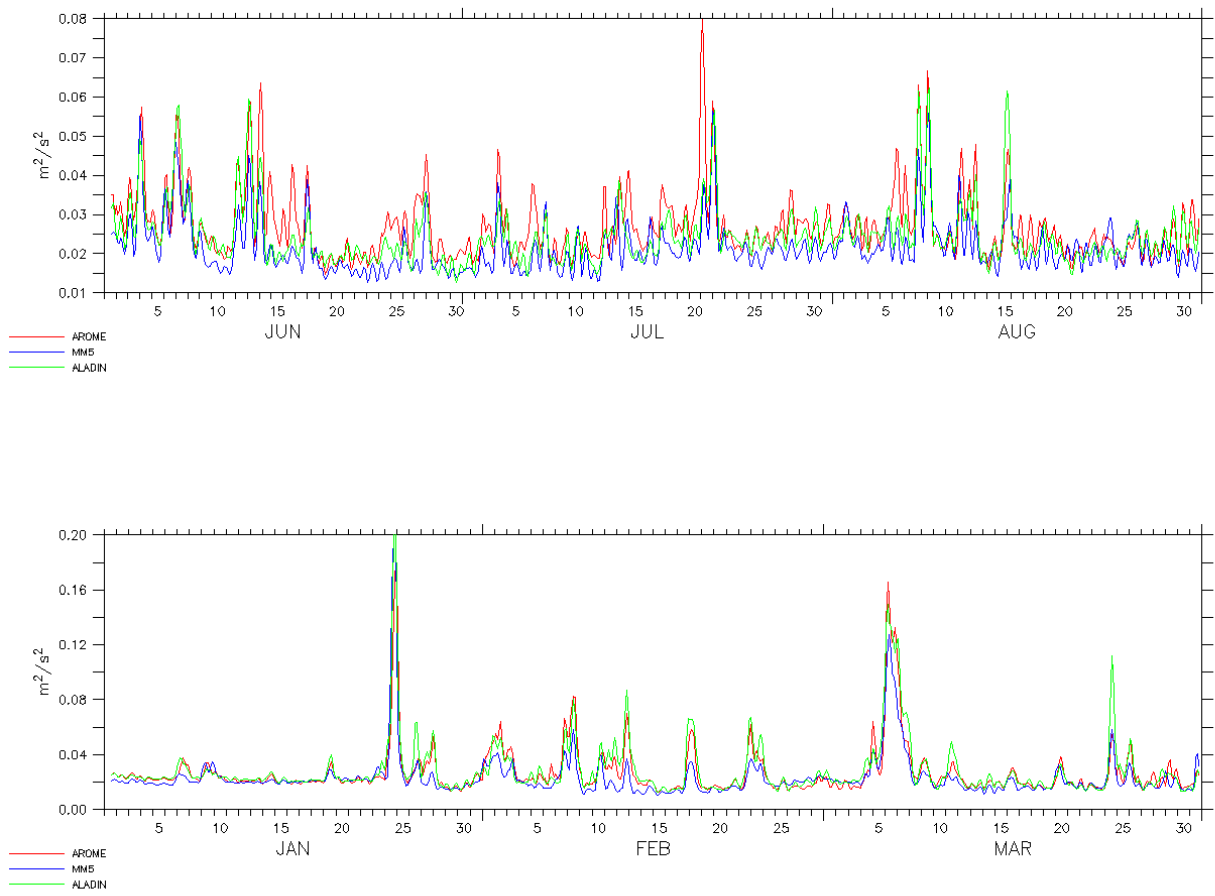


FIG. 7.21 – Évolution temporelle de l'EKE de surface moyennée sur le domaine (m^2/s^2). Simulations avec ALADIN en vert, avec AROME en rouge et avec MM5 en bleu.

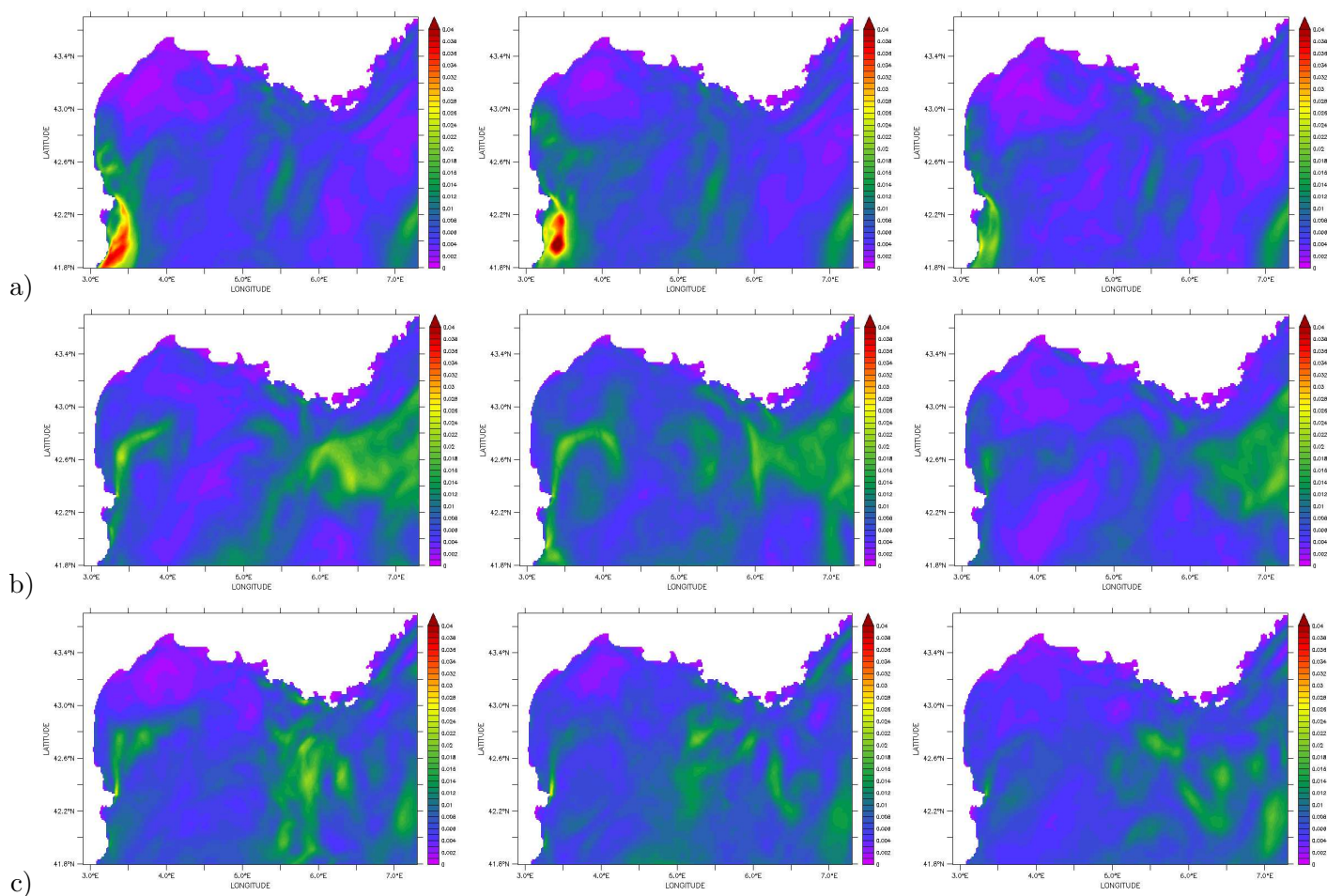


FIG. 7.22 – Distribution de l'EKE (m^2/s^2) mensuelle calculée à partir des courants intégrés entre 0 et 50m pour l'été 2008 : a) juin ; b) juillet ; c) août. De gauche à droite : simulations forcées par ALADIN, AROME et MM5.

7.2.5 Intrusions sur le plateau

Les échanges de masse d'eau entre le GoL et le large ont principalement lieu aux extrémités Sud-Est et Sud-Ouest du plateau (Langlais, 2007; Gatti, 2008). Les intrusions durant l'été 2008 et l'hiver 2009 sont représentées sur la figure 7.23, par le transport à travers une section zonale au niveau du Cap Creus (latitude $42.3^{\circ}N$), et une section méridienne au niveau de Cassis (longitude $5.45^{\circ}E$). Les sections s'étendent de la côte à l'isobathe 200m. En hiver, les intrusions à l'Est du plateau sont plus importantes qu'à l'Ouest, ce qui est cohérent avec le caractère instable du CN, qui est également plus près des côtes de Provence à cette période de l'année. De plus, les vents d'Est, qui favorisent ces intrusions, sont plus fréquents en hiver 2009 par rapport à l'été 2008 (cf rose des vents, figure 7.1). En été, les intrusions au large de Cap Creus sont étonnamment importantes, nettement supérieures avec AROME et ALADIN, avec un transport moyen de $6.10^4 m^3/s$, comparé au transport obtenu avec MM5, de $4.10^4 m^3/s$.

Ce flux ascendant est peu documenté pour l'instant (article en préparation à Ifremer), mais peut avoir des influences non négligeables sur les échanges de polluants ou de matériaux bio-géo-chimiques entre le large et le plateau.

Ces intrusions sont en partie confirmées par les trajectoires de deux bouées lagran-

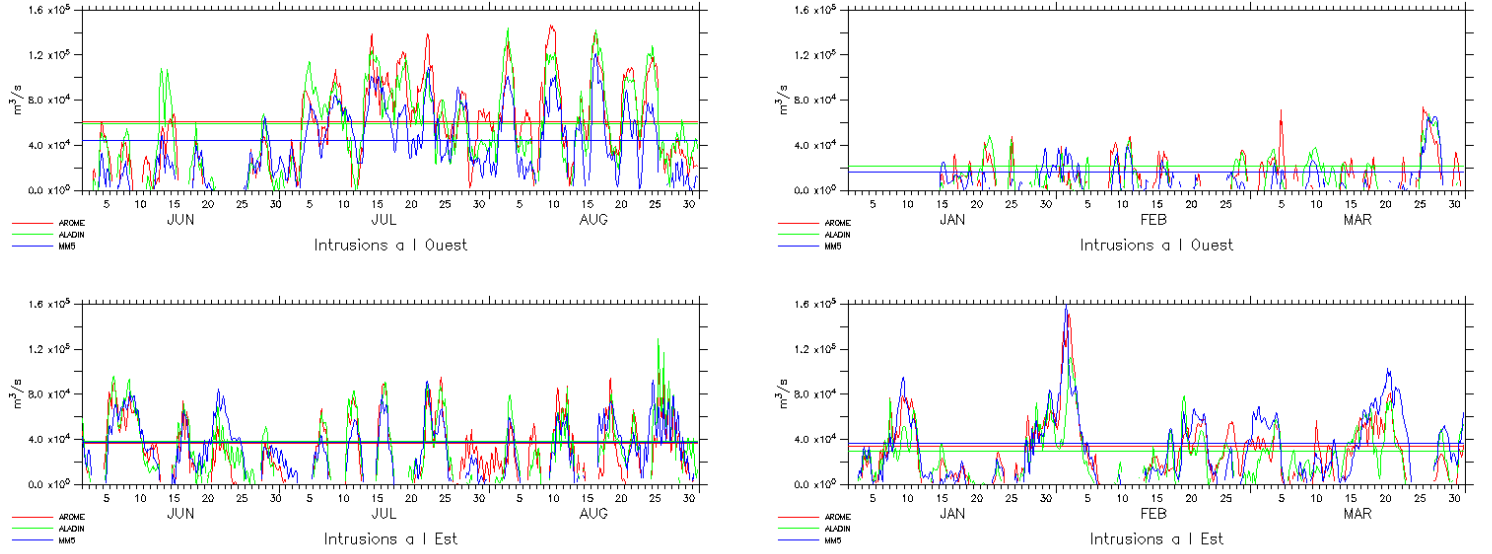


FIG. 7.23 – Intrusions sur le plateau : à l'Ouest (latitude $42.3N$, profondeur $< 200m$) et à l'Est (longitude $5.45E$, profondeur $< 200m$) en été 2008 (gauche) et hiver 2009 (droite). Les lignes horizontales représentent les transports moyens selon le forçage utilisé, ALADIN en vert, AROME en rouge et MM5 en bleu.

giennes, lâchées durant l'été 2008 et droguées à $15m$ de profondeur. La figure 7.24 décrit leurs trajectoires entre le 15 et le 17 août 2008 : elles remontent sur le plateau en passant devant le Cap Creus, puis longent la côte Ouest du GoL. Les courants des simulations avec différents forçages atmosphériques reproduisent bien ce jet plaqué à la côte. Les comparaisons entre trajectoires de bouées et courants modélisés durant toute la disponibilité des données sont montrées en annexe G.

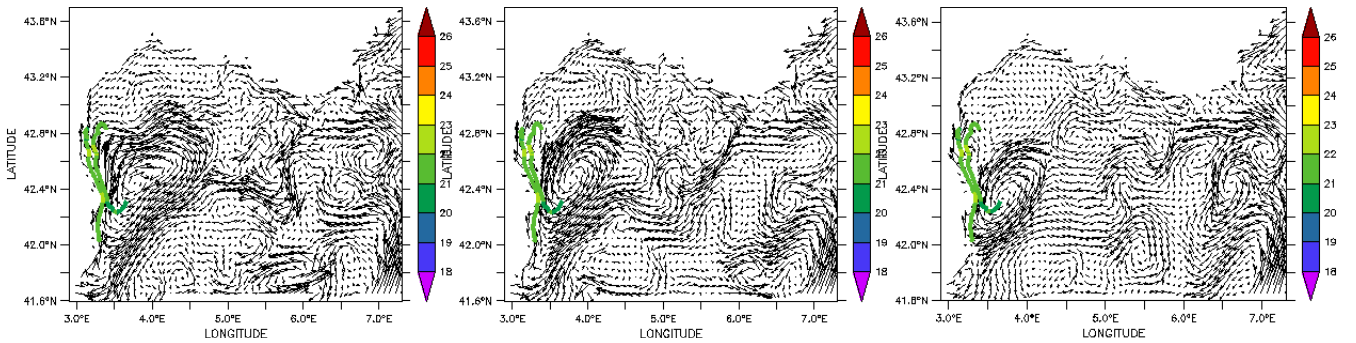


FIG. 7.24 – Courants à $15m$ de profondeur moyennés sur 2 jours (15 au 17 août 2008). De gauche à droite : simulations forcées par ALADIN, AROME et MM5. Les trajectoires pendant cette période de 2 bouées lagrangiennes (Sardone) droguées à $15m$ sont superposées (elles vont du Sud vers le Nord), la couleur correspond à la température de surface mesurée.

Par ailleurs, ces intrusions sont occasionnellement visibles grâce à une signature en température de surface. La figure 7.25 confirme la présence d'une masse d'eau chaude, originaire du Sud, qui remonte à l'Ouest de plateau. Cette signature sur la température

de surface modélisée est conforme aux observations satellite.

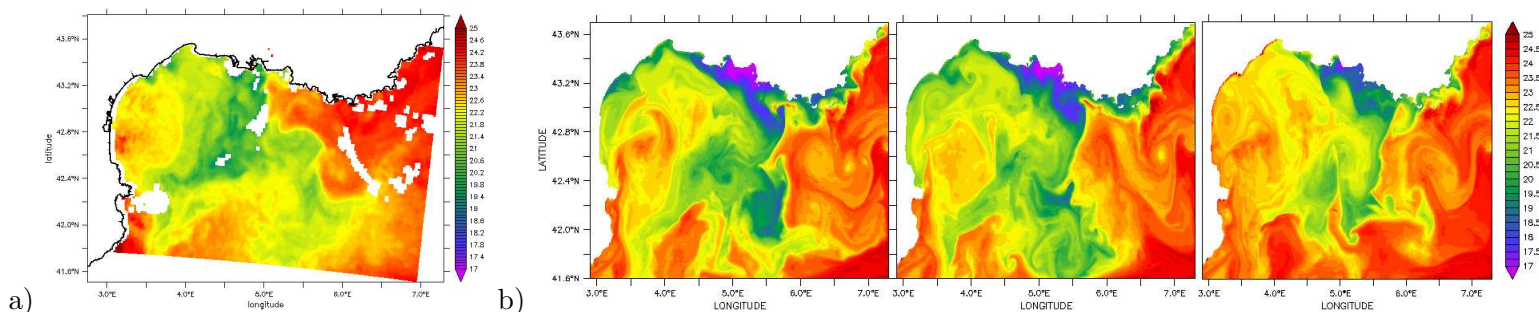


FIG. 7.25 – SST ($^{\circ}\text{C}$) le 27 juillet 2008 à 10h : a) observée par satellite (AVHRR), b) modélisée avec de gauche à droite : ALADIN, AROME, MM5.

Dans le but d'expliquer ces intrusions particulièrement intenses, ainsi que les différences induites par le forçage du vent, la figure 7.26 compare l'évolution temporelle de ces intrusions (en été, à l'Ouest du plateau) au rotationnel du vent, moyenné spatialement dans la région ($3.2 - 3.5^{\circ}\text{E}$, $42 - 42.3^{\circ}\text{N}$). Les principaux pics de transport vers le plateau apparaissent en réponse aux pulses de vent présentant un rotationnel négatif. De plus, certaines disparités correspondant à des intrusions plus faibles avec MM5 (par exemple les 13 juin, 14 juillet ou 24 août), apparaissent immédiatement après des événements de cisaillement négatif du vent présentant des valeurs également plus faibles dans les sorties de MM5.

Ceci est cohérent avec la théorie du pompage d'Ekman, selon laquelle un rotationnel de vent négatif conduit à une circulation préférentiellement anticyclonique.

Cependant, ce processus n'est pas le seul en jeu, et permet d'expliquer uniquement la modulation temporelle de ces intrusions. De mi-juillet à fin août, le transport vers le plateau reste positif, alors que les pulses de vent cisailé sont occasionnels. À plus grande échelle, la Tramontane est toujours caractérisée par un rotationnel moyen négatif entre la plateau catalan et le Nord Est du vent. L'entraînement de masse d'eau par la structure anticyclonique présentée sur la figure 7.24 (et en annexe G), également visible sur la SST de la figure 7.25 et sur l'EKE de juillet en figure 7.21, contribue probablement à renforcer ces intrusions.

7.2.6 Conclusion de la section

Cette section a permis de valider le modèle hydrodynamique, et de présenter quelques diagnostics clés, qui mettent en évidence des différences induites par les forçages atmosphériques.

L'évaluation de la SST, du comportement du panache du Rhône via des observations satellites, et de la stratification via des profils de température et salinité, ont permis de valider la configuration hydrodynamique du GoL, quel que soit le forçage atmosphérique. Le modèle est capable de reproduire les principales caractéristiques régionales, avec des erreurs relativement faibles.

Quant à l'impact des forçages, la plupart des diagnostics présentés indiquent des différences au niveau de la distribution spatiale : que ce soit pour l'évaporation, la profondeur de la thermocline ou l'EKE, la variabilité spatiale est plus importante avec AROME. Par ailleurs, le forçage haute-résolution induit une amplification de l'énergie

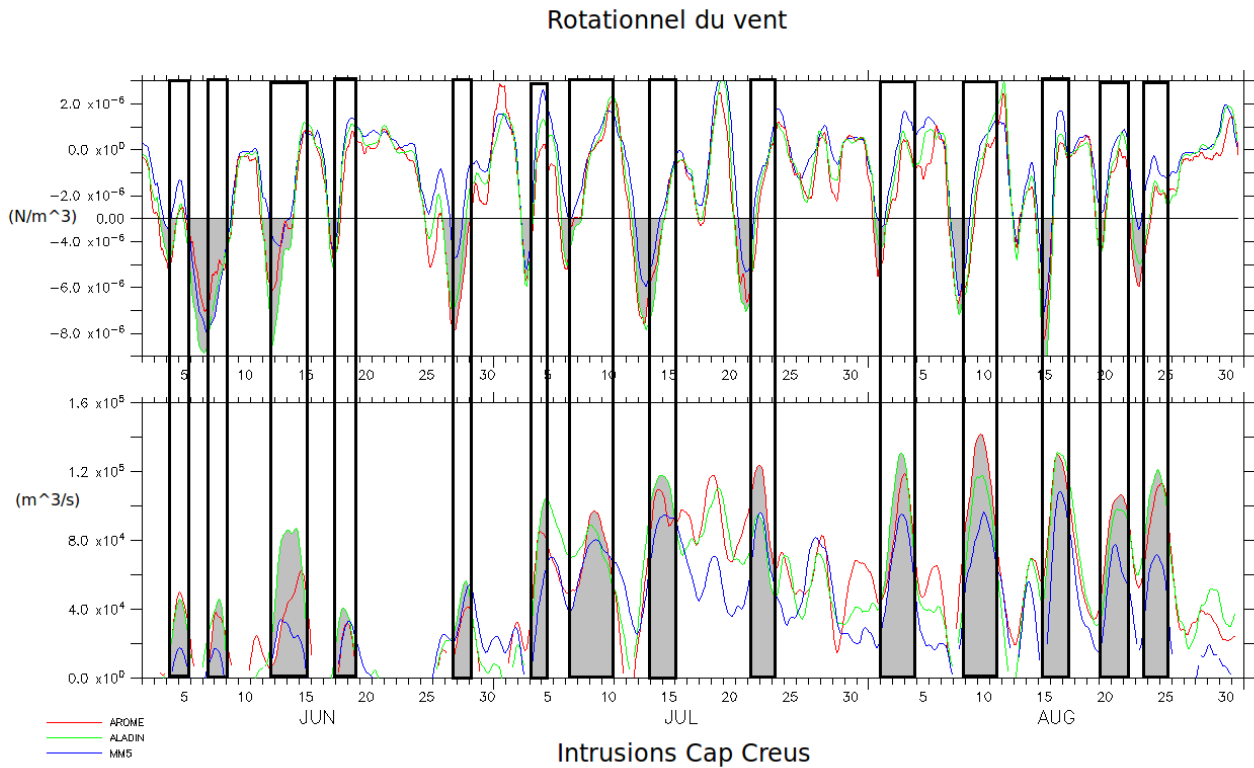


FIG. 7.26 – Corrélation entre les intrusions à l'Ouest du plateau (Cap Creus) et le rotationnel négatif de la tension de vent. Les courbes sont lissées sur 24h et moyennées sur la zone $3.2-3.5^{\circ}E$, $42-42.3^{\circ}N$. Les principaux pics d'intrusions sont grisés (figure du bas), et mis en corrélations avec les pics de rotationnel négatif les précédant (également grisés, figure du haut). Les résultats des simulations avec ALADIN sont présentés en vert, avec AROME en rouge et avec MM5 en bleu.

dans la couche de surface.

Enfin, le processus d'intrusions des masses d'eau catalane à l'Ouest du plateau en été 2008 a été mis en évidence, validé, et relié au cisaillement local du vent. Dans ce cas, l'utilisation des sorties de MM5 conduit à un transport moins important.

Le chapitre suivant présente une étude plus détaillée sur l'influence du forçage du vent sur certains processus hydrodynamiques tels les upwelling, les oscillations inertielles, ou la variabilité méso-échelle.

Article soumis à *Ocean Dynamics* : Influence of high-resolution wind forcing on the Gulf of Lions hydrodynamic modeling.

8

Résumé de l'article en français

L'impact du forçage atmosphérique AROME ($2.5km$, $1h$) sur la modélisation hydrodynamique du Golfe du Lion est analysé en comparaison aux modèles ALADIN ($9.5km$, $3h$) et MM5 non assimilateur ($9km$, $3h$). Les principales caractéristiques régionales du vent et de l'hydrodynamique sont bien reproduites avec les 3 modèles. Cependant, à plus petite échelle, d'importantes différences sont induites par le choix du forçage.

Les champs de vent à $10m$ ont été comparés et validés pour 2 périodes de 3 mois (été 2008 et hiver 2009), à l'aide de mesures in situ et d'observations satellites (QuikSCAT). Au niveau des bouées en mer, les corrélations sont satisfaisantes, en particulier pour ALADIN. Les vents issus du modèles MM5 sont particulièrement sous-estimés, pour les épisodes de vent violents mais aussi en moyenne, induisant des cisaillement plus faibles. Les champs d'AROME présentent plus de variabilité spatiale et temporelle, avec des échelles plus fines, des fronts, gradients et impulsions de vents plus marqués.

Ces trois forçages météorologiques sont testés dans une configuration hydrodynamique réaliste à haute résolution ($400m$) du Golfe du Lion à l'aide du modèle MARS3D. La réponse de l'océan est étudiée à travers divers processus spécifiques du GoL. En été, les épisodes d'upwellings et leurs extensions spatiales sont bien reproduits avec AROME et ALADIN, validés grâce à des mesures de température issues d'un mouillage MEDCHANGE et d'observations satellites de SST. Avec MM5, les upwellings sont nettement sous-estimés, certaines cellules sont même absentes comme l'upwelling de Valras, à l'Ouest du Cap d'Agde. Cette étude a permis de relier la génération de ce dernier, ainsi que la formation d'une structure anticyclonique adjacente, au cisaillement de la Tramontane. En effet ce vent soufflant perpendiculairement à la côte est caractérisé par de fortes valeurs de rotationnel, induisant une divergence en surface par pompage d'Ekman du côté du rotationnel positif du vent.

D'un point de vue énergétique, les mouvements inertiels de la couche de surface et les oscillations de la thermocline sont amplifiés avec AROME. De plus, la variabilité méso-échelle de l'océan est accentuée, et le tourbillon observé en été 2008 au large du Cap Creus par images satellites est mieux représenté.

Finalement, une étude de sensibilité concernant l'impact de la haute-résolution d'AROME a mis en évidence l'intérêt prédominant de la résolution spatiale et de la variabilité qui en découle, par rapport à la résolution temporelle.

ARTICLE EN PRÉPARATION POUR *OCEAN DYNAMICS*

**Influence of high-resolution wind forcing on the Gulf of Lions
hydrodynamic modeling.**

Auteurs : A. Schaeffer, P. Garreau, A. Molcard, P. Fraunié, Y. Seity

Abstract

The impact of high resolution atmospheric forcing on ocean circulation in the Gulf of Lions (Mediterranean Sea) is evaluated using 3 different datasets : AROME (2.5km,1h), ALADIN (9.5km,3h) and MM5 (9km,3h). The main regional features of both wind and oceanic dynamics are well reproduced using the 3 atmospheric models. Yet some differences are highlighted at smaller scales and for specific hydrodynamic processes. Wind intensities from MM5 dataset are shown to be underestimated, especially during extreme events. AROME high resolution leads to a more detailed spatial variability, with high wind gradients, fronts and curl. A short term ocean simulation has been conducted for two 3-months periods on a 400m configuration of the GoL. Inertial motions, internal oscillations and mesoscale variability are accentuated when using high-resolution forcing. Sensitivity tests suggest a predominant role of the wind spatial resolution compared to temporal resolution. The upwelling system is assessed through in situ measurements in terms of temporal evolution and spatial extension. The generation of a specific upwelling cell at the Northern part of the gulf is correlated to Ekman pumping during cross-shore channeled wind stress.

8.1 Introduction

Coastal ocean modeling needs to consider very small scale dynamics, which remains a major challenge. The choice of the atmospheric forcing and its spatial and temporal resolution is crucial, especially in a micro-tidal area such as the Gulf Of Lions (GoL) in the Mediterranean Sea. Very high accuracy is required, as wind forcing drives many oceanographic processes over the continental margin. The purpose of this study is to provide a preliminary critical analysis of different atmospheric models available, in the prospect of forcing the GoL's dynamics. Their suitability for use in regional ocean modeling is assessed, in order to advocate a relevant atmospheric forcing for short-term hydrodynamic modeling of the GoL.

The Gulf of Lions is a large continental margin located in the Northwestern Mediterranean Sea. Figure 8.1 shows its complex bathymetry, characterized by a shallow shelf (90m mean depth) and a complex coastline. The main hydrodynamic features of the GoL result from interactions with the atmosphere : summer up- and downwellings (Hua et Thomasset, 1983; Millot, 1979), inertial oscillations (Petrenko, 2003; Millot et Crepon, 1981), winter dense water formation and cascading (Ulses et al., 2008; Herrmann et al., 2008b) and mesoscale eddy activity (Rubio et al., 2009a; Hu et al., 2009; Allou et al., 2010). Other forcings coexist, such as freshwater input from the Rhône river (Ulses et al., 2005; Gatti et al., 2006), and mainly the bordering Northern Current (NC), which is the northern branch of the general circulation of the Mediterranean Sea (Millot et Wald, 1980; Millot, 1999). The NC displays a large variability, with meandering sometimes intruding into the shelf (Andre et al., 2009; Rubio et al., 2009b; Flexas et al., 2002). Prevailing winds originate from land, blowing offshore, also influence the dynamic of the

GoL. Both northerly winds, called Mistral, and northwesterly winds, called Tramontane, are characterized by a strong channellings effect due to the marked land topography. These strong winds blow all year long, specifically cold in winter, with a high temporal variability ranging from a few hours to a few days. Their spatial distribution is complex too, as strong zonal gradients and shear are present close to the coasts (Zecchetto et Cappa, 2001; Guenard et al., 2006). Onshore winds from South/South-East are less frequent, usually slower and brief (less than 3 consecutive days). They usually co-occur with rain and large swells and can be extraordinarily strong.

Cavaleri et Bertotti (2004) explored the impact of different wind spatial resolutions of ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) model on wind speeds and wave heights over semi-enclosed bays in the Mediterranean Sea. They concluded that a finer resolution leads to an improvement of the results : higher wind intensities, especially for onshore winds, and more realistic fetch lengths, also due to a more precise topography.

Through a long-term (10 years) modeling simulation of the GoL, Langlais et al. (2009) compared the sensitivity of coastal dynamics using REMO regional climate model (18km, 1h) or ERA40 global atmospheric reanalysis (125km, 6h). At inter-annual to intra-seasonal time scales, they found very good agreement between the two atmospheric datasets. However major differences were highlighted at smaller scales. Conversely to ERA40, the use of REMO with hourly sampling enables the reproduction of realistic thermal breeze systems and diurnal cycles. Its finer scales has been shown to be crucial for the separation of the Mistral and Tramontane fetches when both blow simultaneously. Consequently, a significant wind stress curl is generated. Moreover, with REMO, wind extremes are more numerous, and significantly affect inertial oscillations and shelf dense water exportation through the canyons. Herrmann et Somot (2008) also showed that "high resolution" atmospheric forcing (ERA40 downscaling of 50km compared to reanalysis) was necessary to reproduce the observed winter convection, mainly due to the enhancement of spatial and temporal meteorological extremes with the downscaled forcing. Using a 2.4km atmospheric forcing, Brossier et al. (2009) investigated the impact of the air-sea coupling time frequency on the ocean mixed layer in the GoL. A time resolution of 3 – 6h was shown to be too coarse to reproduce a fine scale response of the ocean, as internal ocean boundary layers as well as cooling and deepening of the ocean mixed layer under heavy precipitation events were not modeled. Yet, atmospheric forcing at 1h time step appeared to be sufficient to well represent extreme precipitation peaks and severe wind gusts.

Other studies have focused on the importance of wind curl to drive small scale oceanic dynamics. Estournel et al. (2003) and Petrenko et al. (2008) investigated the impact of channeled/homogeneous northerly and northwesterly winds on the GoL's depth-averaged circulation through modeling experiments, during winter and stratified conditions respectively. They evidenced completely different circulation at the gulf's scale depending on the wind channeling.

Recently, following the progress in numerical model resolution, smaller scales in wind stress curl have been investigated. In the lee of the islands of Hawaii, Chavanne et al. (2002) and Yoshida et al. (2010) were able to relate mesoscale eddy generation to the local wind stress curl variability induced by the island shattering effect, using a linear Ekman pumping models. Fennel et Lass (2007) looked at the modification of upwelling of the Benguela system, alongshore and cross-shore currents imposed by wind stress

curls in coastal areas. Through analytical modeling, they evidenced complex dynamics resulting from cross-shelf variations of wind stress, corresponding to specific regional features. In the California Current system, local wind stress curl was shown to generate large local vertical velocities, providing important part of upwelling transport through Ekman pumping (Pickett et Paduan, 2003).

More generally, Huthnance (2002) considered various consequences of wind forcing and the associated spatial and temporal details in knowledge required, including coastal trapped waves, upwellings and downwellings, stratification, sea breeze effects, coastal current and plumes. He concluded that a wind field resolution of the order of 10km or less depending on the local topographic details is required, with a temporal resolution of $1 - 3\text{h}$, especially to account for rapid and non-linear response.

These orders of spatial and temporal scales are nowadays available for short term simulations, with even finer spatial resolutions of a few kilometers. Recently, a regional atmospheric model AROME has been developed by the French Metoffice, with a spatial resolution of 2.5km and hourly sampling. It was shown to provide significant improvement for local weather prediction, inducing storm or intense precipitation prevision (Boniface et al., 2009), but its relevance in the prospect of forcing coastal ocean circulation still has to be investigated.

This paper compares atmospheric surface datasets from AROME to two coarser resolution models, ALADIN ($9.5\text{km}, 3\text{h}$) and MM5 ($9\text{km}, 3\text{h}$), commonly used to drive hydrodynamic modeling in the North-Western Mediterranean Sea. The seasonal variability is analyzed by choosing two different periods : summer 2008 (June-August), which is most important for upwellings, stratification and inertial oscillations, and winter 2008-2009 (January-March) when wind is stronger, inducing mixing and higher variability.

In a first section, the numerical meteorological and hydrodynamical models are described. Respective wind datasets are compared and assessed via in situ observations in a second section. In a third section, their impact on the GoL's dynamics is investigated through twin hydrodynamic modeling experiments using MARS3D (Model At Regional Scale), highlighting some differences in regards to specific ocean processes.

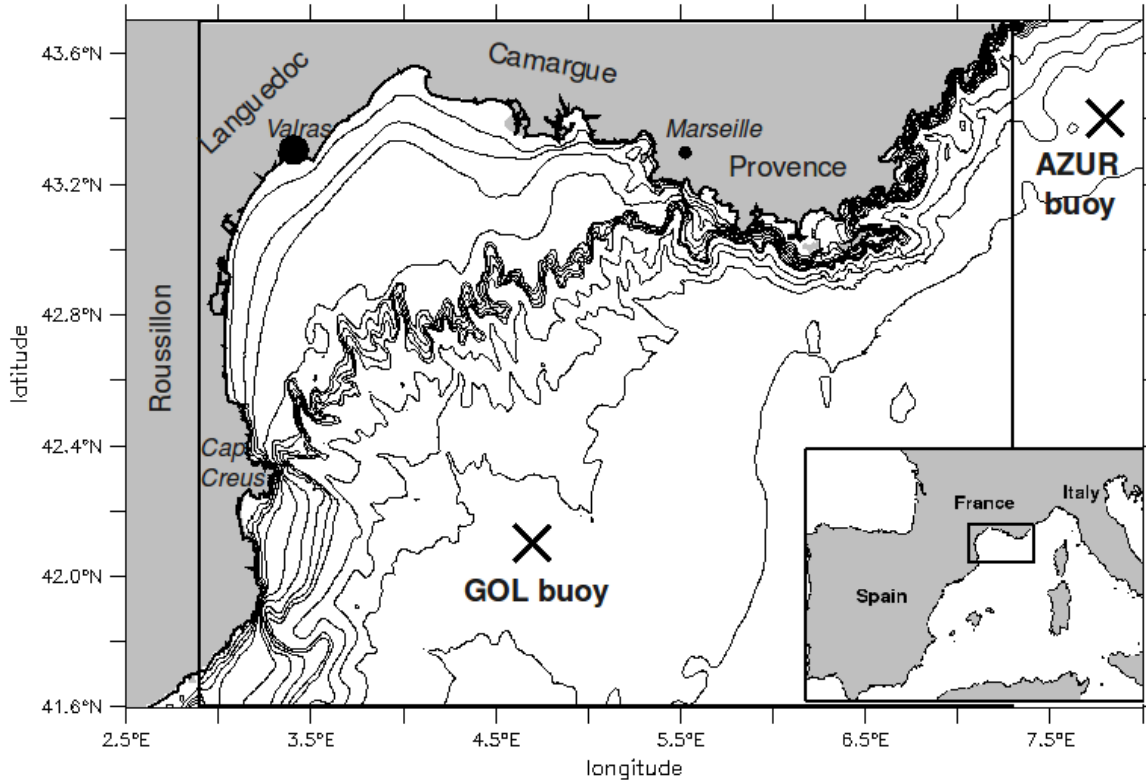


FIG. 8.1 – Geographic and bathymetric map of the GoL. The meteorological buoys positions (GOL and AZUR) are indicated. The box delineates the limits of the hydrodynamic model's domain. Isobaths at 25, 50, 75, 100, 150, 200, 300, 400, 500, 1000, 1500, 2000, 2500, 3000m are drawn.

8.2 Numerical models specifications

8.2.1 Atmospheric models

Three distinct meteorological forcings were used to force twin hydrodynamic experiments. They differ according to their physics, dynamics, assimilation system, spatial and temporal resolutions.

8.2.1.1 Météo France weather forecast models : ALADIN and AROME

Both ALADIN (Aire Limitée, Adaptation Dynamique, InterNational, [Fischer et al. \(2005\)](#)) and AROME weather forecasts models are developed by Météo France. ALADIN is a regional model widely used as meteorological forcing for Mediterranean hydrodynamic studies ([Petrenko et al., 2005, 2008](#); [Estournel et al., 2009, 2003](#); [Dufois et al., 2008](#); [Rubio et al., 2009a](#)). Its horizontal mesh size is 9.5km, with 60 vertical levels. It is a limited area version of the global ARPEGE/IFS model (Action de Recherche

Petite Echelle Grande Echelle Courtier et al. (1994) / Integrated Forecasting System). ALADIN is based on hydrostatic primitive equations, with a 6h-cycle 3D variational assimilation system, using data from satellites (infra-red radiances, winds), radars, and regional weather observation networks : radiosondes, wind profilers, aircraft reports, ship and buoy reports, automated land surface stations (surface pressure, 2m-temperature, 2m-humidity and 10m-wind) and GPS Zenith Delay observations network.

AROME (Application de la Recherche pour l'Opérationnel à Méso-Echelle) is the most recent Meteo-France model, run in an operational way since December 2008 (Seity et al., 2010). It is a mesoscale model, with high spatial and output time resolution, 2.5km and 1h respectively. Its dynamics derive from ALADIN without hydrostatic assumption (ALADIN-NH, Bubnova et al. (1995)) while physics is taken from Meso-NH model (Lafore et al., 1998) : cloud microphysics with ice phase, prognostic turbulent mixing, ECMWF radiation scheme. Deep convection is explicit, while shallow convection is parameterized using a mass-flux scheme. A specific surface scheme SURFEX enables precise surface boundary conditions for turbulence and radiation terms. Some vertical levels are also inserted close to the surface thanks to a specific turbulent scheme (SBL, Masson et Seity (2009)) allowing the prognostic calculation of 10m wind, 2m temperature and humidity without any use of analytical interpolation.

AROME's lateral boundary conditions and surface initial conditions are provided by ALADIN. Its data assimilation system is identical to the ALADIN 3D-Var scheme (Brousseau et al. (2008) except that it uses much sharper structure functions and a shorter 3-hourly assimilation cycle (Rapid Update Cycle). The observations taken into account are the same as ALADIN's with similar spatial resolution, except for GPS Zenith Delays for which spatial observations are adapted to AROME finer resolution. In addition, Doppler radars radial velocities from French network are also assimilated.

8.2.1.2 MM5

MM5 (Mesoscale Model 5) (Grell et al., 1993) is another non hydrostatic mesoscale model, developed by the NCAR (National Center for Atmospheric Research). The configuration used in this study is built by the ACRI ST company, derived from a nesting chain. Boundary and daily initial conditions (everyday) are provided by the NCEP (National Centers for Environmental Prediction) GFS (Global Forecast System) model (spatial resolution of 1°). The nesting chain goes from a parent 27km-grid to a 9km-grid by a 2 way-nesting, later interpolated to a 3km-grid. The output frequency is 3h. No data assimilation is considered on the nested configuration, but a global GFS model provides daily initial conditions. MM5 atmospheric forcing has been used in previous studies for Mediterranean hydrodynamic simulations with MARS3D model (Andre et al., 2005, 2009; Rubio et al., 2009b; Nicolle et al., 2009) and is now routinely used in operational forecasts system Previmer (<http://www.previmer.org/en>).

MODEL	ALADIN France Météo France	AROME Météo France	MM5 (NCAR) nested at ACRI ST
Horizontal mesh size	9.5km	2.5km	9km, 3km-grid
Numbers of vertical levels	60	41	26
Time output interval	3h	1h	3h
Model providing LBC mesh size time interval for LBC	ARPEGE (global) 15km for France 3h	ALADIN 9.5km 1h	NCEP (GFS) then MM5 1° ~ 110km (27km) 6h (3h)
Initial times (h) and forecast range	0h, 6h, 12h, 18h +72h max	0h, 6h, 12h, 18h +30h	0h (IC at 21h) +4d
Type of data assimilation assimilation cycle	3D-VAR 6h	3D-VAR 3h	no
SST used	satellite (each analysis)	satellite (each analysis)	climatology (each IC)

TAB. 8.1 – Atmospheric models characteristics.

8.2.2 Hydrodynamic model

The primitive equation MARS3D model (Hydrodynamical Model for Application at Regional Scale) is implemented in a GoL's configuration. [Lazure et Dumas \(2008\)](#) have fully described the model's specifications. It is a sigma coordinate model, with the particularity of using a unique time-stepping to resolve the baroclinic and barotropic modes, based on the ADI (Alternating Direction Implicit) scheme.

The regional configuration is centered on the GoL with a spatial resolution of 400m. Lateral open boundary fields are provided by the operational configuration MENOR ([Nicolle et al., 2009](#)) covering Northwestern Mediterranean Sea with a horizontal mesh of 1200m. Both configurations have 30 uneven terrain-following levels discretizing the vertical direction, leading to vertical resolutions between a few centimeters at the surface and ~ 100m at mid water column for high depths. Surface elevation at lateral open boundaries is prescribed by the coarser model (Dirichlet condition), while salinity and temperature fields are either clamped in the case of inflow, or submitted to upstream advection in the case of outflow. OBC for baroclinic and barotropic velocities correspond to a Dirichlet formulation. Inside the domain, horizontal mixing coefficients derive from Smagorinsky formula ([Smagorinsky, 1963](#)) with low coefficient value (0.1) and a minimum set to $1m^2/s$, increasing in a 10-cells wide sponge layer (leading to a maximum value of $80m^2/s$). Vertical turbulent coefficients are calculated with Pakanowski and Philander formulation ([Pacanowski et Philander, 1981](#)), depending on the Richardson number.

The model bathymetry was constructed by combining the few detailed data available (fig. 8.2). Nine daily river outflows are considered, including the Rhône river which is divided into 2 parts, the "Grand Rhône" and the "Petit Rhône".

Surface forcings are derived from one of the meteorological models previously presented, providing 10m-height wind components, 2m temperature and relative humidity,

precipitations as well as longwave and shortwave radiative fluxes. Wind stress is calculated by MARS3D using a constant drag coefficient ($C_d = 1.2 \cdot 10^{-3}$) in order to easily compare the different forcing impacts. Turbulent heat fluxes are deduced from Bulk formulae with the parametrization of Luyten et De Mulder (1992).

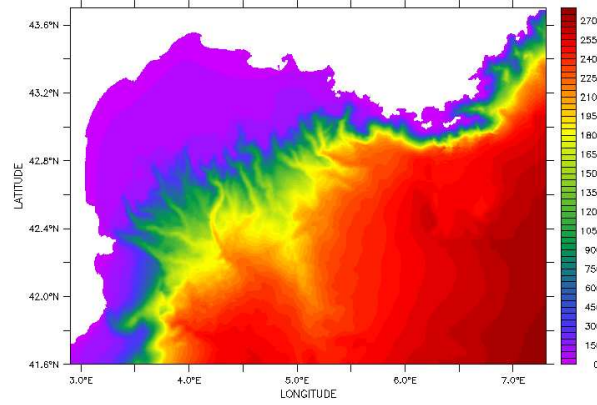


FIG. 8.2 – Hydrodynamic model bathymetry of the GoL (m).

8.3 Evaluation and comparison of atmospheric forcings

8.3.1 Evaluation with buoy measurements

The different atmospheric forcings available, presented in the previous section, are evaluated using in situ data. Two in situ buoys are available in Northern Mediterranean sea, named GOL ($4.7^\circ E, 42.1^\circ N$) and AZUR ($7.8^\circ E, 43.4^\circ N$), measuring hourly surface air pressure, wind intensity and direction, air temperature and relative humidity at 3.60m-high. Their positions are indicated on figure 8.1.

Table 8.2 displays correlation coefficients, bias (model - observation) and RMS for each meteorological model compared to the observations, for summer 2008 and winter 2009. In situ wind intensities have been multiplied by a factor of 1.1, obtained by the logarithmic wind profile law, to account for the reference height difference as winds are modeled at 10m-high but measured at 3.60m-high. All statistical values are calculated at the buoys location with 3-months data series every 3h, except for summer wind series, when measurements of the 20 first days in June 2008 are missing. Winter data from GOL buoy are unavailable in winter, and AZUR data are only presented for winter.

Correlation rates are overall quite high, with an average of 0.91 for ALADIN, 0.87 for AROME and 0.84 for MM5. Nevertheless, they vary significantly, depending on the variable considered. High correlation of the surface pressure are observed, direct consequence of the assimilation data system for AROME and ALADIN. On the contrary, statistics on relative humidity are relatively poor, with low correlations and RMS up to 10% for each model in winter, while it is important for the evaluation of the latent heat flux and evaporation. Concerning temperature, AROME displays worse correlations than ALADIN and MM5, but lower bias, while MM5 RMS reaches $2^\circ C$ in winter at AZUR buoy with a mean underestimation of $1.8^\circ C$.

Statistics on wind were developed for each component (East-West and South-North) and for wind speed. Again ALADIN displays higher correlation factors. Mean bias are mainly negative, corresponding to an underestimation of the modeled wind intensities.

MM5 shows overall higher wind RMS, from $2.4m/s$ to $4.3m/s$ in winter. We shall see that wind speed underestimation is even more significant regarding extreme events.

		ALADIN corr / bias / RMS	AROME corr / bias / RMS	MM5 corr / bias / RMS
wind u component (m/s)	GOL summer	0.96 / -0.73 / 2.08	0.86 / -0.95 / 2.46	0.74 / -1.28 / 3.30
	GOL winter			
	AZUR winter	0.92 / -0.18 / 2.64	0.83 / -0.02 / 3.90	0.83 / -0.74 / 3.97
wind v-component (m/s)	GOL summer	0.95 / 0.34 / 1.93	0.92 / 0.22 / 2.30	0.93 / 0.86 / 2.39
	GOL winter			
	AZUR winter	0.91 / -0.51 / 2.16	0.86 / -0.69 / 2.83	0.80 / -3.03 / 4.33
wind intensity (m/s)	GOL summer	0.93 / -1.26 / 2.22	0.87 / -0.97 / 2.47	0.84 / -1.56 / 3.03
	GOL winter			
	AZUR winter	0.90 / -0.55 / 2.08	0.79 / -0.31 / 2.88	0.67 / -1.08 / 3.70
temperature ($^{\circ}C$)	GOL summer	0.97 / 0.65 / 0.89	0.89 / 0.05 / 1.04	0.92 / 0.62 / 1.05
	GOL winter	0.94 / 0.76 / 1.04	0.86 / 0.26 / 1.07	0.93 / 0.85 / 1.11
	AZUR winter	0.87 / 0.78 / 1.08	0.85 / 0.33 / 0.88	0.87 / -1.84 / 2.03
relative humidity (/)	GOL summer	0.76 / -0.04 / 0.08	0.84 / -0.03 / 0.07	0.83 / -0.06 / 0.09
	GOL winter	0.72 / 0.06 / 0.12	0.69 / 0.05 / 0.12	0.59 / 0.01 / 0.12
	AZUR winter	0.89 / 0.00 / 0.08	0.87 / 0.00 / 0.08	0.78 / 0.02 / 0.10
surface pressure (hPa)	GOL summer	0.99 / 0.19 / 0.44	0.98 / 0.40 / 0.71	0.97 / 1.35 / 1.58
	GOL winter	0.99 / 0.16 / 0.70	0.99 / 0.58 / 1.11	0.99 / 0.77 / 1.57
	AZUR winter	0.99 / 0.16 / 0.52	0.99 / 0.60 / 1.14	0.99 / 1.55 / 2.20

TAB. 8.2 – Statistics at GOL and AZUR buoys (positions shown on figure 8.1).

8.3.2 Wind : comparison and evaluation

8.3.2.1 Seasonal variability

Mean wind intensities and vectors for summer 2008 and winter 2009 are presented on figure 8.3, from the atmospheric models, and from QuikSCAT satellite observations (spatial resolution of 0.5° , daily products, <http://cersat.ifremer.fr>) on left panel for reference. The summer mean wind field is characterized by a North-Westerly wind (Tramontane), channeled in the GoL and turning eastward on the Eastern part of the domain, following the coastline. ALADIN and AROME reproduce well these characteristics and the mean intensities are similar to satellite observations, while MM5 wind intensities are underestimated. In winter, the time-averaged wind is stronger, reaching $8m/s$ compared to $5m/s$ in summer. Once again, the mean north-northwesterly wind is better reproduced by ALADIN and AROME models, while MM5 shows an additional easterly wind blowing on the eastern side of the domain, not observed by satellite.

Many studies emphasized the importance of wind spatial variability on the hydrodynamic circulation of the GoL. Based on ADCP data, and confirmed by modeling, Estournel et al. (2003) and Petrenko et al. (2005) concluded that depth-averaged circulations are determined by the wind stress curl. Figure 8.4 represents time-averaged wind stress curl for summer 2008 and winter 2009 for each meteorological model. QuikSCAT data is not shown due to the coarse resolution. Large scale spatial distribution is similar for each model and coherent with the mean Tramontane wind : positive curl on the

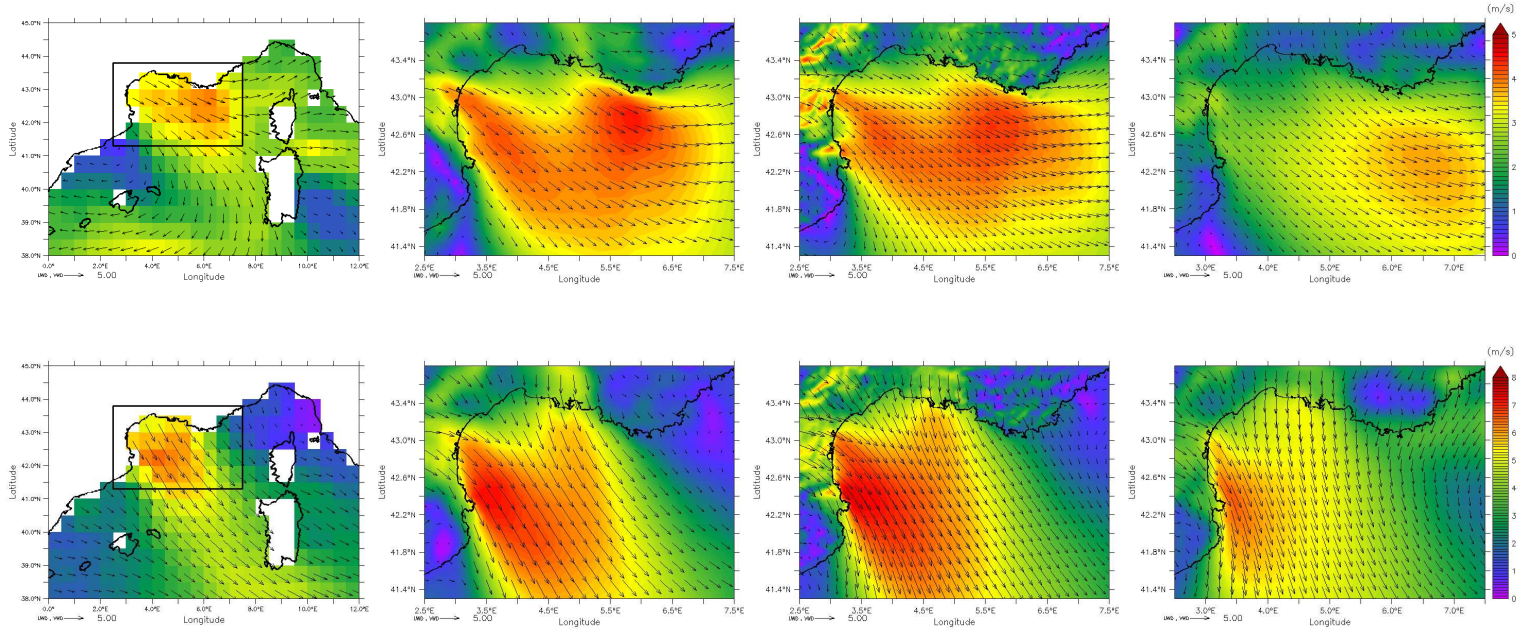


FIG. 8.3 – 3 months-averaged mean 10m-wind intensity and vectors (m/s) for summer 2008 (upper panels) and winter 2009 (lower panels). Corresponding QuikSCAT data are shown on left panels. Then, from the left to the right : ALADIN, AROME and MM5.

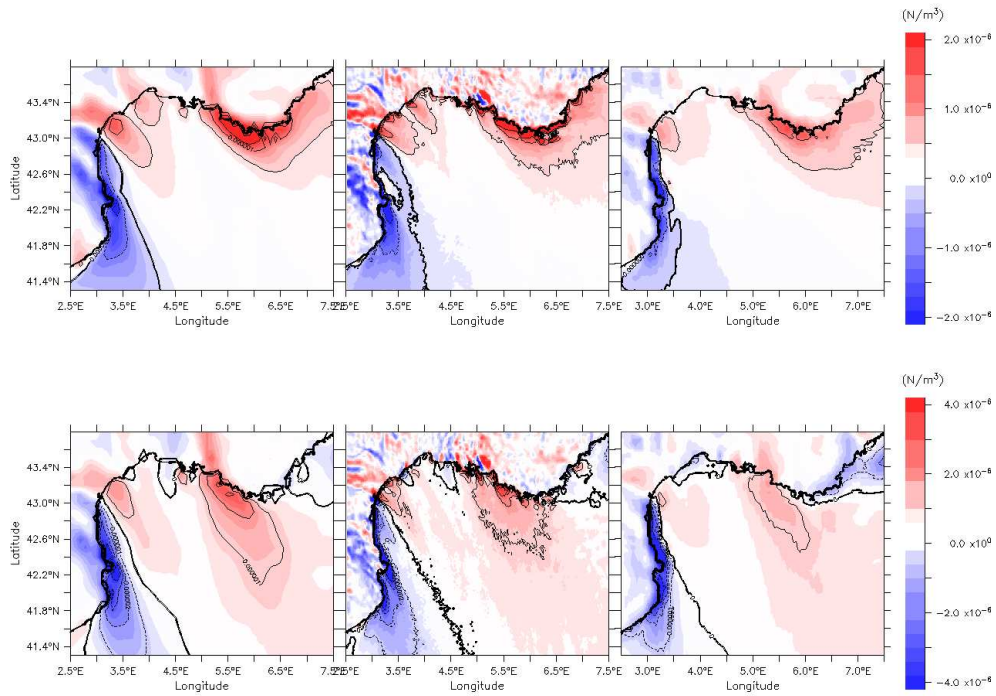


FIG. 8.4 – 3 months-averaged mean 10m-wind stress curl (N/m^3) for summer 2008 (upper panels) and winter 2009 (lower panels). From the left to the right : ALADIN, AROME and MM5. Contours : every $8.10^{-7} N/m^3$

eastern side of the GoL and negative curl on the western one. Nevertheless, rotational extrema, both positive and negative, are higher for AROME and ALADIN. Differences are also noticeable on the northern part of the gulf, where small features are present with AROME. As expected, thanks to its high spatial resolution, AROME has more localized patterns, especially close to the coastline and in the lee of Toulon islands. The impact of a more detailed coastline and topography is evident over land and at the interface between land and sea.

8.3.2.2 Wind mesoscale structures

High spatial and temporal resolution is expected to have a direct impact on wind mesoscale features. On figure 8.5, modeled instantaneous 10m-wind fields on the 1st of August 2008 are represented for the 3 datasets. They all correspond to a depression with cyclonic wind rotation on the western part of the GoL but with different small-scale characteristics. ALADIN and MM5 exhibit a circular pattern, yet with stronger intensities, on the southern and eastern part of the cyclonic structure respectively. With AROME, sharp fronts and delimitations are more pronounced, inducing stronger wind intensities and gradients. These small-scale representations in AROME are assumed to be a direct consequence of its higher spatial resolution.

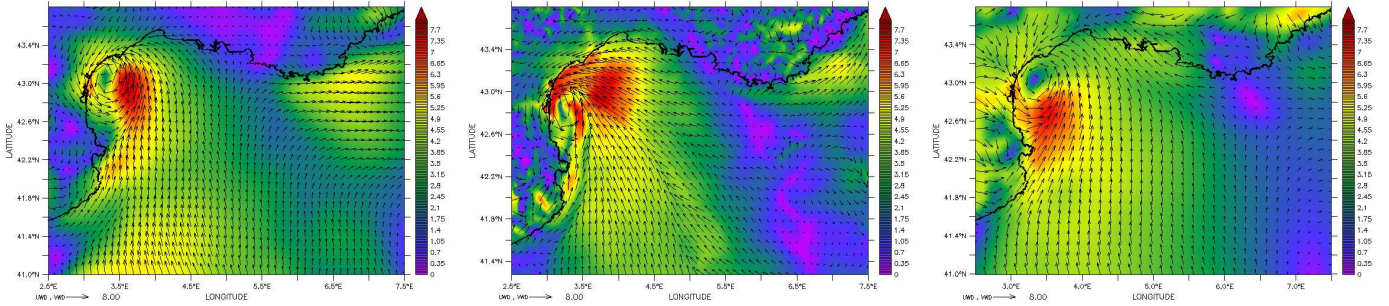


FIG. 8.5 – 10m-wind intensity and vectors (m/s) on the 1st of August 2008. From the left to the right : ALADIN, AROME and MM5.

An EOF analysis of the 3-months wind fields was conducted in order to determine the dominant spatial patterns¹. First modes are similar for each meteorological model, corresponding to the major wind regimes of the region. Main difference concerns the number of modes necessary to achieve 90% of the total variance, which is significantly higher with AROME : 20 and 10 in summer and winter respectively, compared to 9 and 8 for ALADIN, and to 6 and 6 for MM5. This suggests an enhanced spatial variability in AROME dataset, especially during summer when small scale features such as thermal breezes are present. This is confirmed by wind snapshots which exhibit more small spatial patterns and sharper fronts with AROME, while ALADIN and MM5 winds are smoother.

¹presented in appendix C

8.3.2.3 Wind extremes : comparison to buoy measurements

Figure 8.6 displays in situ versus modeled wind intensities at the two buoys's locations for summer 2008 and winter 2009. Linear regressions for modeled intensities compared to observed ones (still brought to 10m-height) are generated for the 3 datasets. The black line corresponding to the perfect fit is plot for reference. The figure points out the inability of atmospheric models to reproduce wind extremes, as these are significantly underestimated. In summer, none of the models reproduce winds stronger than 18m/s at the buoy position. Results for high intensities are better in winter, but more dispersed because the temporal variability is higher. Still, AROME and ALADIN show similar regression, closer to the observations. Indeed, MM5 is even further from the reference black line, with bias for strong winds reaching 6m/s.

Yet, wind histograms over the whole domain show stronger winds with AROME (not shown). For instance, intensities higher than 8m/s represent 3.6% and 9.2% of the wind fields for AROME in summer and winter respectively, 2.9% and 9% for ALADIN, 1.4% and 7.9% for MM5.

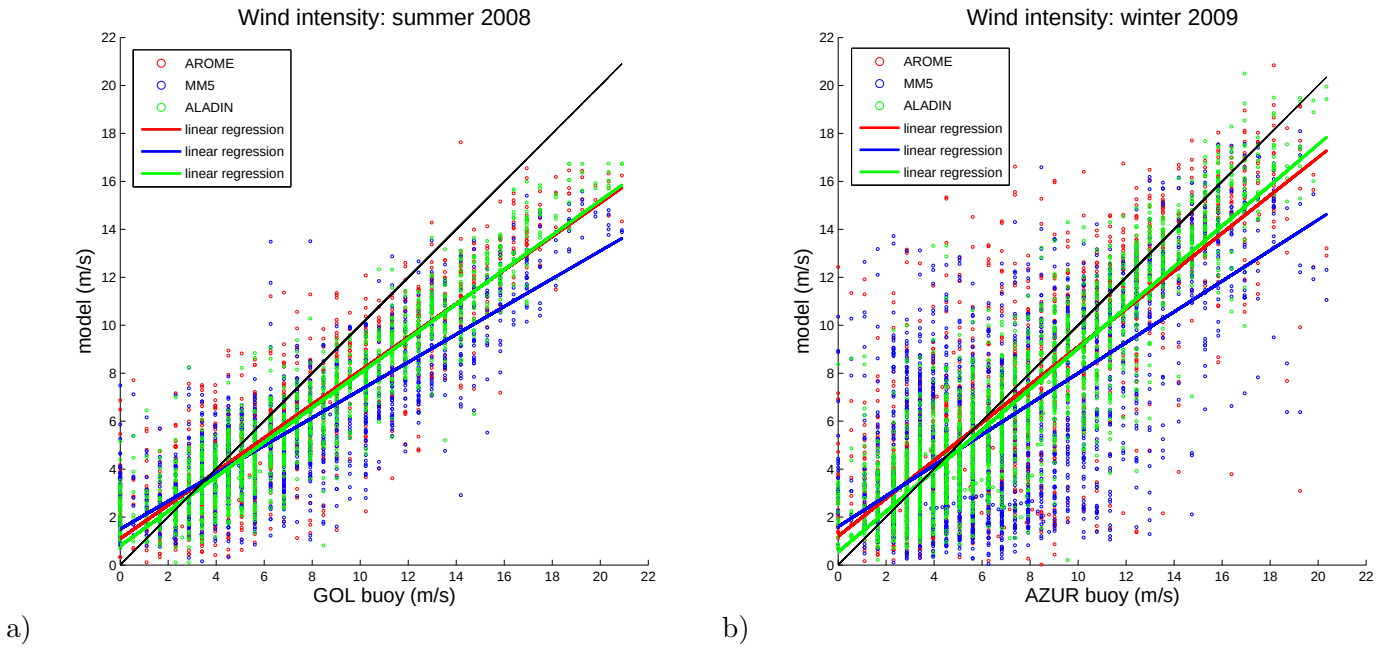


FIG. 8.6 – Quantile-quantile plot of wind intensity (m/s) for a) summer 2008 at GOL buoy and b) winter 2009 at AZUR buoy : in situ measurements versus models. ALADIN in green, AROME in red and MM5 in blue.

8.4 Impact on hydrodynamic modeling

Atmospheric forcing is known to have a significant influence on hydrodynamic circulation, not only in surface layers but also at depth, especially on shallow gulfs. Twin hydrodynamic experiments were run on summer and winter test periods, to point out the differences induced by different meteorological models. The 3 datasets compared in the previous section were used individually to force a high-resolution hydrodynamic model, with the same bulk parameterizations for each simulation.

In addition to the 3 distinct meteorological forcings, sensitivity tests were performed by reducing the variability of AROME dataset, as described on table 8.3. "*AROME3h*" refers to a lower temporal resolution : *3h* compared to *1h* for original AROME outputs. "*AROME10km*" stands for a coarser spatial resolution : *10km* compared to *2.5km* in the original dataset. In order to assess exclusively the wind small scale variability, "*AROMEeof*" has the same original resolution (*1h*, *2.5km*). However, wind fields were reconstructed using the twenty first EOF modes, representing 90 % of the total variance. In other words, it corresponds to a smoothed version of original wind fields that respects mean velocities.

Differences compared to AROME fields	Wind field (10m) <i>m/s</i>	T, RH (2m) <i>°C</i> , %	Pressure (surface) <i>hPa</i>	Radiative flux long and short wave <i>W/m²</i>	Precipitations <i>kg/m²</i>
<i>AROME3h</i>	<i>3h</i> cut	<i>3h</i> cut	<i>3h</i> cut	<i>3h</i> sum	<i>3h</i> sum
<i>AROME10km</i>	<i>10km</i> cut	<i>10km</i> cut	<i>10km</i> cut	<i>10km</i> cut	<i>10km</i> cut
<i>AROMEeof</i>	reconstitution with 20 first EOF modes (90% of total variance)	unchanged	unchanged	unchanged	unchanged

TAB. 8.3 – Sensitivity tests on AROME model.

The choice of atmospheric forcings do not influence large scale hydrodynamic circulation, which is similar whatever dataset is used. Indeed, even *9km* and *3h* resolution is sufficient to reproduce realistic patterns, like diurnal cycles or the distinction between Mistral and Tramontane winds, necessary for realistic depth-integrated circulation, as highlighted by [Estournel et al. \(2003\)](#). In this section, the impact of the wind on the GoL dynamics is analyzed in terms of stratification, upwelling systems, inertial oscillations and mesoscale variability.

8.4.1 SST and stratification

First, satellite data were used to validate surface temperature. SST NAR products come from NOAA/AVHRR, with a spatial resolution of 0.1 degree. Statistics were made for night situations (at 2AM) to avoid overheating of a skin surface layer in case of sunny and calm weather. Figure 8.7 represents mean bias (model - observations) for summer 2008. Only locations where satellite coverage reaches at least 25% of the whole period are taken into account, which explains the lack of results close to the coast.

On main part of the GoL, mean bias are quite low using ALADIN or AROME, with errors barely exceeding *0.5°C*. Using MM5 atmospheric forcing leads to an overestimation of the surface temperature between *0.5°C* and *1°C* over almost the entire gulf. This should be imputed on a lower wind stress inducing less evaporation, latent heat flux

and vertical mixing, as radiative solar and long-wave heat fluxes are similar for each meteorological forcing. Nevertheless, on the north-eastern part of the domain, surface temperature is clearly too low compared to satellite data, independently of the meteorological forcing. This can be imputed to irrelevant boundary conditions, introducing cold water in the domain via the Northern Current, which sometimes intrudes on the eastern part of the shelf, or to a lack of small scale variability that could modify the frontal dynamics simulation and accelerate for instance the relaxation of upwelling systems. This consideration is also discussed in next part, where upwellings processes are analysed.

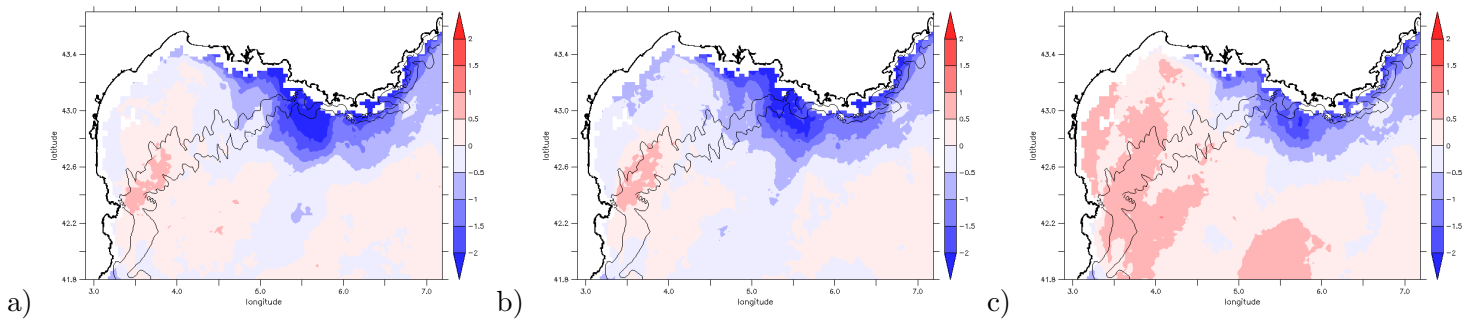


FIG. 8.7 – Mean summer bias between model and satellite SST (model - satellite data) ($^{\circ}\text{C}$). a) Simulation using ALADIN, b) AROME, c) MM5.

To study summer stratification on the gulf's scale, the mean depth of the thermocline (defined as the depth of the maximum vertical temperature gradient) is presented on figure 8.8. The mean thermocline does not depend on the data forcing used, but is strongly correlated to the wind stress variations, presented on the same figure. The thermocline is situated between 15 and 25m depth, in accordance with climatologies for summer conditions, and deepens in response to a strong wind event, as for instance on the 8th of June or 22nd of July 2008.

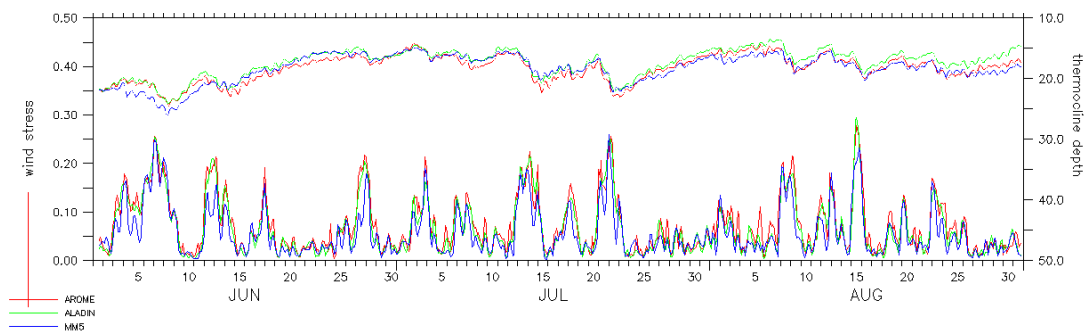


FIG. 8.8 – Temporal evolution of : mean wind stress (left axis and lower lines, N/m^2) and mean thermocline depth (right axis and upper lines, m). Values are spatially averaged over the gulf (depth $< 200\text{m}$, longitude=3 :6). ALADIN in green, AROME in red and MM5 in blue.

A more detailed diagnostic for the stratification, the potential energy anomaly, enables to highlight some differences depending on the choice of the meteorological forcing

used, for both summer and winter. It was defined by [Simpson et Bowers \(1981\)](#) as :

$$\phi = \frac{1}{D} \int_{-H}^{\eta} gz(\bar{\rho} - \rho)dz \quad (8.1)$$

with ρ and $\bar{\rho}$ respectively the local and depth-averaged density, and $D = H + \eta$ the dynamical depth being the sum of mean depth H and surface elevation η . It represents the amount of mechanical energy (per m^3) required to instantaneously homogenize the water column with a given density stratification. Hence, the lower it is, the more homogeneous the water column is, and high value of ϕ could mark strong stratification regions. The potential energy anomaly appeared to be a powerful criterion to study mixing through wind and tide stirring ([De Boer et al. \(2008\)](#)), or stratification resulting from surface heating or river discharge ([Burchard et Hofmeister, 2008](#)).

On figure 8.9, ϕ is spatially averaged over the gulf for summer 2008 and winter 2009. The water column is clearly more stratified in summer using MM5 atmospheric forcing, which is consistent with a warmer temperature in the surface layer (figure 8.7). The impact of lower wind stress can be suggested. In winter, values of ϕ are lower using AROME, meaning more mixing in the water column, even for the vertical mixing of fluvial freshwater. In late winter, MM5 forcing induces a strong acceleration in thermal stratification.

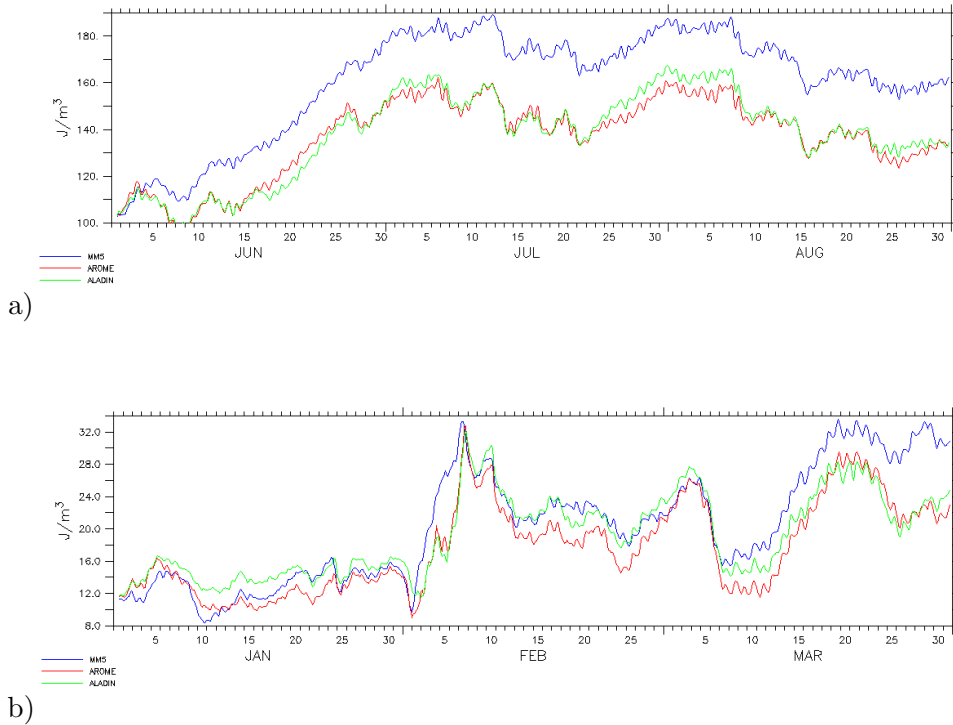


FIG. 8.9 – Temporal evolution of potential energy anomaly (J/m^3) for summer 2008 (a) and winter 2009 (b). Values are spatially averaged over the gulf (depth $< 200m$, longitude=3 :6). Hydrodynamic model results using ALADIN atmospheric forcing are shown in green, using AROME in red and using MM5 in blue.

8.4.2 Upwellings

Upwellings are of great importance for biogeochemical issues as they act directly on vertical mixing along the coasts, and on horizontal dispersion through extending filaments. Furthermore, they are a direct consequence of wind stress, through wind intensity and direction. Millot (1979, 1990) listed 6 different cells commonly observed by satellite data on the GoL, which appear during continental winds (Mistral or Tramontane). Using a two-layer model, Hua et Thomasset (1983) were able to relate the different cell locations to specific geometry of the coastline.

Figure 8.10a summarizes the modeled upwelling locations depending on the meteorological forcing considered, by representing the 5th percentile of surface temperature over summer 2008. It corresponds to the time averaged of the 5% lowest SST values, conducted for each grid point. Only the 17.5°C contour is drawn for clarity, which well represents the upwelling persistent locations. On the eastern coast of the GoL, the upwelling is clearly a consequence of North-westerly winds blowing in a direction parallel to the coastline. The offshore extension is strongly reduced when using MM5 forcing, as winds are less intense and less parallel to the coast as seen on figure 8.3. Moreover, the upwelling cells on the north-western coast (Valras and Sète) only appear using AROME or ALADIN (only for Valras).

The evolution of upwelling area is plotted on figure 8.10b. It shows good agreement between wind forcings for most episodes (7/06,15/06), but again the spatial surface of low SST value ($< 17.5^{\circ}\text{C}$), representing the upwelling expansion, is much smaller using MM5 meteorological forcing.

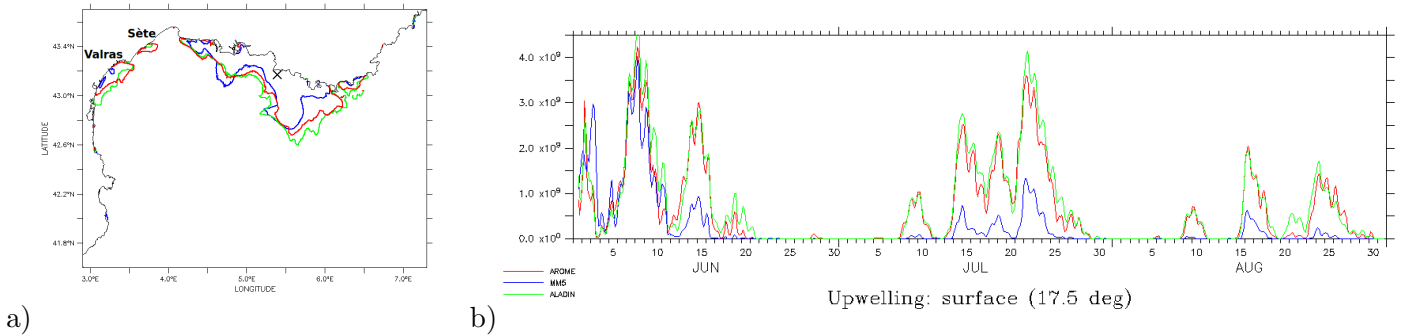


FIG. 8.10 – a) Spatial extension of surface temperature percentile05 : contour of iso- 17.5°C . b) Temporal evolution of upwelling area (m^2), defined as $\text{SST} < 17.5^{\circ}\text{C}$. Hydrodynamic model results using ALADIN atmospheric forcing are shown in green, using AROME in red and using MM5 in blue.

To evaluate these clear differences, figure 8.11 compares modeled temperature to in situ measurements collected in the framework of Medchange project (<http://med-change.org>,² at RIOU mooring, located close to Marseille where upwelling is expected (black cross on figure 8.10). The mooring is composed by 8 sensors uniformly distributed from 5m to 40m-depth, and record temperature evolution every hour. Measured temperature profiles (top panel of figure 8.11) distinctly show upwelling events corresponding to

²all comparisons with MEDCHANDE measurements shown in appendix F

a quick rise of cold water to the surface. For instance, on the 4th of July, the temperature at 5m-depth cools by 6°C in 18 hours. Modeled upwelling events using AROME and ALADIN are in good agreement with in situ data, both in terms of time occurrence of upwellings and duration, while they are underestimated with MM5. Some events are, with MM5, either shorter and with a reduced surface cooling (15th of June, 16th of July), or entirely missing (25th of August).

It should be noticed that none of the simulations reproduced correctly the observed extreme of SST, especially the maxima (late June and July). One can explain the strong bias with satellite SST on the eastern part of the gulf shown on figure 8.7 : the upwelling relaxation is too slow on oceanic model results. It is either a consequence of a lack of small scale wind features, or a lack of small scale hydrodynamics, such as NC instabilities, meanders or turbulence, that could increase horizontal mixing and favor the upwelling relaxation.

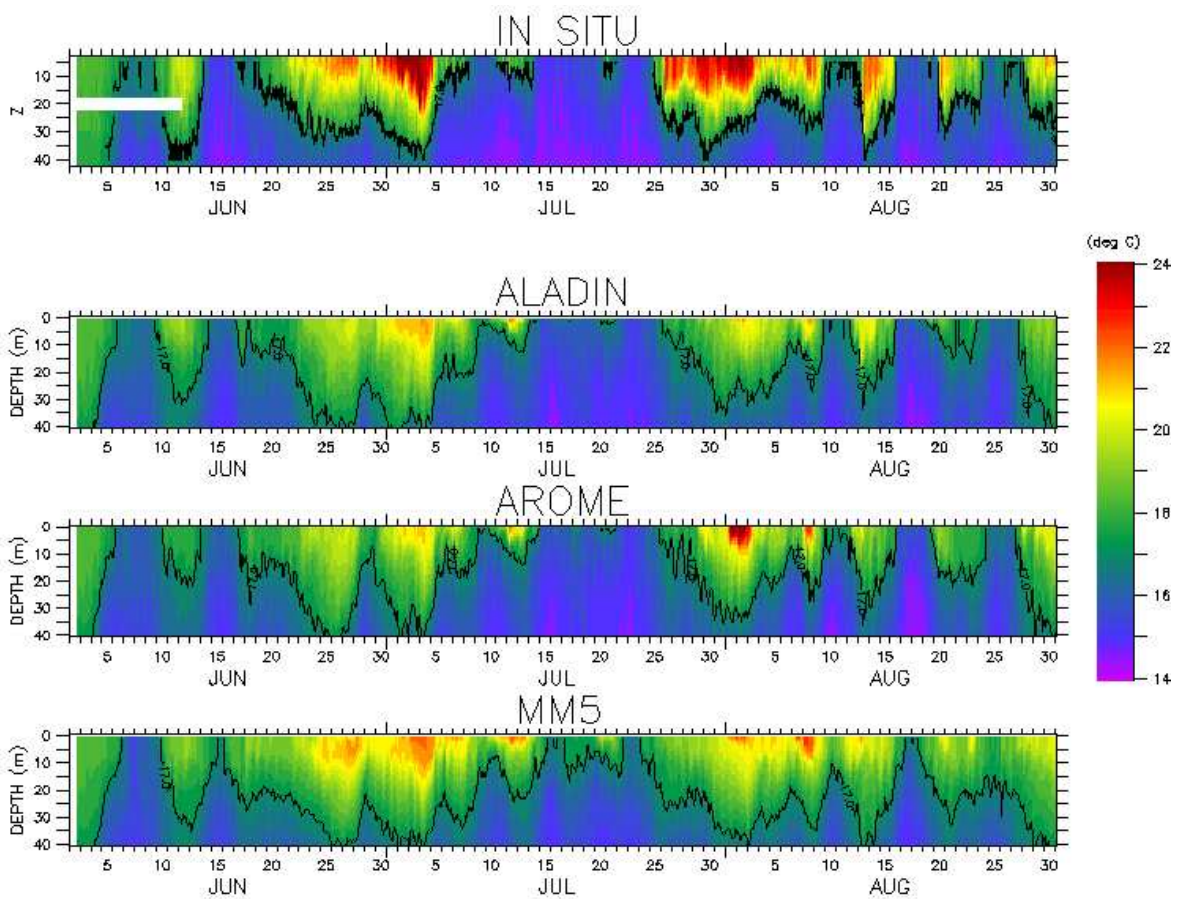


FIG. 8.11 – Hovmuller diagram of temperature (°C) at RIOU mooring (5.4°E, 43.2°N) : from top to lower panel : in situ measurements, model results using ALADIN, AROME and MM5.

In order to assess upwelling cells and spatial extension, figure 8.12 compares SST snapshots from satellite AVHRR data and model results, on the 10th of July 2008. This

date was chosen for the quality of satellite data ³, and the evidence of upwelling cells. Again, the cooling of SST on the eastern coast is well represented using AROME or ALADIN, and underestimated using MM5 meteorological forcing. On the north-western coast, Valras upwelling is present on the satellite image, including an elongated feature looking like a southward filament, associated with a patch of warmer water on the South. Hua et Thomasset (1983) suggested that the upwelling elongation was associated to an anticyclonic eddy on the western part of the GoL. Though, they were not able to reproduce such a feature through their idealized modeling and pointed out the lack of spatial and temporal variability in the applied wind stress. Hu et al. (2009) modeled a large anticyclonic structure on the western part of the GoL, using Symphonie hydrodynamic model, ALADIN atmospheric forcing, and different diffusion setups to best reproduce the structure revealed by satellite chlorophyll concentration.

Here the warmer patch on SST is smaller than the one in Hu et al. (2009) and well reproduced with AROME forcing. According to the model surface velocities, it corresponds to an anticyclonic eddy, not present on the left panel (with MM5) where the Valras upwelling is also missing.

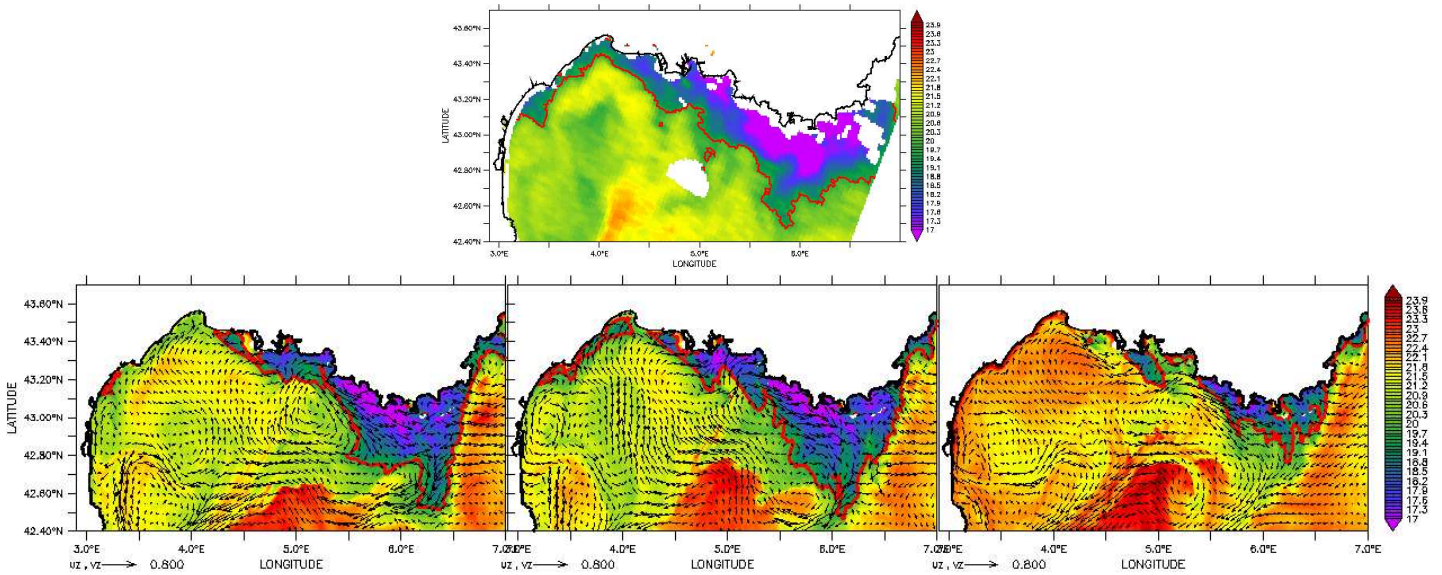


FIG. 8.12 – SST ($^{\circ}C$) on the 10th of July 2008 : satellite observation (AVHRR/NOAA,14h) on upper panel, model results with surface currents on lower panel, using ALADIN, AROME, MM5 respectively. 19.7 $^{\circ}C$ isotherm is superimposed.

The Valras upwelling formation has been attributed to the coastline configuration, as it is located next to the cap d'Adge, a short upwelling favorable segment during Tramontane wind (Hua et Thomasset, 1983). We suggest a contribution of wind stress curl and Ekman pumping. Figure 8.13a shows the wind stress curl temporal evolution for July 2008 on a section at longitude 3.2 $^{\circ}E$ (latitude 42.6 $^{\circ}$ – 43.3 $^{\circ}N$), resulting from different atmospheric models. The wind vectors are also superimposed at latitude 43 $^{\circ}N$. The lower panel displays the corresponding surface temperature and currents evolution. Upwellings at the coast (3.2 $^{\circ}E$, 43.2 $^{\circ}N$) form during Northwesterly winds (Tramontane) using AROME or ALADIN forcing (e.g. 8-9,15-16,18-19,22-23). According to the local coastline configuration, these winds are oriented in a cross-shelf direction. While the wind orientation modeled by MM5 is similar, wind stress curl values are much lower.

³all upwellings events shown in appendix H

Local winds fields from AROME and ALADIN corresponding to Tramontane are characterized by a delimitation between positive curl (in red) on the North and a negative curl on the South (in blue), with values around $4 - 6.10^{-6} N/m^3$. Looking at surface currents, anticyclonic circulation developing south of the upwellings can be observed, for instance on the 18th-20th of July.

The influence of wind stress curl on upwelling system has already been evidenced. In addition to coastal upwellings due to Ekman transport when wind blows alongshore, curl-driven upwellings could also arise, formed through Ekman pumping. In that case, wind stress curl induces a divergence (positive curl) at the sea surface [Gill \(1982\)](#). Ekman pumping is well known in the open ocean, but has been evidenced in coastal areas too. [Pickett et Paduan \(2003\)](#) concluded to a similar importance of these two processes in the generation of some upwellings in the Californian Current system, close to local promontories responsible for wind stress curl. In Baja California, winter "Santa Ana" winds blow from land through local mountains, producing offshore jets with intense wind-stress curl on both sides. [Trasvina et al. \(2003\)](#) found good agreements between Ekman pumping velocity and the alternate warm and cold areas along the coasts. They concluded to upwelling formation induced by the offshore channeled winds. In the Gulf of Tehuantepec, Mexico, similar upwelling filaments were observed, attributed to the curl of the land wind stress. They were associated to a mesoscale anticyclonic eddy on the right flank of the wind track, and sometimes a short-living cyclonic structure on the left flank ([Trasvina et al. \(1995\)](#); [Barton et al. \(1993\)](#); [Trasvina et Barton \(2008\)](#)). [Crepon et Richez \(1982\)](#) developed the analytical solution for the linear Ekman theory for offshore wind forcing, perpendicular to the coast. They evidenced the formation of a dipole structure in the upper layer. According to [Mccreary et al. \(1989\)](#), the response can be asymmetrical with a dominating anticyclone, especially when the thermocline is shallow because Ekman suction is then limited.

In the western GoL configuration, Tramontane wind exhibits high gradients since it is strongly channeled by the land topography, leading to a zero-curl line separating rather high curl values (figure 8.4). In order to assess the link between the wind curl, the Valras upwelling, and the anticyclonic structure in the GoL, an idealized numerical experiment was conducted with MARS3D, respecting the local orders of magnitude. The configuration is simplified : a straight coastline, a vertical density profile homogeneous in the horizontal direction, and a wind blowing cross-shore. The bathymetry and stratification are similar to the GoL in July 2008 (8.14a), with a shallow gulf of maximum 200m and a thermocline localized around 20m-deep. The applied wind has a positive curl on the eastern side, and an opposite symmetric negative curl on the western side, with extreme values of $+/- 4.10^{-6}$ and jet width corresponding to the Tramontane configuration of the observed upwelling (150km). No heat fluxes are taken into account. This forcing is kept constant during 3 days.

Through Ekman pumping, a divergence appears on the positive curl side, together with a convergence on the negative curl side, clearly perceptible on the temperature section (figure 8.14b). Figure 8.14c shows the resulting surface temperature and currents, after 3 days of wind forcing, indicating a surface cooling of $0.5^{\circ}C$. In the meantime, an anticyclonic eddy is generated close to the coast, strongly enhanced by the adjacent water pumping. Its diameter is about 40km, consistent with the structure seen in realistic conditions on figure 8.12. The eddy length-scale seems to be correlated to the wind curl rather than to the stratification, as the local internal Rossby deformation radius is low

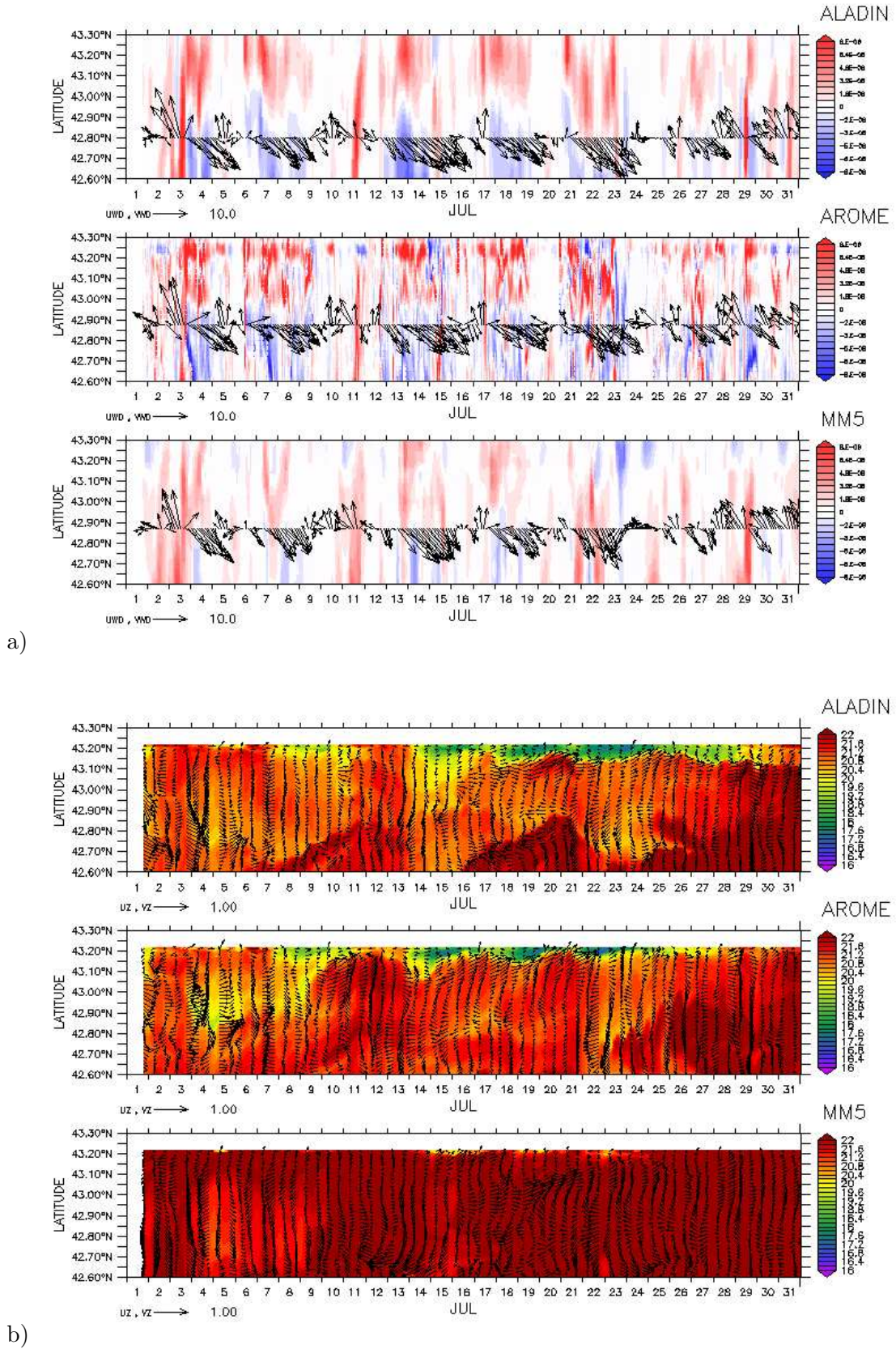


FIG. 8.13 – Time evolution at section ($3.2^{\circ}E, 42.6 - 43.3^{\circ}N$). a) Wind stress curl from different atmospheric models (ALADIN, AROME and MM5). Wind vectors at $43^{\circ}N$ are superimposed. b) Correspondent sea surface temperature ($^{\circ}C$) and current vectors (m/s).

given the stratification (5km). In accordance with Mccreary et al. (1989), the circulation is asymmetric, and no cyclonic structure is formed on the other flank.

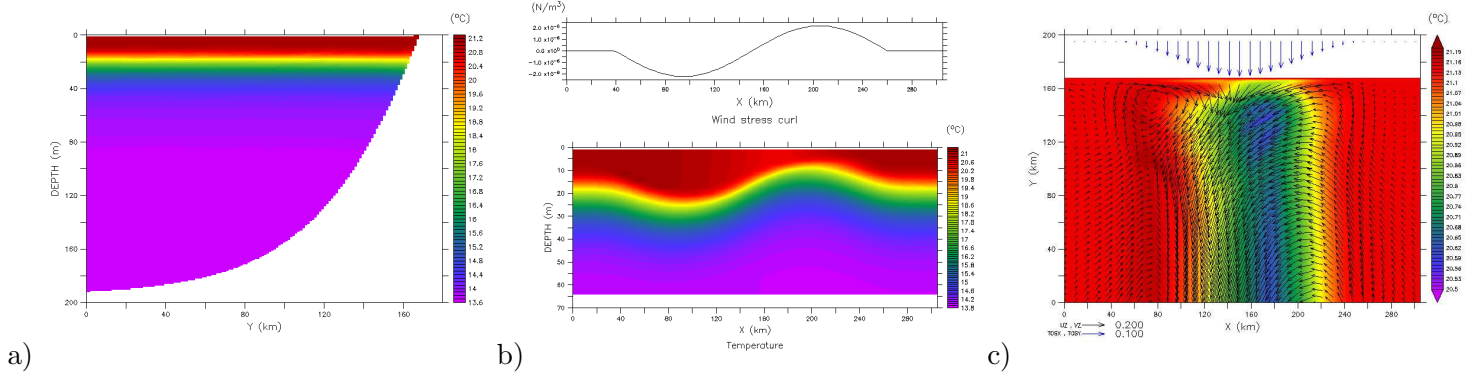


FIG. 8.14 – Idealized numerical simulation. a) Initial temperature profile ($^{\circ}C$) and bathymetry. b) Wind stress curl section (upper panel) and temperature section at $y = 150km$ resulting from 3 days of constant wind (lower panel). c) Surface temperature ($^{\circ}C$) and current vectors (m/s) after 3 days of wind stress, presented by blue arrows (wind stress is constant over y -direction).

8.4.3 Inertial oscillations

In stratified conditions, internal wave generation in the coastal ocean is often associated to the transitory geostrophic adjustment at the coastline in response to wind pulse. In that case, wind stress can be spatially homogeneous (Tintore et al., 1995; Davies et Xing, 2004). Yet, wind stress curl, inducing horizontal variations of Ekman suction, can also lead to the formation of near-inertial waves far from the coast, with the most famous example being traveling storms (Gill, 1984).

In the GoL, inertial oscillations were observed many times in stratified conditions using ADCP current measurements and temperature profiles (Milot et Crepon, 1981; Petrenko, 2003; Petrenko et al., 2008). In particular, Milot et Crepon (1981) showed that inertial currents were 180° out of phase between the surface and the bottom layer, with thermocline vertical displacements as large as 10 – 20m. They were able to reproduce these features using a two-layer analytical model with a uniform impulsively started cross-shore wind.

One can recognize the thermocline oscillation associated with inertial waves on Hovmuller diagram of temperature profiles. Figure 8.15 displays the temperature time evolution and the zonal velocities in the middle of the gulf ($4^{\circ}E, 43^{\circ}N$) for summer 2008, depending on the atmospheric forcing used. The thermocline vertical displacement reaches amplitudes of 5m at the inertial frequency ($\sim 17.5h$ at the GoL's latitudes) using AROME. Associated zonal velocities also exhibits inertial oscillations with an out-of-phase direction between the upper and lower layers, for instance on the 5th, 8th or 15th of July 2008. The corresponding local wind forcing exhibits strong pulses, even if these waves may not be only locally generated. Both thermocline and current oscillations seem weaker using ALADIN or MM5. This is confirmed by a more quantitative analysis : the power spectral density of temperature summer time series versus depth is shown

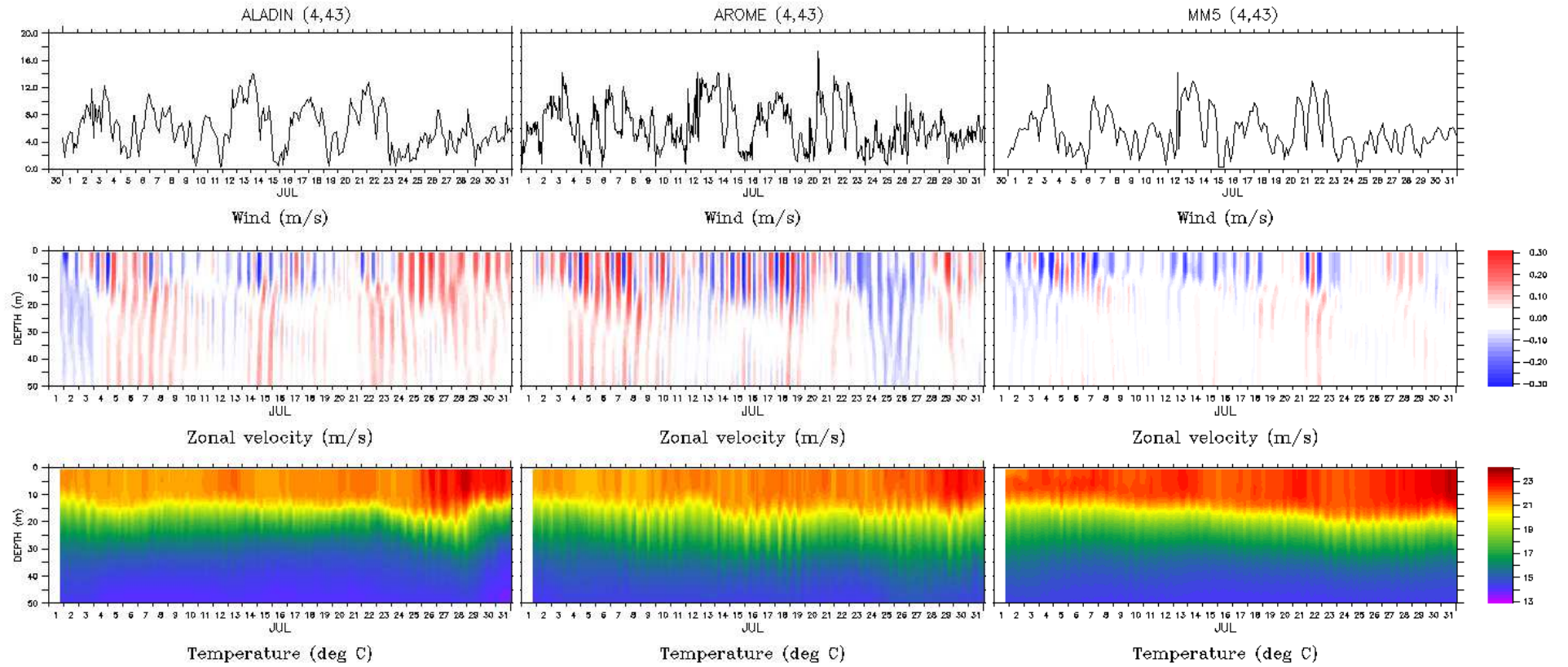


FIG. 8.15 – Temporal evolution in July 2008 at $(4^{\circ}E, 43^{\circ}N)$ of : wind (m/s), zonal velocity profile (m/s) and temperature profile ($^{\circ}C$). From the left to the right : using ALADIN, AROME and MM5.

on figure 8.16, comparing results obtained with the 3 atmospheric datasets. Solid lines represent signals at diurnal frequency, while dashed lines correspond to quasi-inertial frequency. For each meteorological forcing, the diurnal signal of temperature is strong at the surface, mainly due to solar heat fluxes, and decreases with depth. On the contrary, inertial signals are maximum around the thermocline at $\sim 20m$ -depth, with an amplitude of $0.2^\circ C$ using AROME, much weaker with ALADIN and even lower with MM5. Using sensitivity tests on AROME atmospheric fields, i.e. *AROME3h*, *AROME10km* or *AROMEeof* (figure 8.16b), the importance of spatial resolution in the generation of internal oscillations is clearly demonstrated. While a temporal resolution reduced to $3h$ does not affect significantly the inertial signal, a spatial smoothing applied either on spatial resolution (*AROME10km*) or on small-scale variability leads to weaker wind pulses and curls, thus to smaller inertial oscillations.

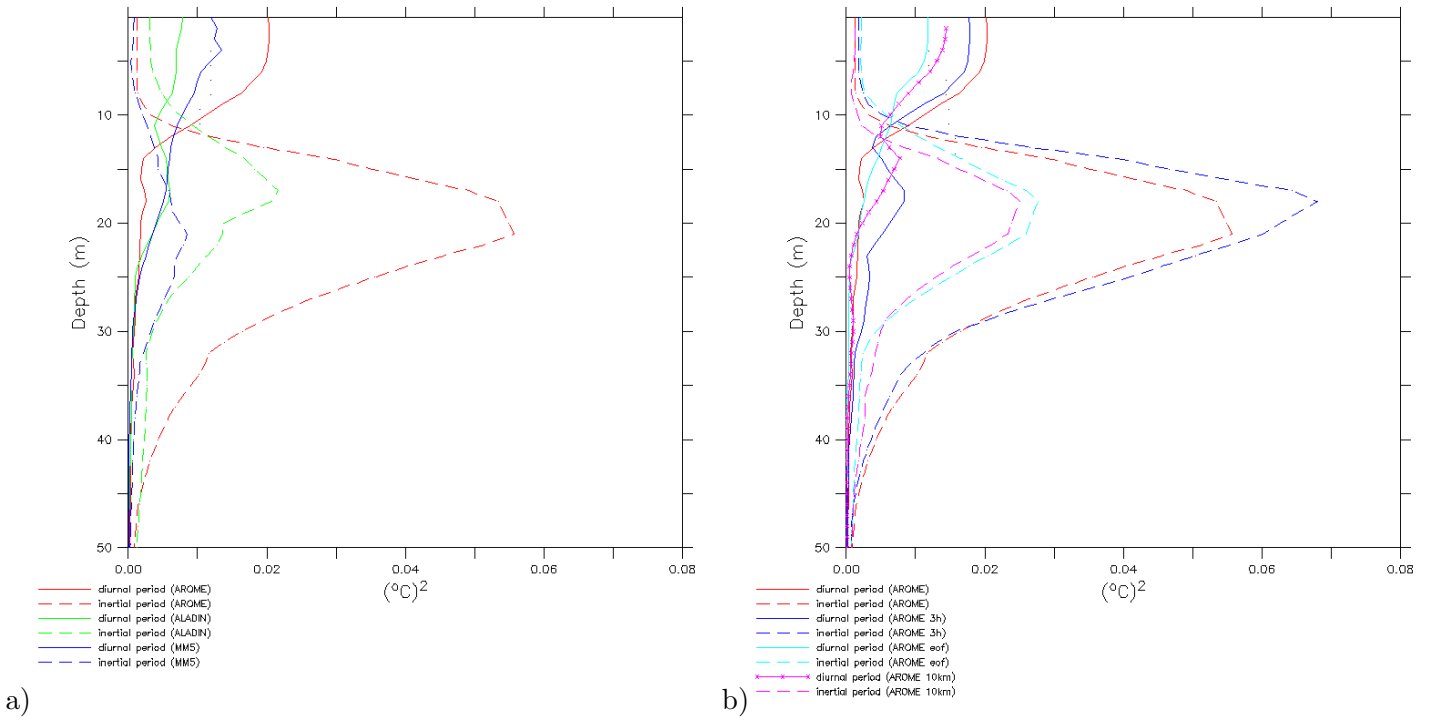


FIG. 8.16 – Isolines of power spectral density of temperature time series $((^\circ C)^2)$ versus depth for July 2008 at $(4^\circ E, 43^\circ N)$, at diurnal frequency (solid lines) and at inertial frequency (dashed lines). a) Simulations with ALADIN, AROME or MM5 atmospheric forcings. b) Sensitivity tests on AROME dataset : simulations with AROME, *AROME3h*, *AROME10km* and *AROMEeof*.

8.4.4 Energetic variability

In the surface layer, inertial frequency of ocean currents is also a direct response of local wind impulses. Thanks to high resolution radar measurements, Forget et al. (2008) observed high inertial signal on surface currents in the eastern part of the GoL. This clockwise motion of the horizontal current field was also obvious on sequences of current maps.

Figure 8.17 shows the spatial distribution and amplitude of $5m$ -deep currents at inertial

frequency. It is maximum in the middle of the GoL, corresponding to values of 7cm/s using AROME. The spatial variability on the gulf is similar for each atmospheric forcing, but the inertial signal is higher using AROME, as winds are stronger, with more numerous extreme events and pulses, thanks to AROME's high spatial resolution. Indeed, similar experiments using *AROME10km* or *AROMEcof* lead to a reduced inertial signal, while results with different temporal resolution ($1h$ or $3h$) are almost analogous.

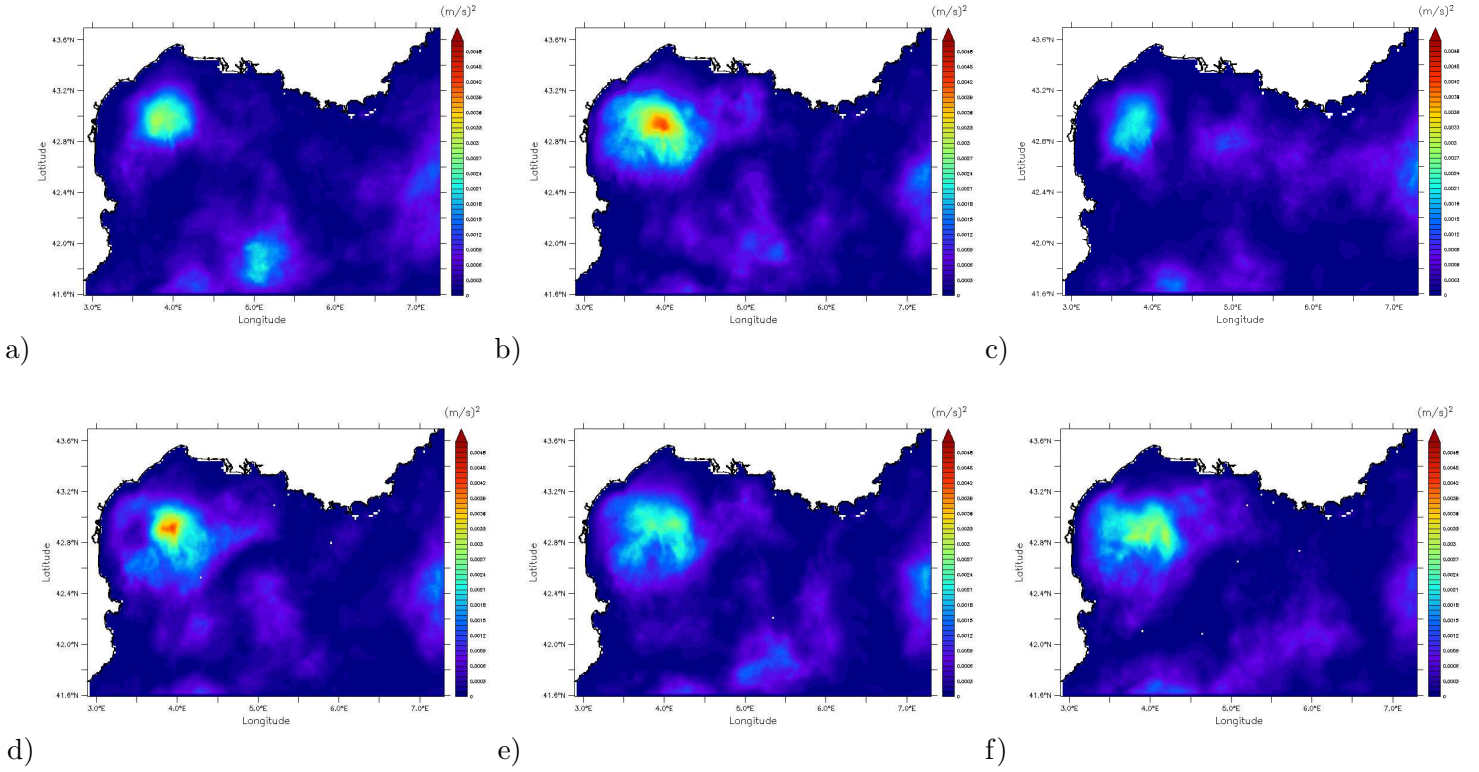


FIG. 8.17 – Spatial distribution of the energy of the spectral peaks at quasi-inertial frequencies for 5m -depth currents (clockwise rotation, m^2/s^2), for summer 2008. a) Simulation with ALADIN, b) AROME, c) MM5, d) *AROME3h*, e) *AROME10km*, f) *AROMEcof*

At mesoscale, [Pujol et Larnicol \(2005\)](#) and [Jordi et Wang \(2009\)](#) studied spatial variability in the Mediterranean basins, using eddy kinetic energy derived from merged altimetric data. In the western basin, they evidenced permanent or recurrent structures especially in the Alboran sea and along the Algerian coasts. However in the GoL, altimetric data resolution ($\sim 14\text{km}$, weekly maps) is too coarse to detect small scale variability, as the internal Rossby deformation radius is around $7-10\text{km}$ (calculated from MEDAR-MEDATLAS climatologies).

Here the EKE per unit mass is computed from the numerical simulations, to compare the forcing impact on mesoscale activity. The eddy kinetic energy appears to be highly dependent on the atmospheric forcing, as shown on table 8.4. The model EKE is computed by averaging seasonal values, as follows :

$$EKE = \frac{1}{2} \left((u - \bar{u})^2 + (v - \bar{v})^2 \right) \quad (8.2)$$

where u , v are the instantaneous zonal and meridional current velocities, integrated over the $0 - 50m$ surface layer, and $\bar{u}$, $\bar{v}$ the monthly average. Then, EKE values are averaged for winter and summer, and spatially averaged over the gulf. Overall higher values are obtained with AROME meteorological forcing, compared to the use of ALADIN and MM5. Sensitivity experiments on AROME resolution for summer enhance the impact of wind variability which is smoothed in *AROMEeof* experiment, leading to weaker local wind intensity and curl, and consequently to lower eddy variability. As the Northern Current variability, expected to be stronger in winter than in summer, is not taken into account (it is localized further to the south), mean EKE values are higher during summer. This is a consequence of several intense eddy structures, especially an anticyclonic eddy with a few weeks lifetime in June 2008.

Mean Eddy Kinetic energy (m^2/s^2)	ALADIN	MM5	AROME	<i>AROME3h</i>	<i>AROME10km</i>	<i>AROMEeof</i>
Summer	0,0059	0,0049	0,0068	0,0068	0,0067	0,0061
Winter	0,0049	0,0048	0,0053			

TAB. 8.4 – Monthly eddy kinetic energy per unit mass, averaged over the gulf (depth < 200m, longitude=3 :6) and for summer and winter.

Figure 8.18 displays snapshots of 20m-depth Okubo-Weiss parameter and velocity vectors at different dates, and shows the evolution of this anticyclonic structure off Creus Cape. Its position ($\sim 3.2^\circ E, 42^\circ N$), vertical extent ($\sim 100m$), horizontal diameter ($25 - 40km$), intensity ($0.3 - 0.4m/s$ at the surface) and thermohaline characteristics (low density core) correspond to the eddy studied in Rubio et al. (2005) and Rubio et al. (2009a). Its generation mechanism was linked to intense northwesterly wind conditions, driving a coastal southward flow that separates downstream Creus Cape. Then, they attributed the eddy intensification to baroclinic process while the relaxation of a downwelling, and its following southward advection was imputed on the nearby NC.

Model results confirm this generation mechanism, showing important differences in the eddy temporal evolution according to atmospheric forcing. Figure 8.18 compares model results to satellite images : chlorophyll concentration from MODIS products and sea surface temperature from AVHRR/NOAA. The dates were chosen for the significant eddy signature on one or both in situ observations. On the 5th of June, a patch of warm and chlorophyll concentrated water is clearly located off Creus Cape. The anticyclonic eddy can be observed at the same location in 20m-currents, with similar intensity and size using all atmospheric forcing. Then, 10 days later, it located 100km to the south using ALADIN, 50km up south using MM5, while it is still in the same area and more intense using AROME or according to satellite data. One may also notice the smaller eddy at ($\sim 3.2^\circ E, 43^\circ N$), described in section 8.4.2. Finally on the 5th of July, the anticyclonic structure has been advected to the Catalan shelf using AROME, which is confirmed by the simultaneous SST image.

Thus we suggest that, in addition to the generation mechanism proposed by Rubio et al. (2009a), the wind stress curl, which displays extreme negative values in the area during Northwesterly wind events in AROME wind fields (not shown), could enhance the anticyclonic eddy and delay its southward advection in a realistic way.

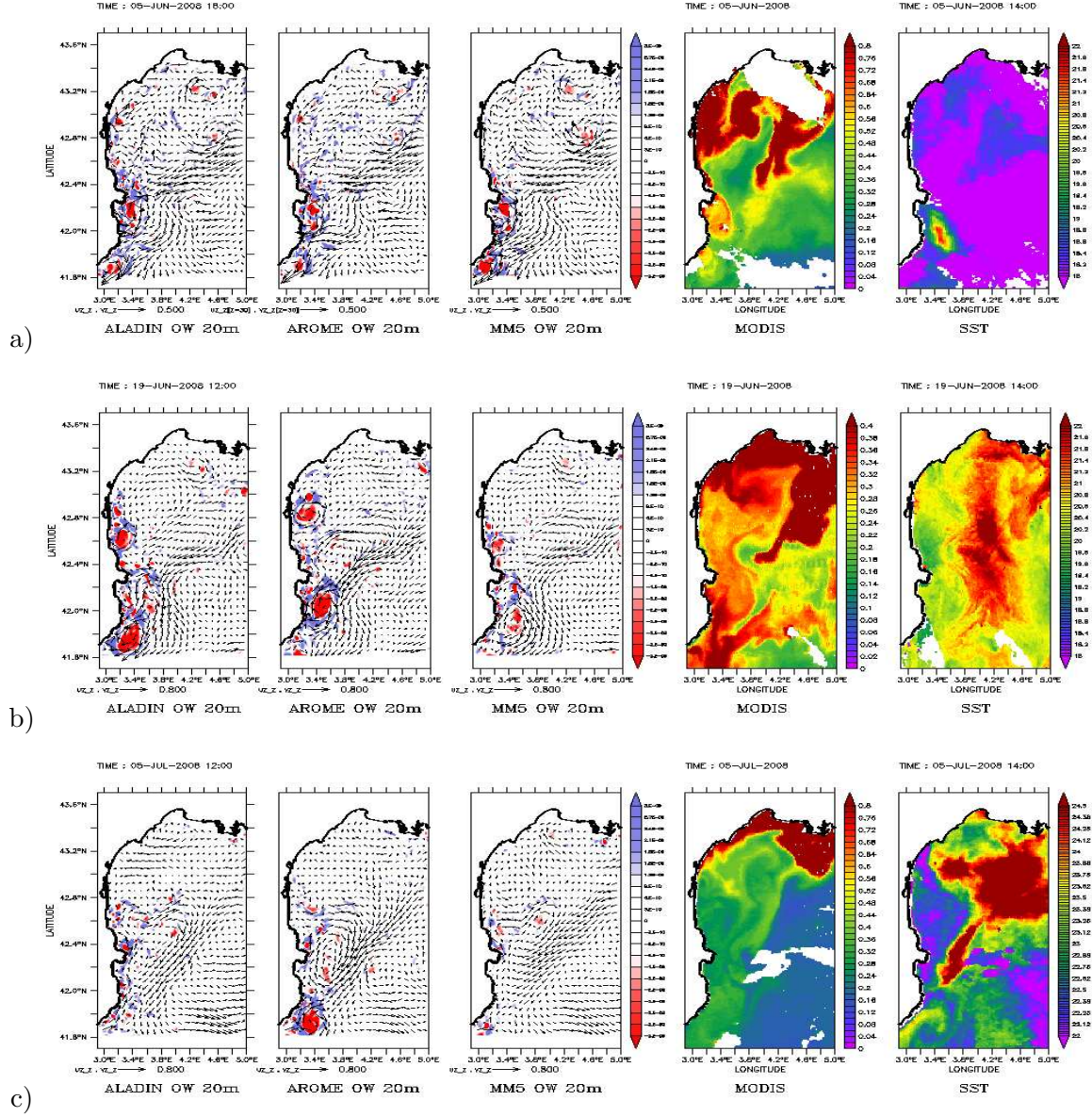


FIG. 8.18 – Snapshots of 20m-depth currents and Okubo-Weiss parameter (s^{-2}) depending on the atmospheric forcing used (ALADIN, AROME, MM5), corresponding MODIS chlorophyll-a concentration and AVHRR/NOAA SST. a) 5th of June 2008, b) 19th of June 2008 and c) 5th of July 2008.

8.5 Conclusion

The present study was designed to investigate the sensibility of the GoL's hydrodynamics to high-resolution atmospheric forcing. Indeed, operational atmospheric models are nowadays made available with high resolutions, both in space and time, usable for coastal oceanic model forcing. The new operational forecasting model AROME (2.5km, 1h) developed by the French Metoffice is analyzed by comparison to former ALADIN (9.5km, 3h) and NCAR-MM5 models (9km, 3h) concerning wind forcing of coastal flows in North Western Mediterranean Sea. Two 3-month periods were chosen

in summer and winter to analyze seasonal variability.

The main regional features of both wind and oceanic dynamics are well reproduced using the 3 atmospheric models. Yet some differences are highlighted at smaller scales. Surface wind datasets have been compared and evaluated using in situ buoy's measurements and QuikSCAT-derived observations. Statistics between buoy's measurements and model results have been processed for 10m horizontal wind, surface pressure, 2m temperature and relative humidity. Resulting correlations rates are quite high, especially for ALADIN, while AROME's bias are usually lower.

MM5 winds are shown to be underestimated, both in averaged values (compared to QuikSCAT-derived observations) and for extreme wind events (compared to in situ measurements). Thus, wind curls and gradients are lower in MM5 datasets.

AROME's finer resolution and better time sampling allows more spatial and temporal variability, with sharper mesoscale structures and fronts, detailed features along the coastline and enhanced wind pulses, while wind fields from ALADIN and MM5 dataset are smoother.

Consequently, the response of the ocean dynamics is different for wind-driven ocean processes. Thanks to a 400m hydrodynamic configuration of the GoL, the differences induced by these atmospheric forcings have been evaluated through short-term numerical simulations using MARS3D model.

Stronger winds enhance evaporation and winter mixing over the shelf. Upwelling events, cells and spatial extension are well reproduced only with AROME and ALADIN, compared to SST satellite observations and temperature mooring. In particular, the simulation with MM5 fails in reproducing the Cap d'Adge upwelling and the adjacent anticyclonic structure. We suggest that the upwelling formation is linked to the local wind curl rather than to Ekman transport from alongshore wind stress. Indeed, this upwelling is generated during offshore Tramontane winds, characterized by a strong channeling effect. Through Ekman pumping, a divergence of surface layers appears on the positive curl side, leading to a well-defined upwelling. Then, an anticyclonic eddy is generated on the negative curl side, enhanced by the adjacent warm water advection at the surface.

Similar wind curl-generated upwellings with an associated asymmetric circulation have been previously evidenced in other areas (near Californian and Mexican coasts). Furthermore, an idealized numerical experiment respecting the regional orders of magnitude confirms this process theory.

In regards with energetic variability in the GoL, AROME appears as an improvement. Inertial surface motion is enhanced in response to more numerous and sharper wind pulses. Similarly, inertial oscillations are intensified, with considerable vertical displacements of the thermocline and out-of phase currents in the surface mixed layers compared to bottom layers. AROME forcing also induces higher eddy activity compared to other atmospheric forcings in terms of eddy kinetic energy. In particular, the temporal evolution of an anticyclonic eddy off Creus Cape, already evidenced by [Rubio et al. \(2005, 2009a\)](#), was shown to be better reproduced. Indeed, while it moves to the South with other forcings, it remains stable for a few weeks in accordance with satellite observations.

Through sensitivity experiments on AROME original dataset, the influence of its high spatial, temporal or small-scale variability has been assessed. The importance of the

spatial variability has been particularly evidenced, while a lower temporal resolution of $3h$ compared to $1h$ does not affect the hydrodynamic processes previously described. Yet, a coarser spatial resolution of AROME datasets leads to lower energetic variability.

Finally, this study shows in particular the effect of enhanced wind stress curl when atmospheric high-resolution forcing is considered. The ocean circulation is clearly influenced, in regards with energetic variability and mesoscale dynamics. While Bulk parametrization can be adapted and optimized for each atmospheric forcing, the spatial variability of wind fields depends exclusively on the atmospheric model as long as one way coupling is considered.

Eventually, 2 way coupling including feedbacks of the ocean response on atmospheric fields will indubitably be required for finer resolutions, as wind curl is also affected by the ocean, via the SST, especially when upwellings are presents ([Jin et al., 2009](#); [Chelton et al., 2007](#)).

Conclusion générale et perspectives

La principale problématique abordée dans cette thèse concerne l'impact des forçages atmosphériques sur l'hydrodynamique côtière. En particulier, les objectifs sont d'une part de caractériser l'influence du forçage du vent sur la génération d'une structure méso-échelle du Golfe du Lion et d'autre part d'évaluer les améliorations apportées par la haute-résolution des forçages météorologiques pour la modélisation océanique, appliqué au Golfe du Lion.

Vers une meilleure compréhension des processus méso-échelle

La formation et l'évolution d'un tourbillon anticyclonique, observée par radars HF, a été étudiée à l'aide d'un modèle numérique, mettant en évidence l'impact déterminant du forçage du vent.

Cette structure méso-échelle a été observée à différentes occasions sur les courants de surface mesurés à l'Est du GoL, lors d'une campagne menée de juin 2005 à janvier 2007. Sa fréquence d'apparition est irrégulière, ainsi que sa durée de vie, comprise entre quelques heures et 3 jours. Une étude de processus a été menée afin d'évaluer l'influence du forçage local du vent sur la génération de ce tourbillon. Différentes configurations académiques ont permis d'évaluer le rôle respectif de la bathymétrie, du Courant Nord et des apports d'eau douce du Rhône. Finalement, deux mécanismes de génération ont été identifiés, tous deux fortement liés aux conditions de vent.

Dans le premier cas, un fort vent du Nord (Mistral) génère une dépression à l'Est du plateau. Par conséquent, un jet côtier se forme par géostrophie, générant un vortex anticyclonique au niveau de Marseille par contrainte du trait de côte. En surface, cette structure est masquée par la circulation d'Ekman mais apparaît lors de la relaxation du vent. Dans ce cas, sa génération est le fruit d'un couplage entre vent et bathymétrie, tandis que les autres forçages ne jouent pas de rôle prédominant. En revanche, par vent de Sud, le panache du Rhône est contraint au Nord-Est de l'embouchure, formant une cellule d'eau dessalée qui se détache de la côte lors de la relaxation du vent. Une structure anticyclonique se développe alors en surface par gradients de densité autour de cette cellule.

Vers un choix pertinent des forçages atmosphériques

Les forçages de surface les plus fréquemment utilisés pour la modélisation réaliste en Méditerranée Nord-occidentale sont généralement issus des modèles MM5 ou ALADIN. Récemment, un nouveau modèle a été développé par Météo France, AROME, avec une

résolution spatiale et temporelle de $2.5km$ et $1h$ respectivement, limitée à $\sim 9km$ et $3h$ pour les plus anciens. L'étude menée pour cette thèse a permis de comparer les champs de surface de ces modèles et d'évaluer l'apport de la haute résolution d'AROME sur la modélisation hydrodynamique côtière.

D'un point de vue atmosphérique, les échelles synoptiques sont bien représentées par ces modèles. Cependant, les répartitions spatiales et les phénomènes haute-fréquence présentent des disparités importantes. Dans la configuration de MM5, également utilisée par PREVIMER, les intensités de vent sont sous-estimées en particulier lors de conditions extrêmes, ainsi que les rotationnels de vents près des côtes. Les phénomènes de brises thermiques sont plus localisés avec AROME, qui présente également des échelles spatiales et temporelle plus fines, induisant des fronts, gradients et impulsions de vents plus marqués.

La réponse de l'océan à cette variabilité a été étudiée à l'aide d'une configuration hydrodynamique réaliste du GoL en utilisant le modèle MARS3D d'Ifremer. En été, les épisodes d'upwellings à l'Est du GoL sont mal représentés avec un forçage MM5, tant par leur fréquence d'apparition que par leur étendue spatiale. Cette étude a également permis de mettre en évidence l'impact du rotationnel de la tension de vent sur certains processus hydrodynamiques : les intrusions à l'Ouest du plateau, favorisées par rotationnel négatif de la Tramontane, l'upwelling de Valras et la structure anticyclonique adjacente, dont la formation peut être attribuée au pompage d'Ekman lors d'une Tramontane en forme de jet, caractérisée par de forts rotationnels positifs et négatifs. Ces phénomènes sont plus faibles voire absents en utilisant les forçages issus de MM5, mais bien représentées avec AROME ou ALADIN.

Par ailleurs, la réponse inertielle de la surface de l'océan et de la thermocline est fortement amplifiée avec AROME, induisant la formation d'ondes internes. La variabilité énergétique méso-échelle est également plus significative et plus réaliste en ce qui concerne la structure tourbillonnaire observée au large du Cap Creus. Une étude de sensibilité à la résolution d'AROME, consistant à réduire sa variabilité spatiale ou temporelle, a permis de mettre en évidence l'intérêt prédominant de la résolution spatiale à $2.5km$, alors qu'un filtrage de la fréquence du forçage de $1h$ à $3h$ n'influe pas de façon significative sur la réponse de l'océan.

En conclusion, l'utilisation de forçages issus d'AROME est recommandée pour des études principalement côtières ou littorales. La résolution d' $1h$ pour le forçage ne paraît pas indispensable par rapport à celle de $3h$, mais l'impact d'une résolution spatiale de $2.5km$ est significatif. Cependant, ALADIN reste le modèle le plus proche des observations et permet déjà de reproduire les principaux processus hydrodynamiques. Quant à MM5, l'utilisation d'une topographie et d'un trait de côte plus détaillés permettrait de mieux représenter les rotationnels de vent le long des côtes et ainsi d'améliorer la réponse de l'océan.

Perspectives

La principale perspective concerne évidemment le couplage entre les modèles d'océan et d'atmosphère. Même s'il semble moins indispensable en milieu côtier que pour la modélisation des cyclones tropicaux par exemple, la rétroaction de l'océan sur l'atmosphère peut s'avérer significative dans le Golfe du Lion, en particulier lors d'upwellings ou de convection profonde. En effet, les forts gradients de température de surface introduisent des modifications du rotationnel des tensions de vents et agissent sur le refroidissement et l'humidification des masses d'air.

Cette interaction dynamique entre l'océan et l'atmosphère étant encore difficile et coûteuse à mettre en place, les échanges à l'interface sont paramétrisés par des formules empiriques (bulks) qui sont en perpétuelle évolution et des SST provenant d'observations satellite et non de climatologies permettent d'améliorer les modèles atmosphériques de Météo France. Il serait d'ailleurs intéressant de pouvoir dissocier la contribution de l'assimilation de données par rapport aux qualités inhérentes aux modèles de Météo France. D'autre part, une étude à plus long terme des forçages atmosphériques et du bilan de chaleur de l'océan sera nécessaire pour valider les modèles au niveau climatique, en particulier AROME qui est encore trop récent pour être évalué sur de longues durées.

Concernant la modélisation purement hydrodynamique, les perspectives sont nombreuses. La représentation de la méso-échelle est dorénavant accessible et les calculs sont de plus en plus rapides. Certaines paramétrisations nécessitent des tests de sensibilité spécifiques, en particulier les coefficients de viscosité qui agissent sur l'apparition et les dimensions des structures modélisées. L'augmentation de la résolution verticale pourrait s'avérer bénéfique, avec plus de niveaux verticaux et des coordonnées sigma généralisées (disponibles dans la dernière version de MARS3D) afin de mieux discrétiser la couche de surface même en présence de grandes profondeurs. Des résolutions spatiales encore plus fines, de l'ordre de la centaine de mètres ou moins, sont désormais abordables en terme de temps de calcul. Cependant, l'hypothèse hydrostatique n'est pas forcément adaptée lorsque la profondeur d'eau est très faible et le forçage du vent intense, induisant une colonne d'eau très peu stratifiée, ou pour étudier des phénomènes qui impliquent d'importantes vitesses verticales, en particulier le processus de convection profonde.

Le principal challenge reste la modélisation réaliste des tourbillons ou méandres de méso- à subméso-échelle. Leur impact est déterminant pour les études biogéochimiques, la bonne reproduction des instabilités du Courant Nord, ou même la relaxation des upwellings qui est apparue trop lente dans les simulations.

En parallèle, les observations par satellites (SST, chlorophylle-a), radars HF ou flotteurs lagrangiens permettent d'identifier et de valider de telles structures et l'assimilation de données paraît nécessaire pour la prévision de telles structures. Pour l'instant, les modèles opérationnels de la Méditerranée au 12^{ème} ou 16^{ème} de degrés (MERCATOR ou MFS) assimilent des profils de température et de salinité, des données d'altimétrie et de SST, qui permettent de contraindre les masses d'eau, la circulation géostrophique et la température de surface. L'assimilation d'observations radars, qui mesurent les courants de surface avec des résolutions de l'ordre de l'heure et de quelques kilomètres, permettrait de cibler des phénomènes d'échelles plus fines.

Annexes

Table des matières

A Complément du chapitre 5 : résultats des simulations idéalisées	165
B Présentation du modèle atmosphérique AROME	171
C Décomposition des champs de vents issus de ALADIN, AROME et MM5 : analyse EOF	175
D Validation des sorties atmosphériques avec des mesures in situ : été 2008 et hiver 2009	179
E Validation des sorties hydrodynamiques : profils de température et salinité	187
F Validation des sorties hydrodynamiques : mouillages MED-CHANGE	193
G Trajectoire des bouées lagrangiennes Sardone	197
H Épisodes d'upwellings en été 2008	201
Bibliographie	207

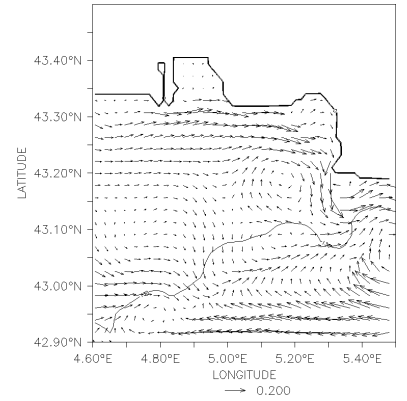
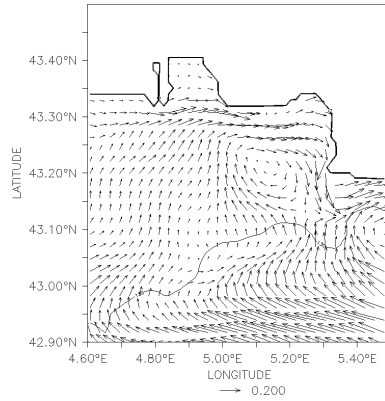
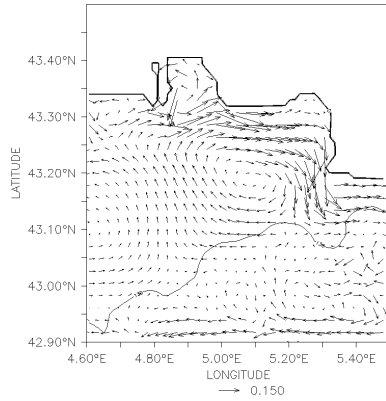
Complément du chapitre 5 : résultats des simulations idéalisées



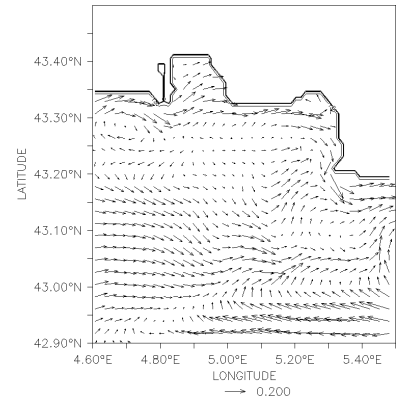
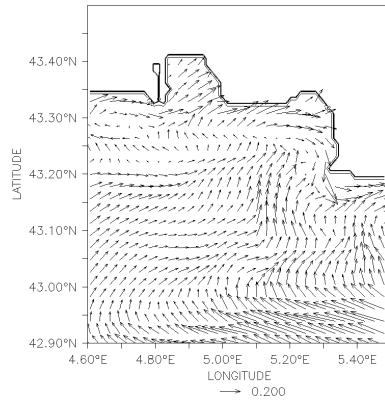
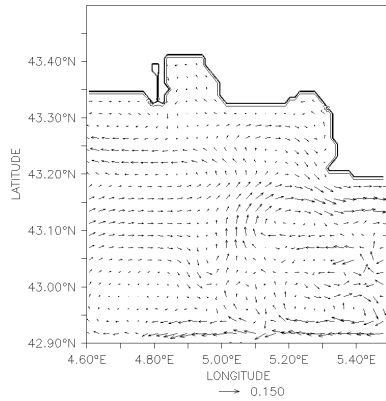
EN complément des figures 5.13 et 5.16 de l'article "*Generation mechanism of mesoscale eddy in the Gulf of Lions : radar observation and modelling*" (chapitre 5), cette annexe présente les résultats des simulations idéalisées, dans le cas d'un vent de Nord (figures A.1, A.2, A.3) et d'un vent de Sud (figures A.4 et A.5). Les résultats en terme de courants intégrés ou de surface sont proposés à différentes dates, selon la durée du forçage du vent ou de sa relaxation.

Pour chaque simulation correspondant à un test de sensibilité, les différences par rapport à la configuration de référence sont précisées. Les noms des runs (run_B1D1NC1R0W1 ...) sont expliqués dans le tableau 5.1.

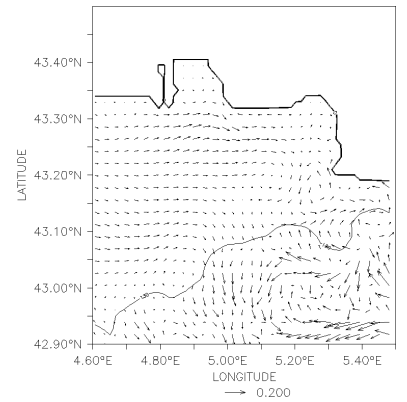
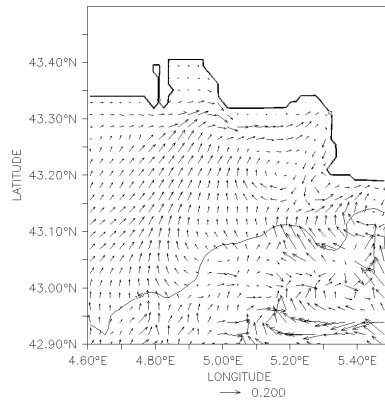
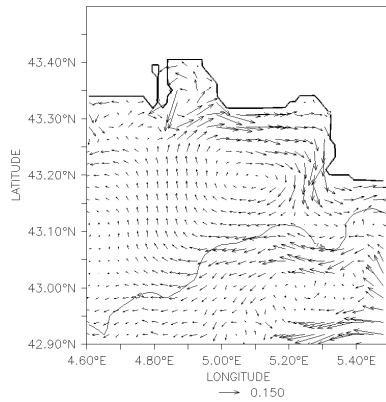
Référence :



Golfe à 200m



Barotrope



Traît de côte

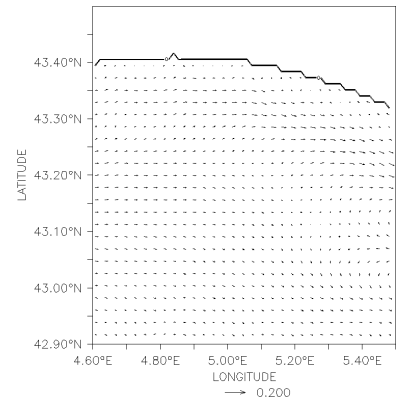
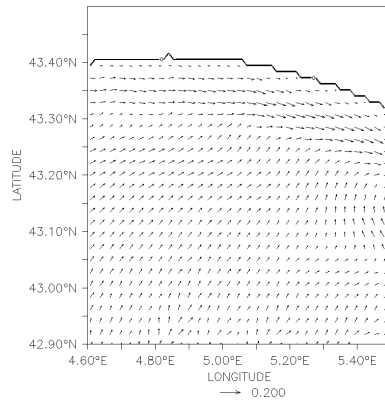
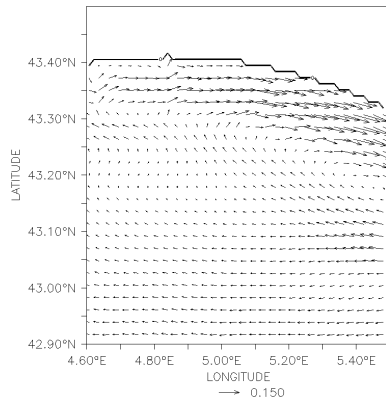


FIG. A.1 – Simulations idéalisées pour le vent du Nord : courants intégrés sur la verticale après 4 jours de vent (figures de gauche), courants de surface 1 jour (milieu) et 2 jours (droite) après la relaxation du vent. De haut en bas : simulation de référence (run_B1D1NC1R0W1), topographie idéalisée (run_B2D1NC1R0W1), simulation barotrope (run_B1D0NC1R0W1) et traît de côte idéalisée (run_B0D0NC1R0W1).



FIG. A.2 – Simulations idéalisées pour le vent du Nord : courants intégrés sur la verticale après 4 jours de vent (figures de gauche), courants de surface 1 jour (milieu) et 2 jours (droite) après la relaxation du vent. Tests de sensibilité sur le forçage du vent par rapport au run de référence (run.B1D1NC1R0W1). De haut en bas : forçage du vent pendant 2 jours (comparé à 4 jours pour la REF), intensité du vent diminuée à 10m/s (comparé à 16m/s pour la REF), à 12m/s et 14m/s.

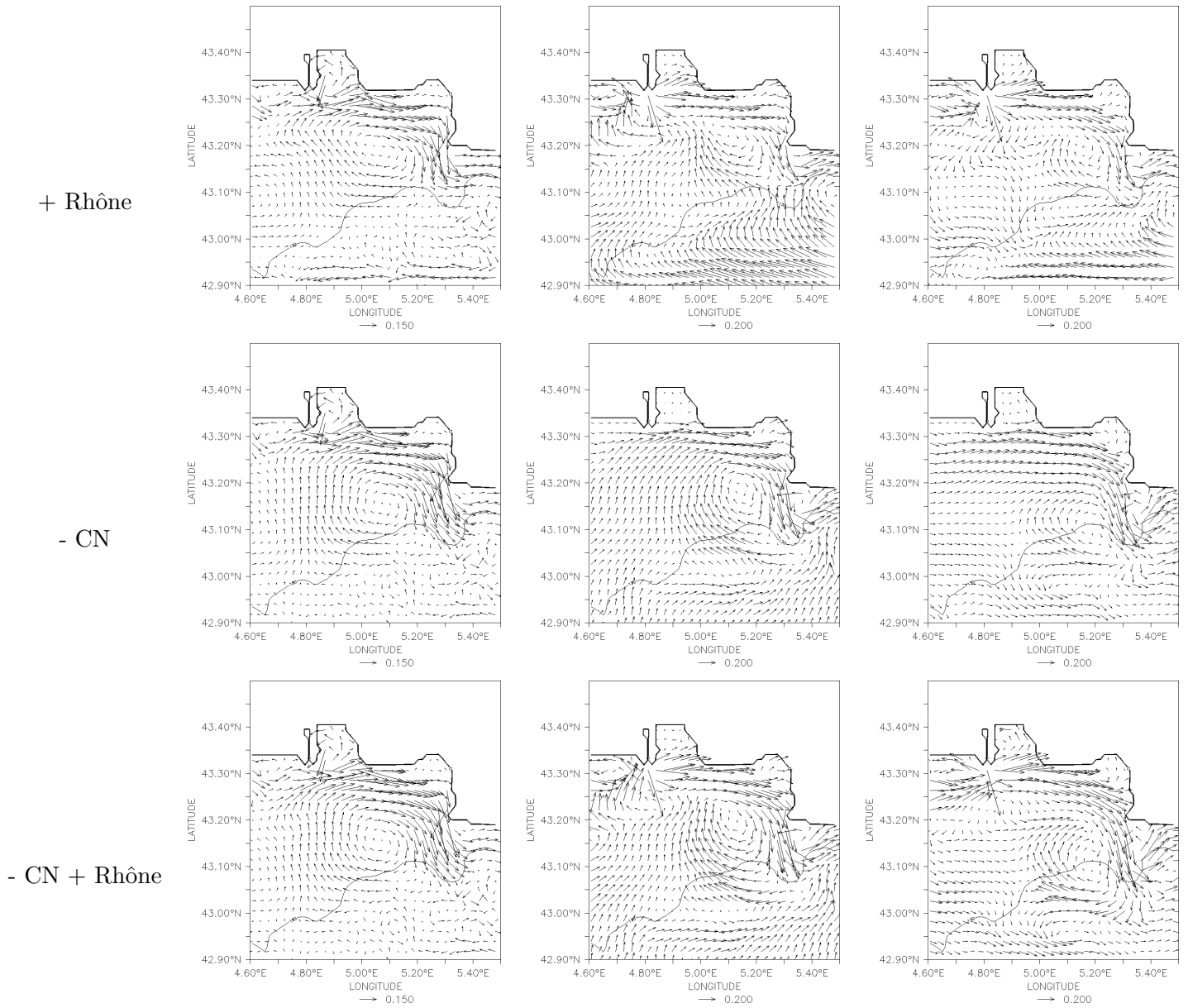
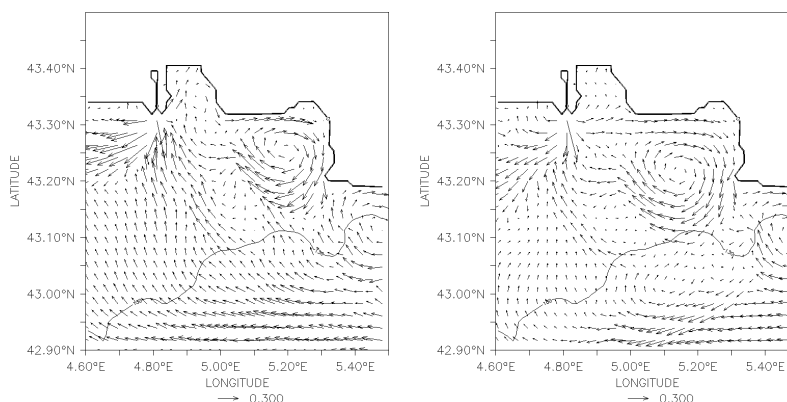
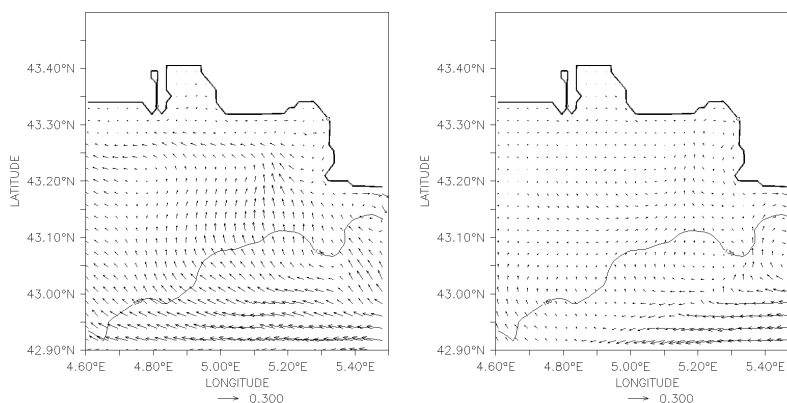


FIG. A.3 – Simulations idéalisées pour le vent du Nord : courants intégrés sur la verticale après 4 jours de vent (figures de gauche), courants de surface 1 jour (milieu) et 2 jours (droite) après la relaxation du vent. Tests de sensibilité sur le CN et le Rhône par rapport au run de référence (run_B1D1NC1R0W1). De haut en bas : simulation avec le forçage du Rhône (run_B1D1NC1R1W1), sans le CN (run_B1D1NC0R0W1), avec le forçage du Rhône et sans le CN (run_B1D1NC0R1W1).

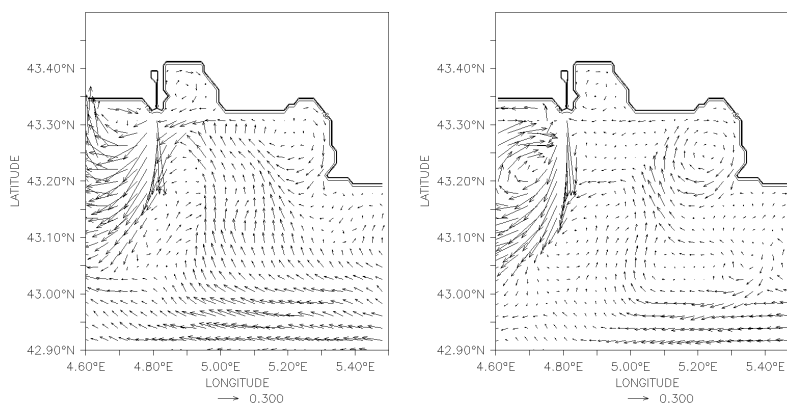
Référence :



- Rhône



GOL 200m



- CN

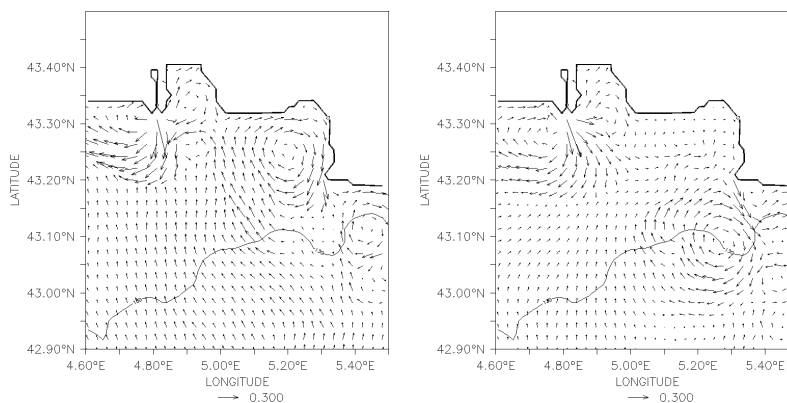


FIG. A.4 – Simulations idéalisées pour le vent du Sud : courants de surface 2 jours (gauche) et 5 jours (droite) après la relaxation du vent (forçage pendant 4 jours). De haut en bas : simulation de référence (run_B1D1NC1R1W2), simulation sans le forçage du Rhône (run_B1D1NC1R0W2), topographie idéalisée (run_B2D1NC1R1W2), simulation sans le CN (run_B1D1NC0R1W2).

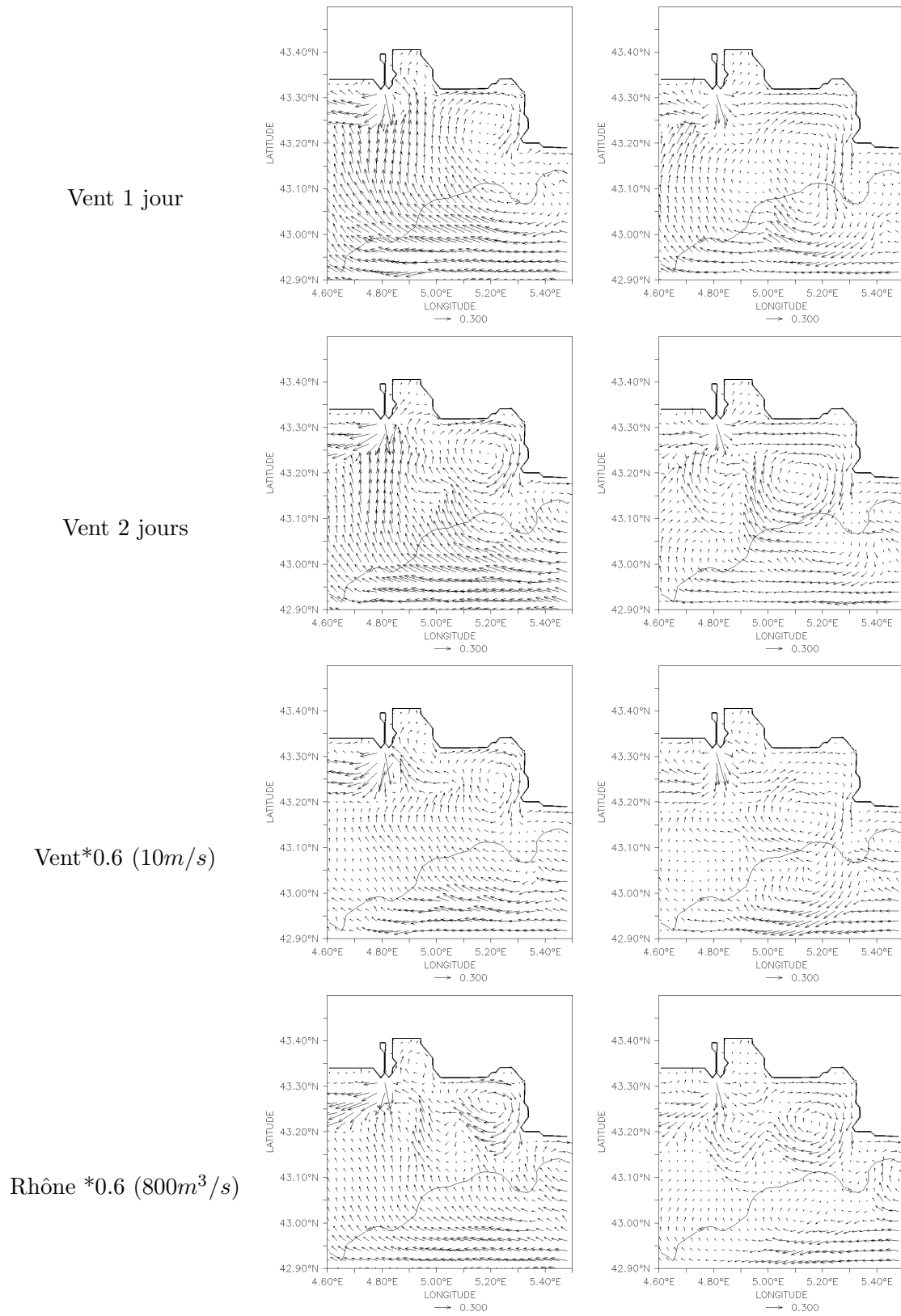


FIG. A.5 – Simulations idéalisées pour le vent du Sud : courants de surface 2 jours (gauche) et 5 jours (droite) après la relaxation du vent (forçage pendant 4 jours). Tests de sensibilité sur l'intensité du vent et du débit du Rhône par rapport au run de référence (run_B1D1NC1R0W1). De haut en bas : forçage du vent pendant 1 jour et 2 jours (comparé à 4 jours pour la REF), intensité du vent diminuée à $10m/s$ (comparé à $16m/s$ pour la REF), débit du Rhône diminué à $800m^3/s$ (comparé à $1200m^3/s$ pour la REF)

Présentation du modèle atmosphérique AROME

B

CETTE annexe permet de résumer les caractéristiques du modèle atmosphérique AROME, dont l'influence en tant que forçage pour la modélisation hydrodynamique est étudiée section (IV). Une description plus complète est disponible dans [Seity et al. \(2010\)](#).

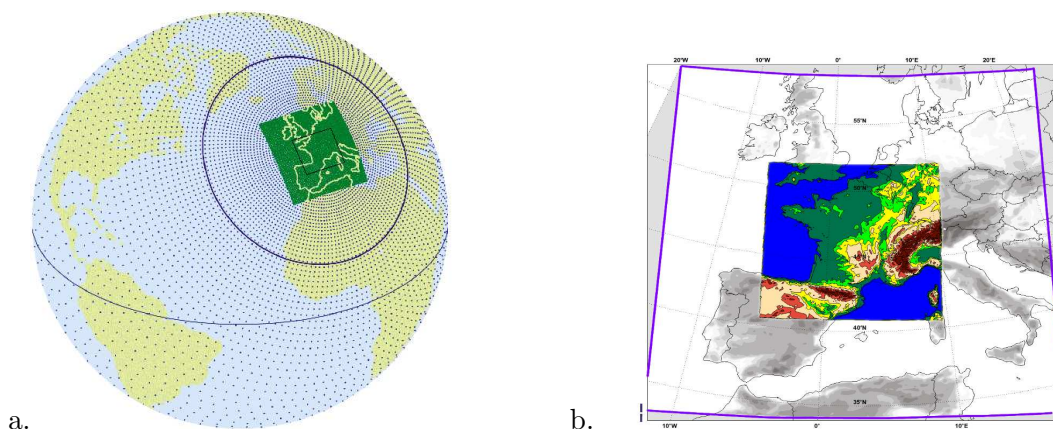


FIG. B.1 – a. Chaîne d'emboîtement : ARPEGE, ALADIN (en vert) et AROME (rectangle). b. Topographie d'AROME (en couleurs) superposée à la topographie d'ALADIN.

AROME est un modèle régional, haute-résolution, développé afin de modéliser et prédire les phénomènes atmosphériques méso-échelles ([Bouttier, 2007](#)). Il est opérationnel depuis décembre 2008, sur un domaine allant de $-6.4^{\circ}E$ à $12.77^{\circ}E$ et $40.4^{\circ}N$ à $51.6^{\circ}N$.

AROME dérive d'une chaîne d'emboîtement incluant différents modèles de Météo France (figure B.1) :

- ARPEGE (Action Recherche Petite Echelle Grande Echelle), global, résolution de $15km$ sur la France
- ALADIN, modèle à aire limitée, résolution de $9.5km$
- AROME, modèle à aire limitée, résolution de $2.5km$

Dynamique

Le cœur dynamique d'AROME est similaire à celui d'ALADIN, d'ARPEGE et d'IFS. Cependant, contrairement à ces modèles, le système d'équation résolu dans AROME est non-hydrostatique compressible, ce qui permet de résoudre les fortes accélérations verticales, notamment lors d'orages violents.

Physique

- Microphysique :
Les processus microphysiques au sein des nuages sont mieux représentés, grâce à une meilleure représentation du cycle de l'eau. En effet, en plus de la vapeur d'eau qui est habituellement considérée dans les modèles opérationnels, AROME gère 3 classes de précipitations (pluie, graupel et neige) ainsi que deux catégories non précipitantes (l'eau liquide nuageuse et la glace primaire). Leur paramétrisation dépend du schéma ICE3 de Méso-NH, qui inclut un schéma de condensation sous-maille.
- Turbulence : La représentation de la turbulence est basée sur un schéma TKE, identique à celui de Méso-NH.
- Surface : le schéma SURFEX (adapté à partir de Méso-NH) décompose les caractéristiques de la surface en différentes classes : nature, ville, mer et eaux intérieures (lacs, rivières, étangs ...). Pour chaque classe, différents modèles de paramétrisation sont utilisés : ISBA (Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère) avec 2 couches hydrologiques dans le sol, ECUME (Exchange Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates) pour la paramétrisation de coefficients d'échange des flux turbulents en mer). Des niveaux ont été rajoutés entre le sol (ou la surface de la mer) et le premier niveau du modèle, afin de déduire de manière pronostique les valeurs du vent à 10m, de la température et l'humidité à 2m entre autres, à l'aide d'un schéma de turbulence 1D (algorithme SBL). Enfin, l'orographie est issue de la base de données GTOPO30 (résolution $\sim 1km$).
- Radiation : la paramétrisation de la radiation utilisée correspond au schéma de ECMWF. 6 bandes spectrales de petite longueur d'onde sont considérées dans le visible (code Fouquart-Morcrette), et le schéma RRTM est utilisé pour l'infrarouge. L'effet de l'ozone et des aérosols est pris en compte via des climatologies.
- Convection : La haute-résolution d'AROME permet de résoudre explicitement la convection profonde. Par ailleurs, un schéma de paramétrisation sous-maille permet de paramétriser les phénomènes convectifs de plus petite échelle.

Assimilation

Le système d'assimilation d'AROME dérive du schéma ALADIN-3Dvar. Le cycle d'assimilation est de 3h (6h pour ALADIN), où les composantes horizontales du vent (wd), la température (T), l'humidité spécifique (Hu) et la pression de surface (P) sont analysées à 2.5km. La plupart des observations sont partagées par ARPEGE et ALADIN (figure B.2) :

- stations automatiques de surface (P, wd10m pendant le jour)(espacement $\sim 30km$)
- stations en mer : bouées, bateaux (P, wd)
- mesures d'avion (profils verticaux de T, wd)
- mesures de sondes (profils de T,Hu,wd)
- profileurs de vent
- radio-occultation GPS (principalement Hu)
- observations de satellites géostationnaires : Météosat, GOES et MTSAT (radiance en ciel clair, wd)

- observations IR de satellites en orbite polaire (produits nuageux, T, Hu)
- observations micro-ondes de satellites en orbite polaire (T, Hu)
- scattomètres en orbite polaire (QuikSCAT satellite, Metop/ASCAT et ERS2/AMI) (vent en mer)

En plus pour AROME, des observations fine échelle sont considérées, afin de modéliser au mieux les structures méso-échelles. D'autres observations sont donc assimilées :

- stations automatiques de surface (P, wd10m, T2m et Hu2m pendant le jour)
- radiances Météosat (haute résolution spatio-temporelle)
- GPS zénith delays (meilleure résolution)
- radar Doppler : mesures de vent

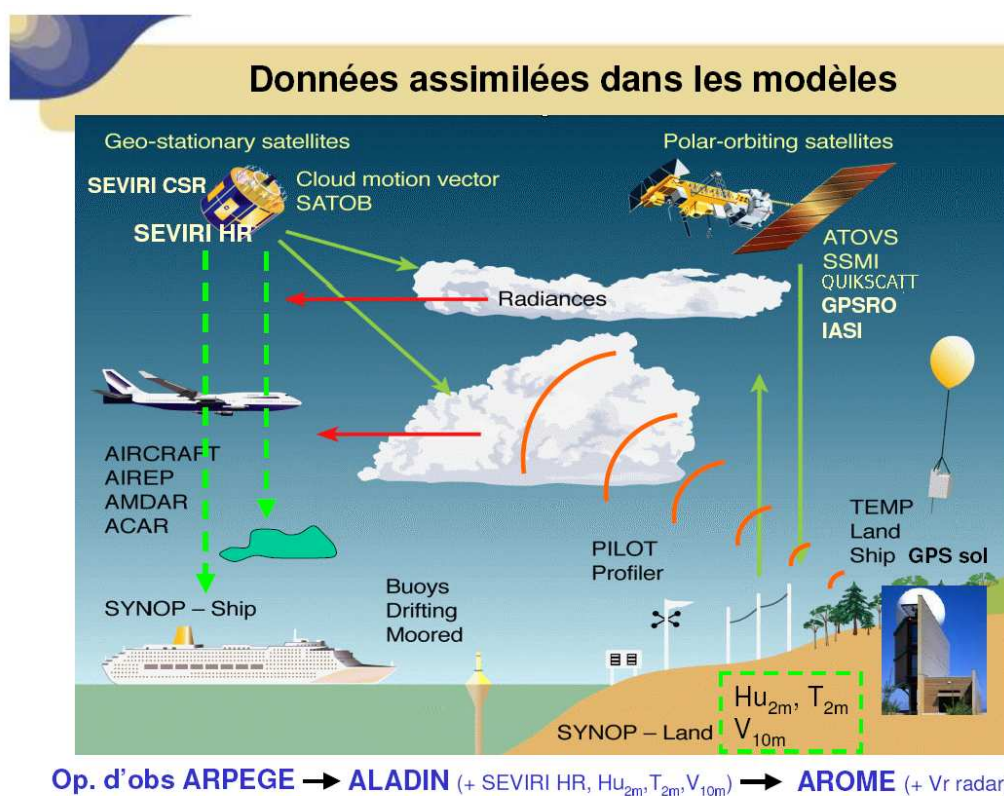


FIG. B.2 – Schéma d'observations assimilées dans ARPÈGE, ALADIN et AROME (issu de Météo France).

Décomposition des champs de vents issus de ALADIN, AROME et MM5 : analyse EOF

C

UNE analyse spatio-temporelle des champs de vent a été réalisée dans le but de comparer les sorties des différents modèles atmosphériques.

La décomposition en EOF (Empirical Orthogonal Functions) ([Lorentz, 1956](#)) des champs de vent à 10m pendant les 3 mois d'étude (juin-août 2008, ou janvier-mars 2009) permet d'identifier les modes principaux, correspondant aux caractères dominants des variations spatio-temporelles du champ de vent. Les calculs ont été réalisés sous Matlab, sur le cluster du LSEET "Wavester". Un grand merci à Yves Barbin qui a optimisé les codes et comparé différentes méthodes afin de diminuer les temps de calculs (covariance, décomposition en valeur singulière en réel ou complexe). Finalement, la décomposition en valeurs singulières a été préférée, en réel, en combinant les composantes zonales et méridiennes du vent dans la même matrice de départ.

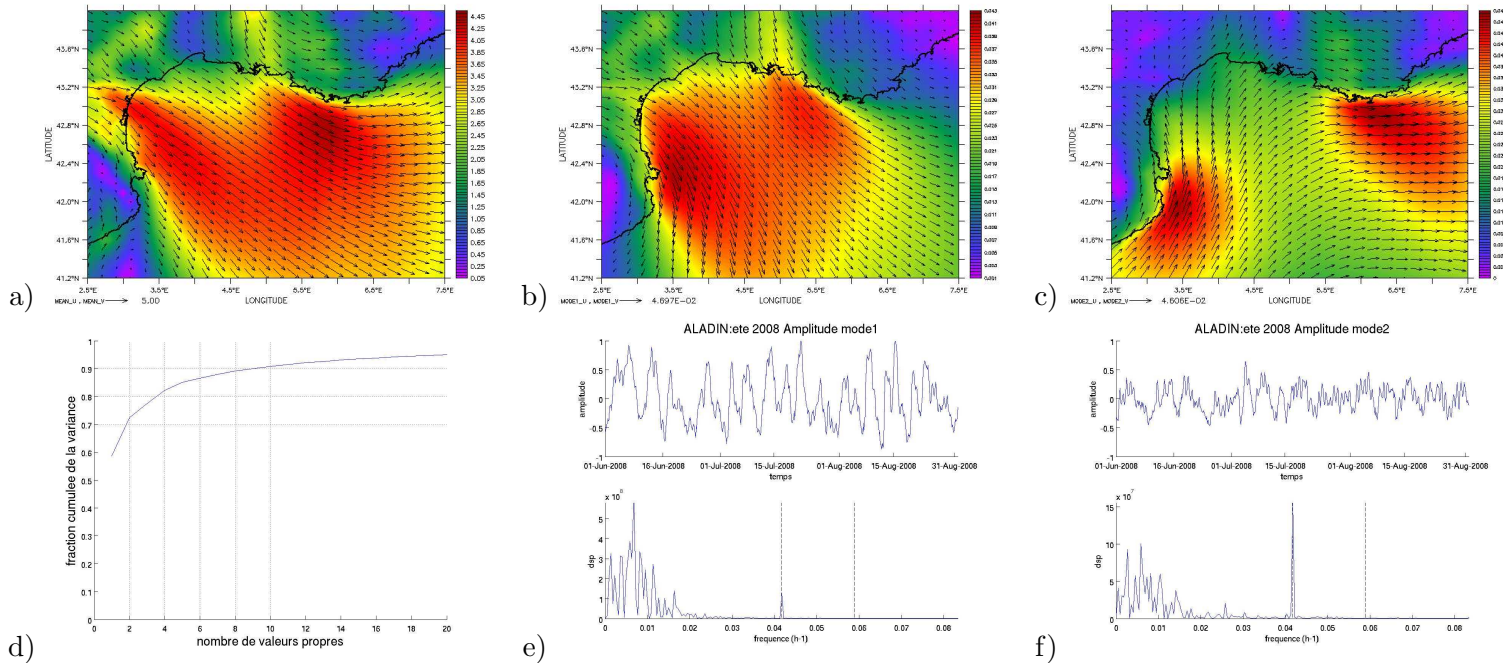


FIG. C.1 – Décomposition en EOF pour les champs de vent issus de ALADIN de juin à août 2008. a) Champs moyen (m/s). b) Mode 1 (m/s). c) Mode 2 (m/s). d) Cummul de la variance selon le nombre de modes considérés. e) Amplitude et spectre temporel du premier mode, f) du deuxième mode. Les fréquences inertielles et diurnes sont spécifiées par des lignes en pointillés.

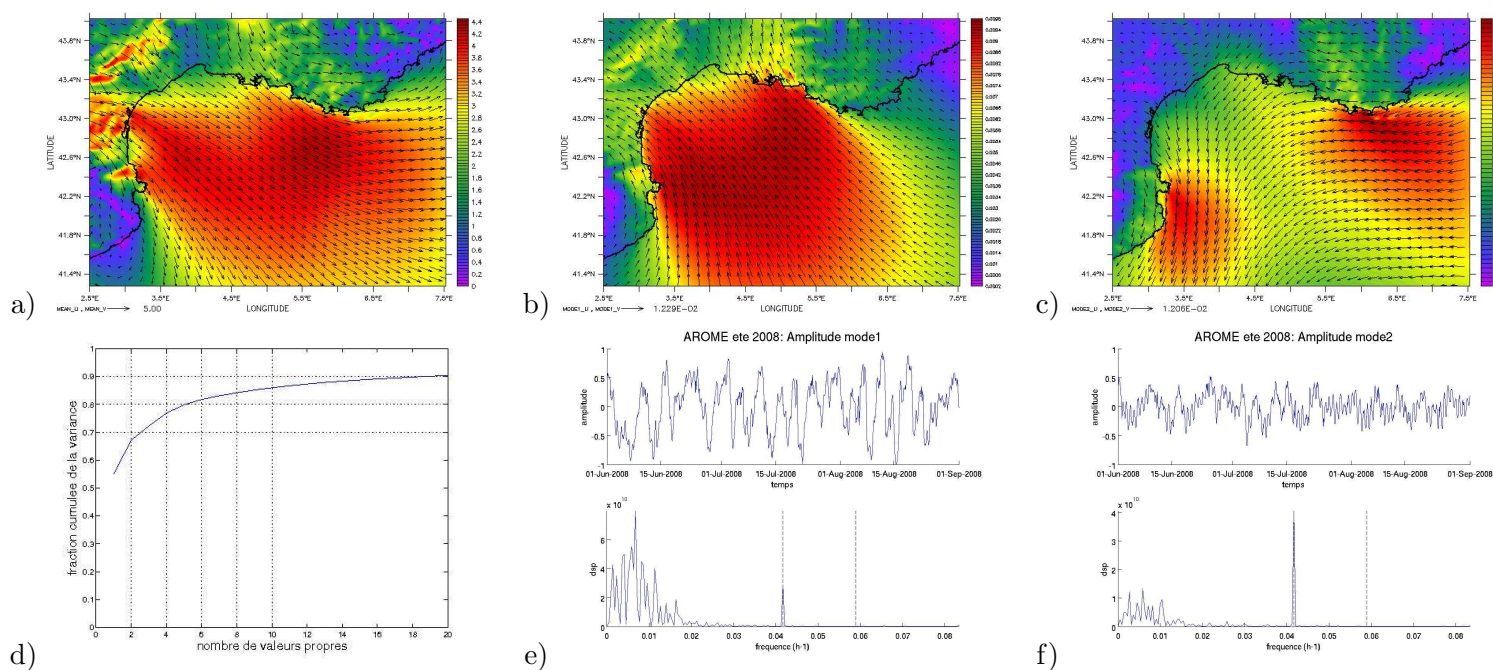


FIG. C.2 – Idem pour AROME.

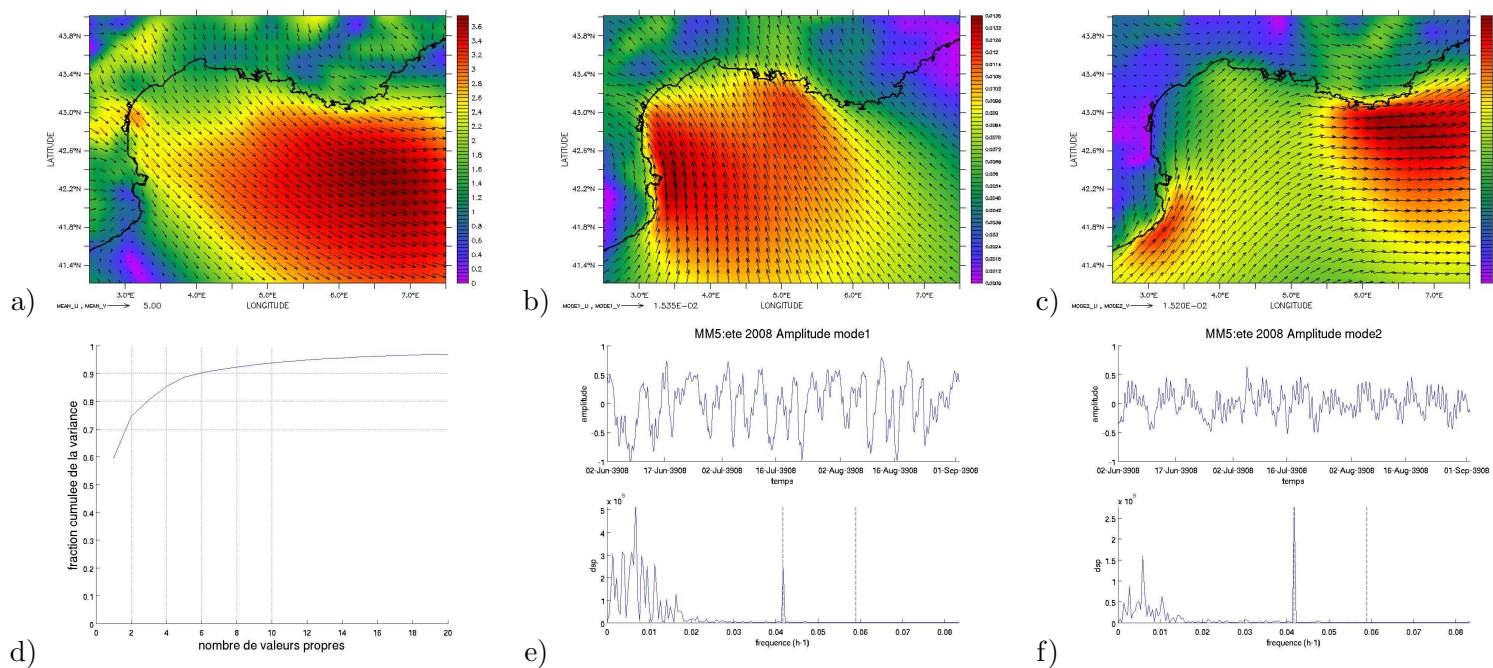


FIG. C.3 – Idem pour MM5.

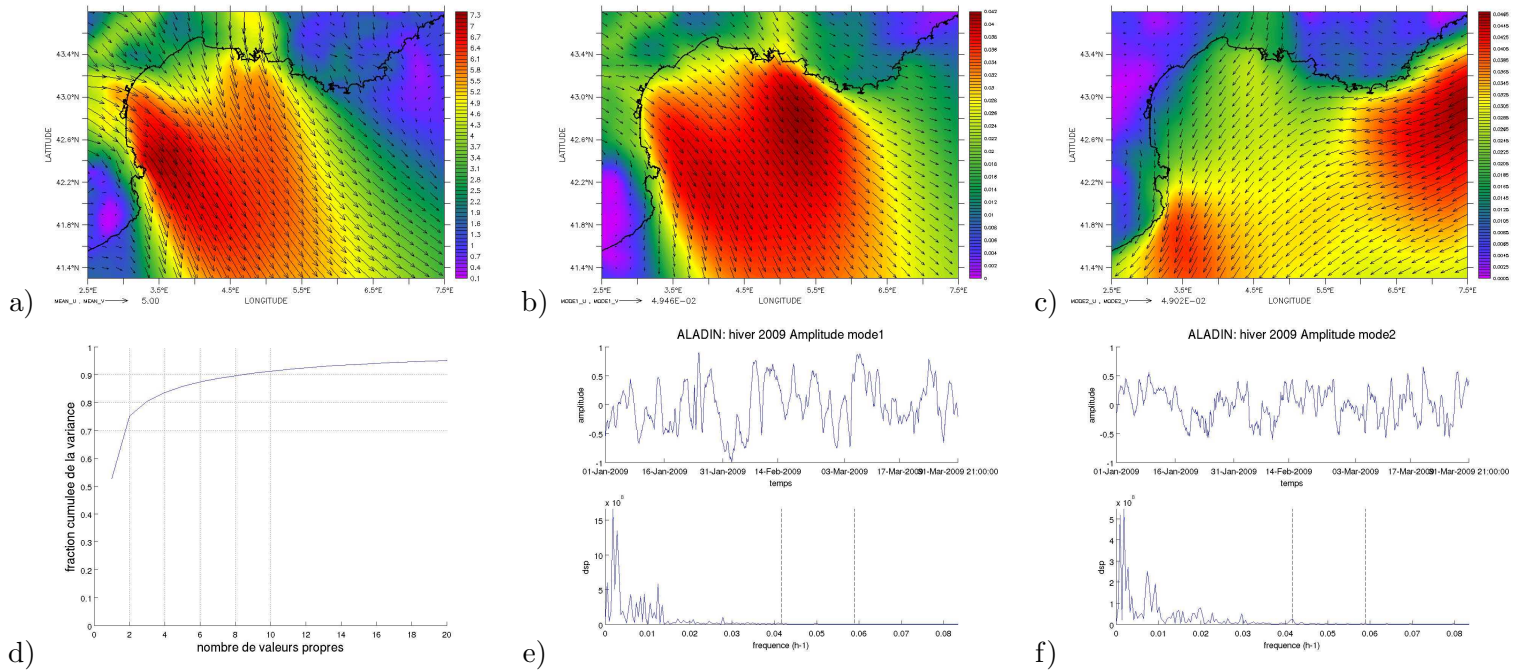


FIG. C.4 – Décomposition en EOF pour les champs de vent issus de ALADIN de janvier à mars 2009. a) Champs moyen (m/s). b) Mode 1 (m/s). c) Mode 2 (m/s). d) Cummul de la variance selon le nombre de modes considérés. e) Amplitude et spectre temporel du premier mode, f) du deuxième mode. Les fréquences inertielles et diurnes sont spécifiés par des lignes en pointillés.

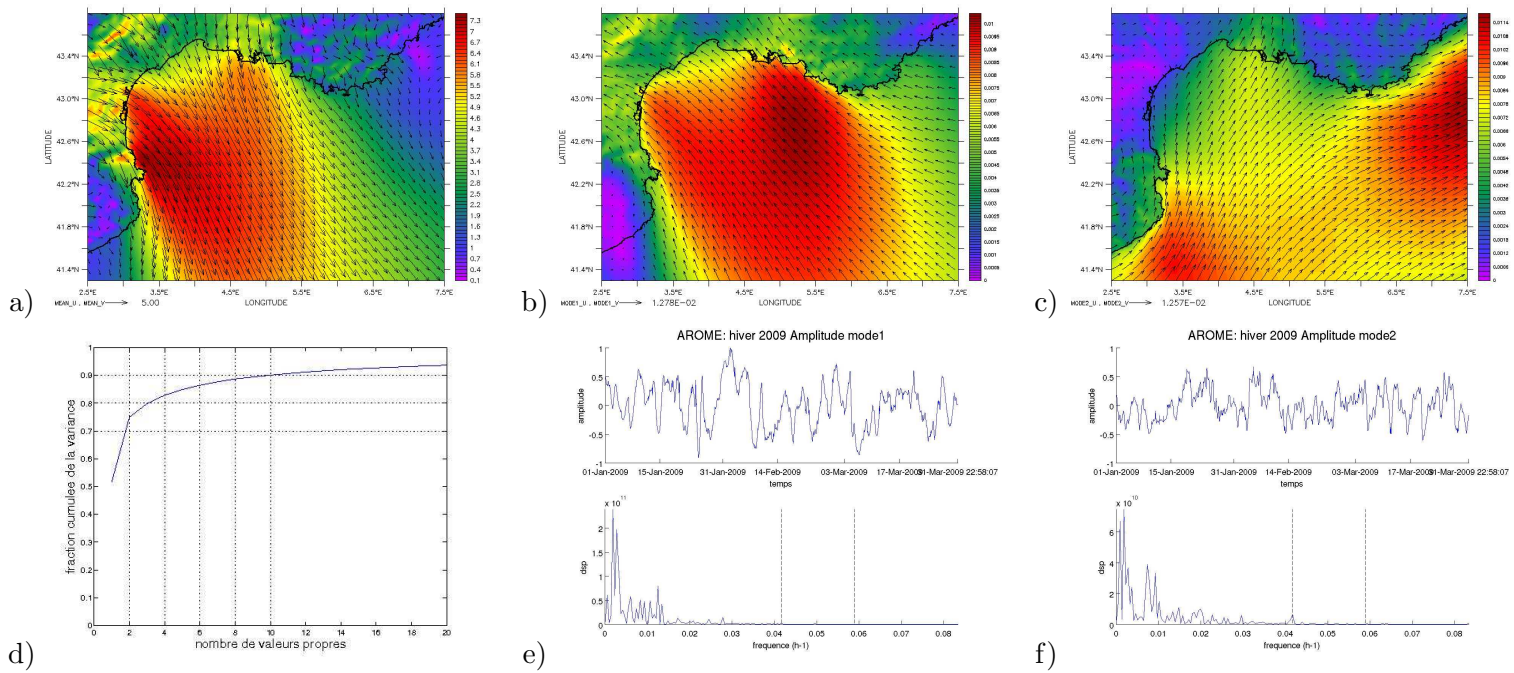


FIG. C.5 – Idem pour AROME.

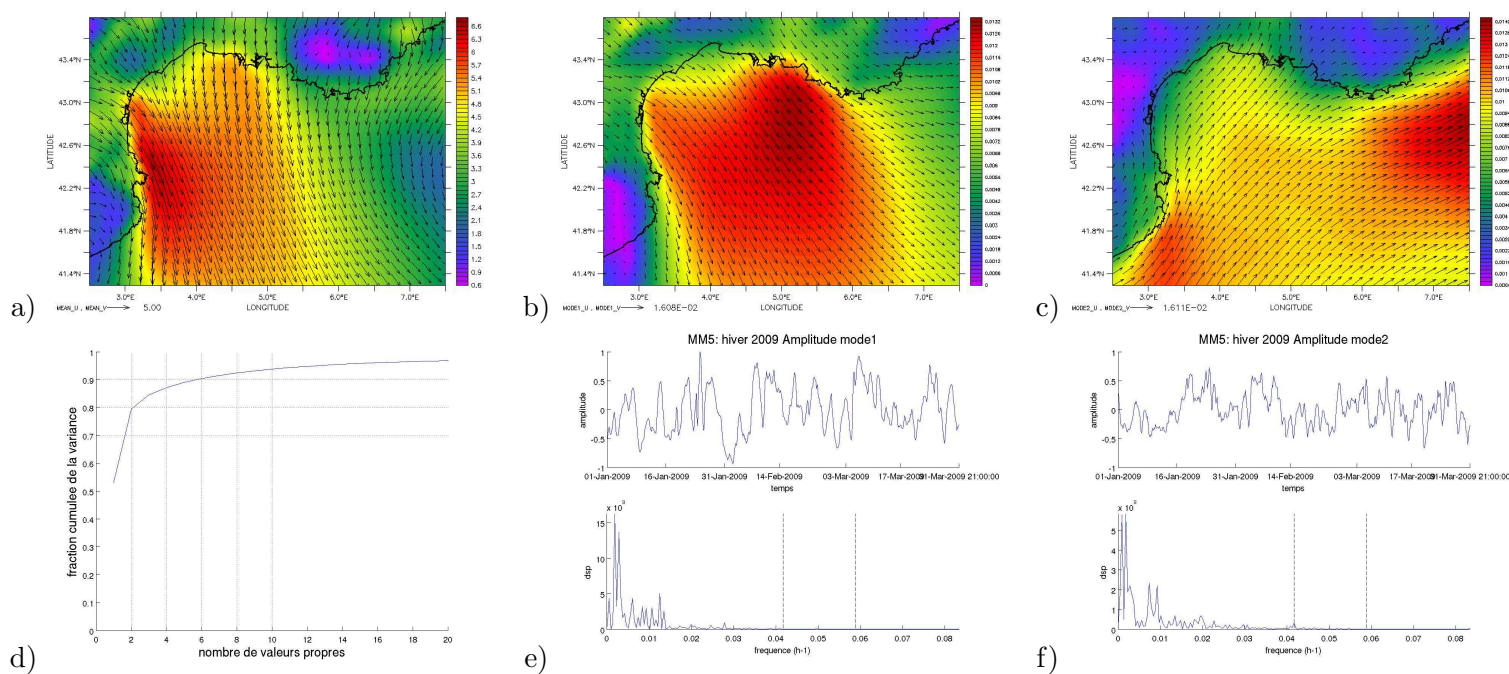


FIG. C.6 – Idem pour MM5.

Validation des sorties atmosphériques avec des mesures in situ : été 2008 et hiver 2009

D

LES comparaisons entre les mesures in situ et les sorties des modèles atmosphériques sont détaillées dans cette annexe. Les observations disponibles proviennent des stations du réseau de Météo France : les deux bouées en mer, GOL ($4.7^{\circ}E, 42.1^{\circ}N$) et AZUR ($7.8^{\circ}E, 43.4^{\circ}N$), qui mesurent le vent horizontal, la température, l'humidité relative à $3.6m$ et la pression de surface ; la station à terre d'Arles ($4.7^{\circ}E, 43.5^{\circ}N$) mesure uniquement le vent à $10m$. Pour l'été 2008, les sorties d'AROME à la bouée AZUR ne sont plus disponibles (cette bouée est située en-dehors de l'emprise choisie pour les simulations hydrodynamiques), les comparaisons sont donc uniquement effectuées à la bouée GOL et à la station d'Arles. Pour l'hiver 2009, les comparaisons concernent les observations en mer (GOL et AZUR).

	ALADIN corr / biais / RMS	AROME corr / biais / RMS	MM5 corr / biais / RMS
Composante zonale du vent	0.86 / -0.15 / 1.34	0.71 / 0.03 / 2.32	0.69 / 0.81 / 2.02
Composante méridionale du vent	0.93 / -0.06 / 1.50	0.86 / 0.22 / 2.30	0.82 / -0.44 / 2.40
Intensité du vent	0.87 / -0.03 / 1.30	0.81 / -0.71 / 1.81	0.62 / 0.70 / 2.23

TAB. D.1 – Statistiques pour le vent à la station d'Arles ($4.7^{\circ}E, 43.5^{\circ}N$) pour l'été 2008 : corrélations, biais (modèle - mesures), RMS.)

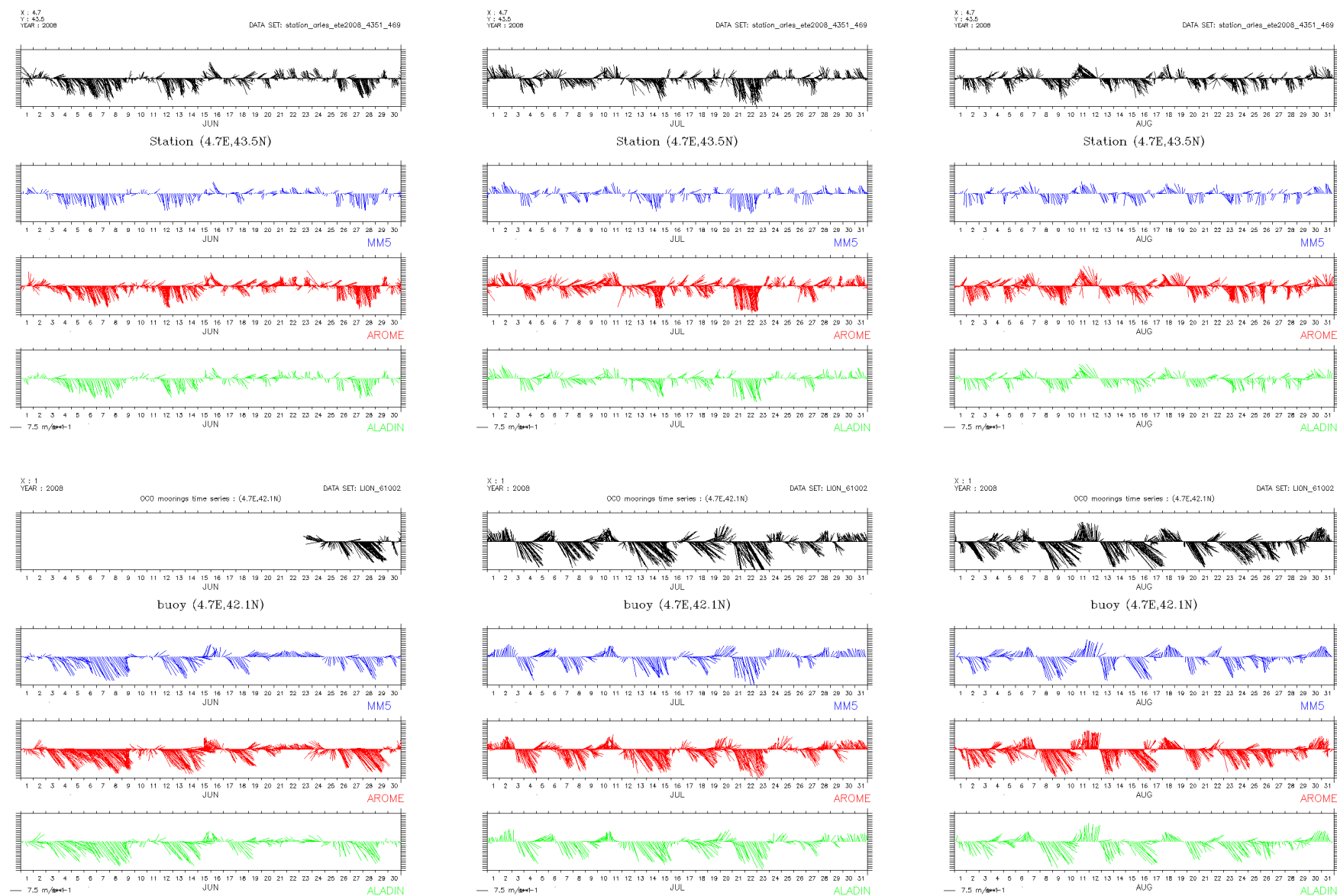


FIG. D.1 – Vecteurs de vent en été 2008 : mesures (en noir) et modèles. Haut : station Arles ($4.7^{\circ}E, 43.5^{\circ}N$) ; bas : bouée GOL ($4.7^{\circ}E, 42.1^{\circ}N$)

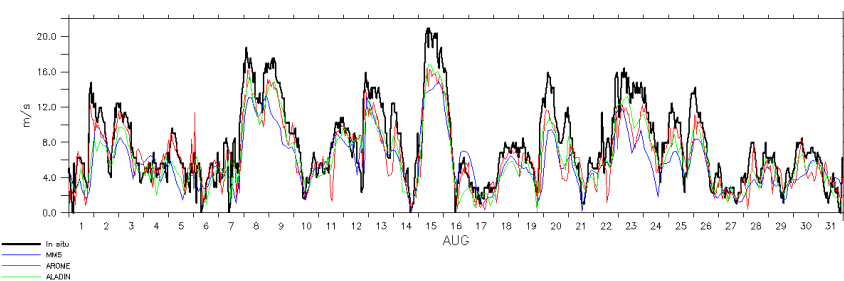
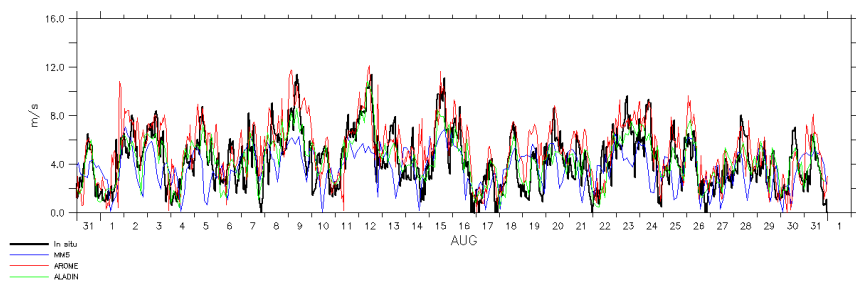
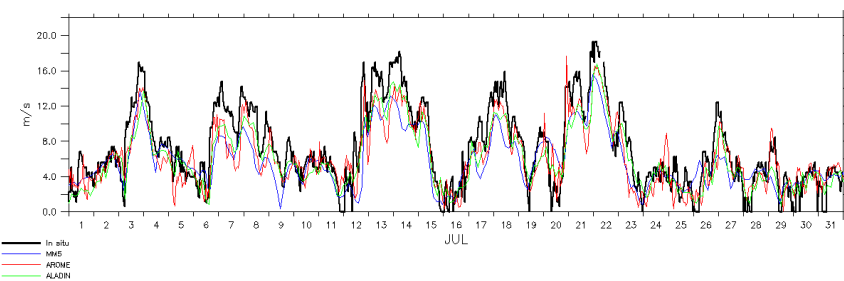
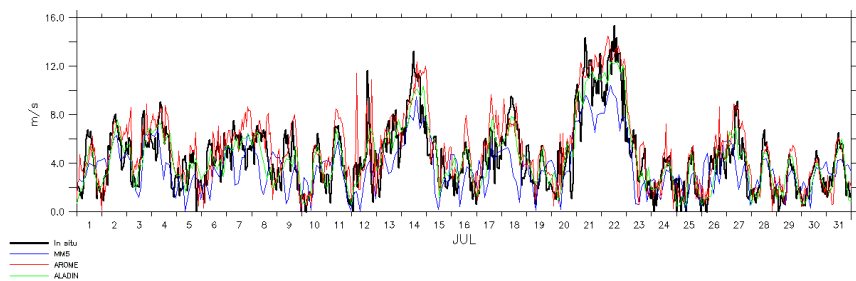
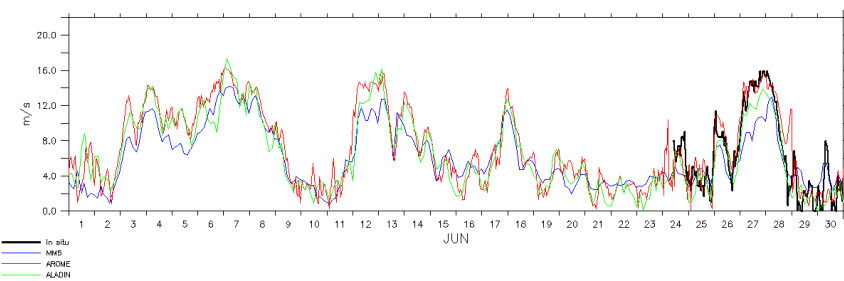
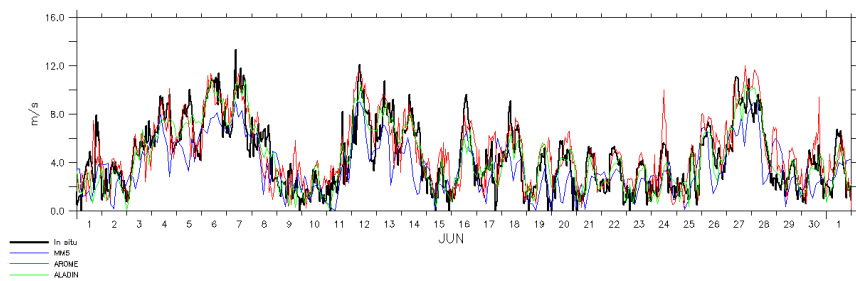


FIG. D.2 – Intensité du vent en été 2008 : mesures (en noir) et modèles. Gauche : station Arles ($4.7^{\circ}E, 43.5^{\circ}N$); droite : bouée GOL ($4.7^{\circ}E, 42.1^{\circ}N$)

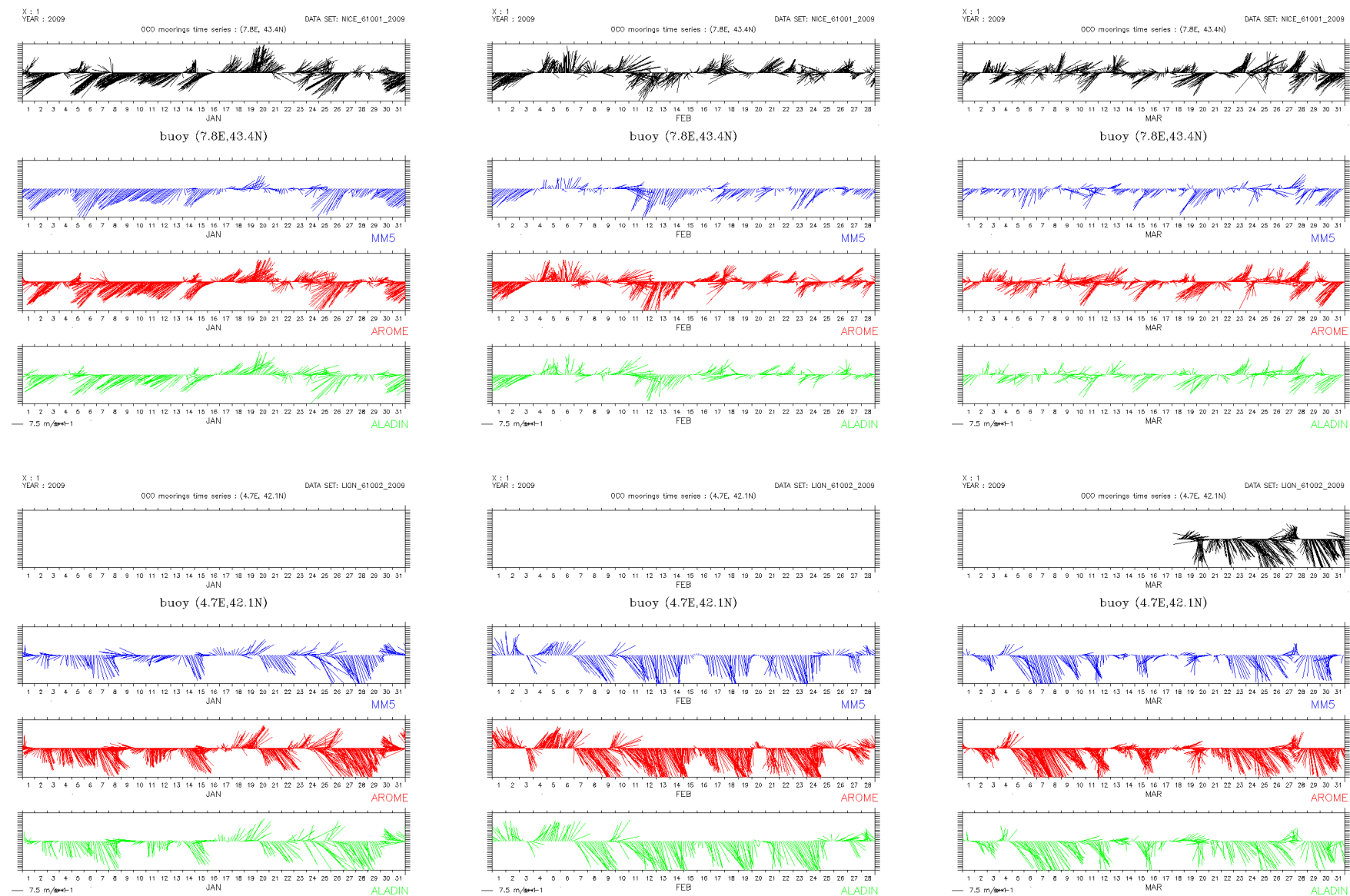


FIG. D.3 – Vecteurs de vent en hiver 2009 : mesures (en noir) et modèles. Haut : bouée AZUR (7.8°E, 43.4°N) ; bas : bouée GOL (4.7°E, 42.1°N)

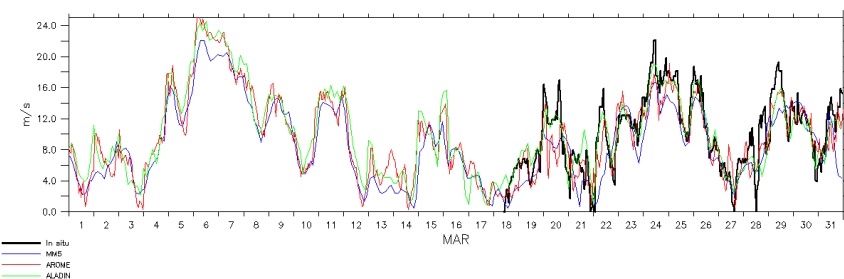
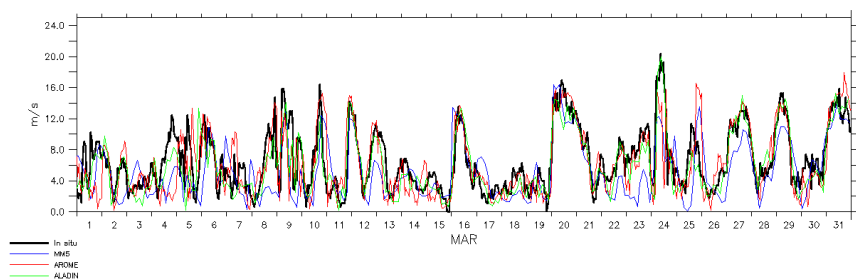
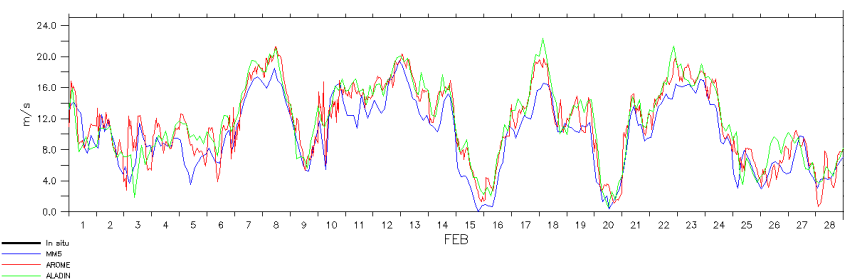
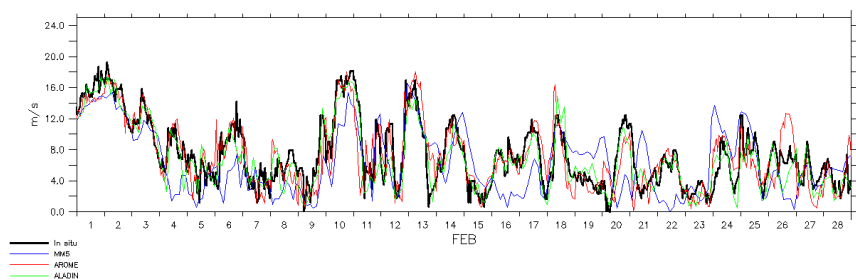
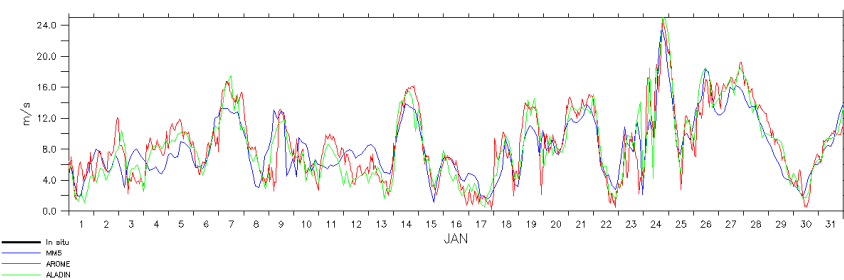
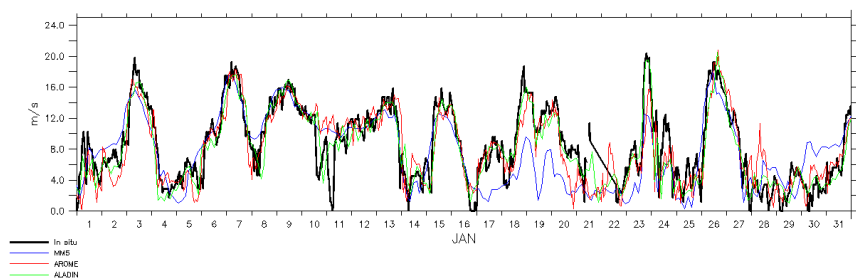


FIG. D.4 – Intensité du vent en hiver 2009 : mesures (en noir) et modèles. Gauche : bouée AZUR ($7.8^{\circ}E, 43.4^{\circ}N$) ; droite : bouée GOL ($4.7^{\circ}E, 42.1^{\circ}N$)

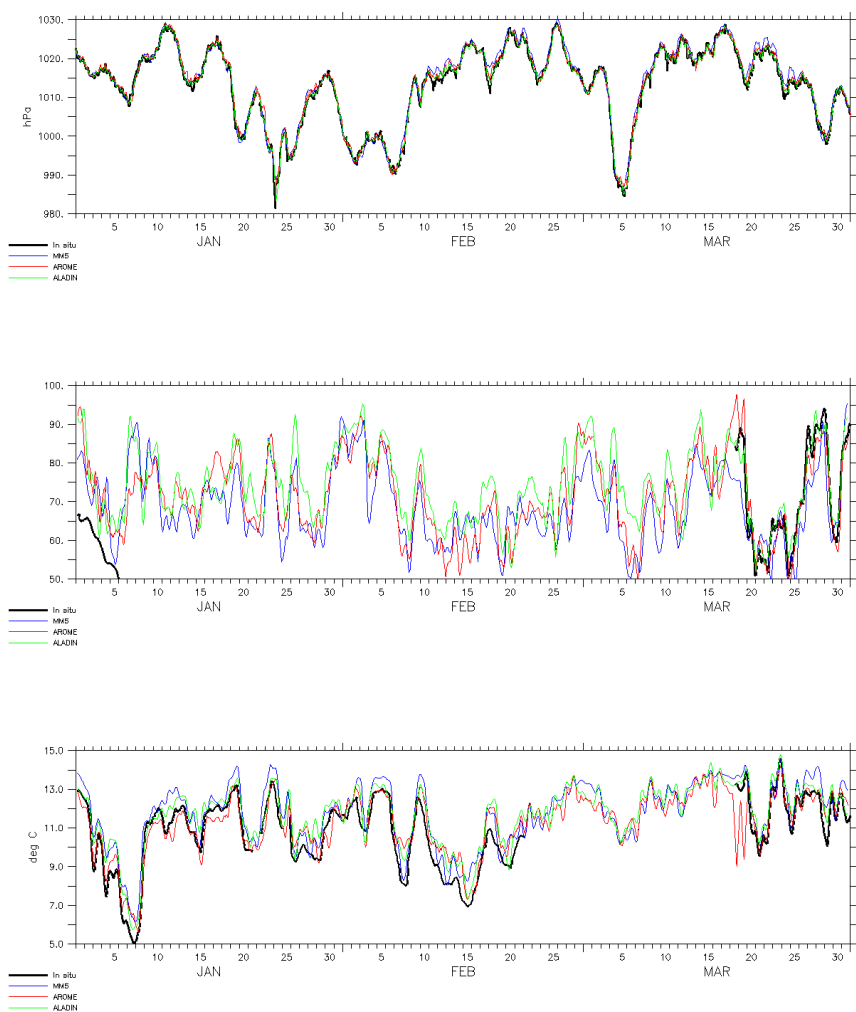


FIG. D.5 – Comparaison à la bouée GOL ($4.7^{\circ}E, 42.1^{\circ}N$) pour l'hiver 2009 entre les mesures (en noir) et les modèles : pression de l'air à la surface, humidité relative (lissée à 12h) et température à 2m (lissée à 12h).

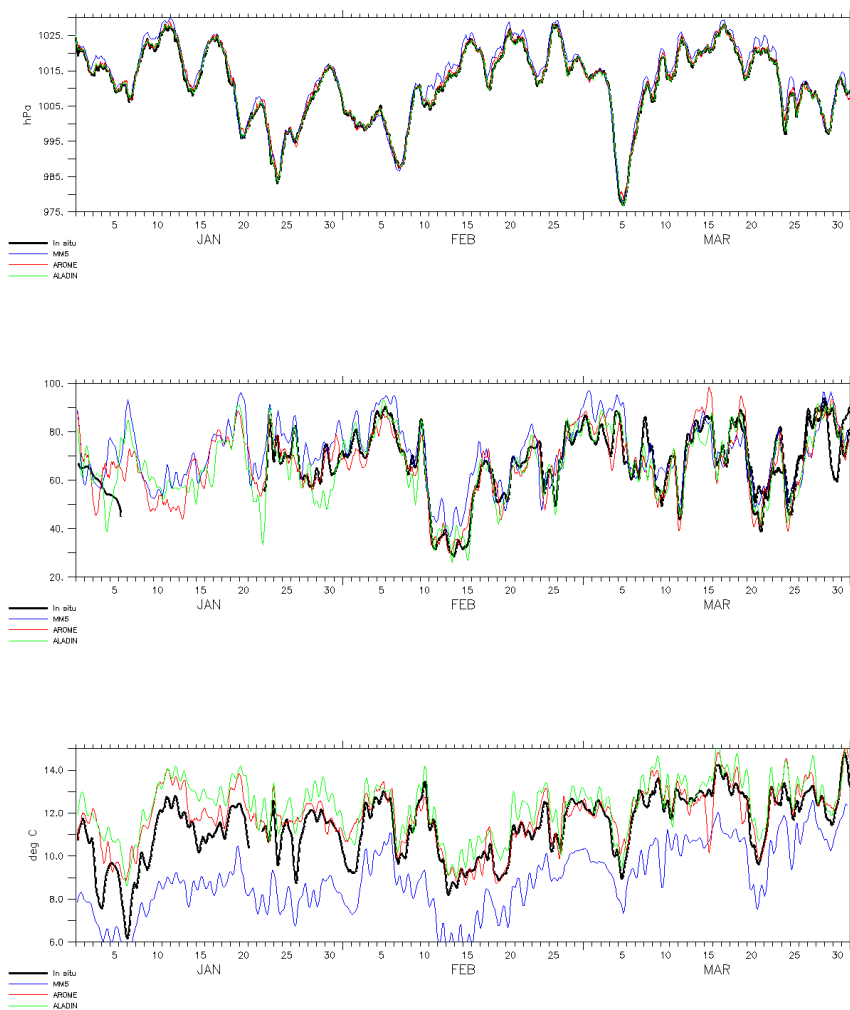


FIG. D.6 – Comparaison à la bouée AZUR ($7.8^{\circ}E, 43.4^{\circ}N$) pour l'hiver 2009 entre les mesures (en noir) et les modèles : pression de l'air à la surface, humidité relative (lissée à 12h) et température à 2m (lissée à 12h).

Validation des sorties hydrodynamiques : profils de température et salinité

E

CETTE annexe présente les comparaisons entre des profils de température et de salinité mesurés, et les résultats du modèle hydrodynamique selon le forçage utilisé. Les observations sont issues de la plateforme Coriolis (<http://www.coriolis.eu.org>) : 9 profils de température XBT, 9 profils de température et salinité ARGO et 2 CTD.

	XBT temperature :		ARGO temperature :		ARGO salinité :	
	biais moyen (°C)	RMS (°C)	biais moyen (°C)	RMS (°C)	biais moyen (‰)	RMS (‰)
ALADIN 1500m/100m	-0.11/0.23	0.30/1.43	-0.06/0.52	0.15/0.83	-0.008/-0.180	0.038/0.191
AROME 1500m/100m	-0.12/0.15	0.30/1.50	-0.07/0.46	0.16/0.80	-0.008/-0.172	0.037/0.184
MM5 1500m/100m	-0.11/0.23	0.30/1.50	-0.08/0.33	0.16/0.72	-0.007/-0.166	0.037/0.180

TAB. E.1 – Statistiques effectuées pour tous les profils de température et salinité disponibles en été 2008 : biais moyens (modèle - mesures) et RMS. Pour chaque forçage atmosphérique utilisé, les statistiques sont faites sur 1500m et 100m de profondeur.

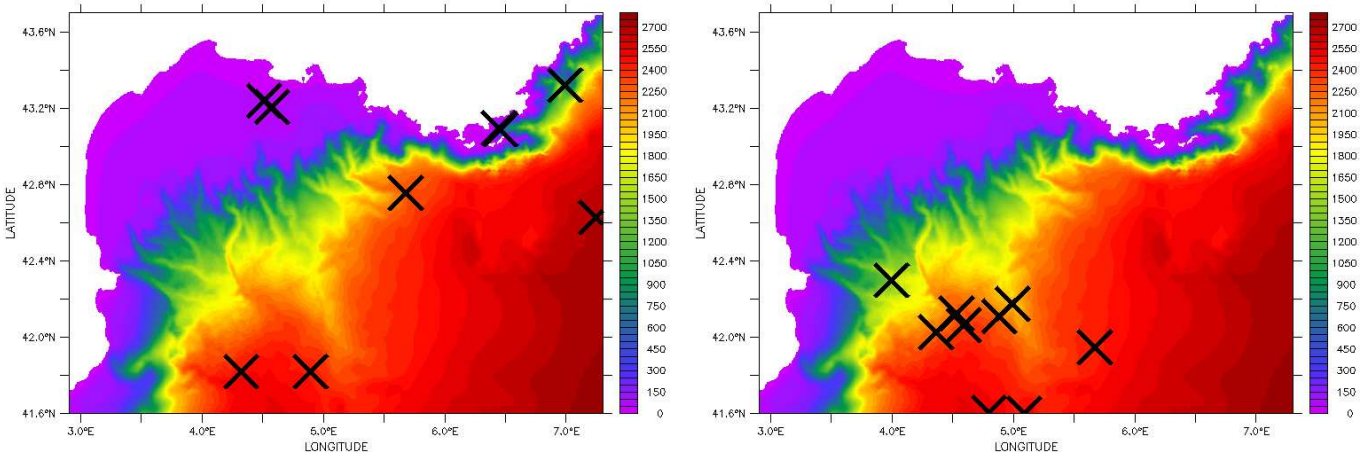


FIG. E.1 – Localisation des profils XBT et ARGO superposés à la bathymétrie.

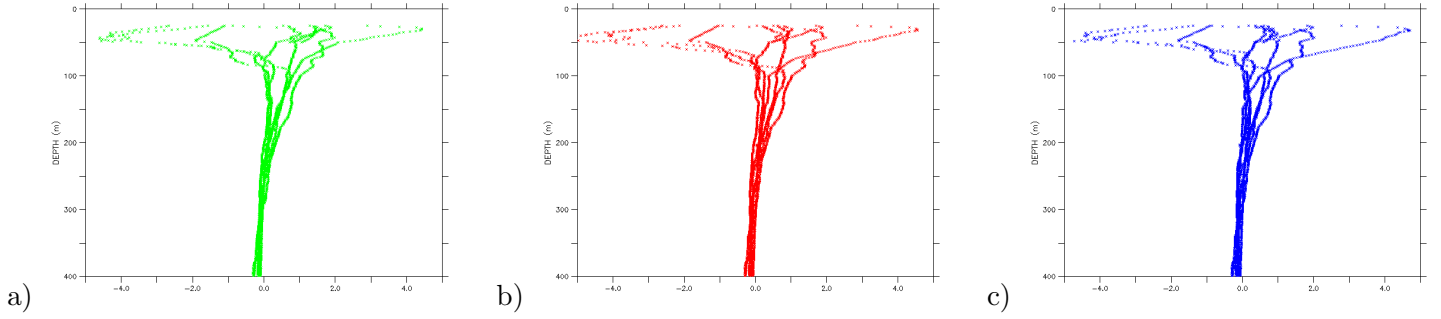


FIG. E.2 – XBT : Biais de température pour chaque profil entre 0 et 400m (modèle - mesures). Simulations avec : a) ALADIN, b) AROME, c) MM5.

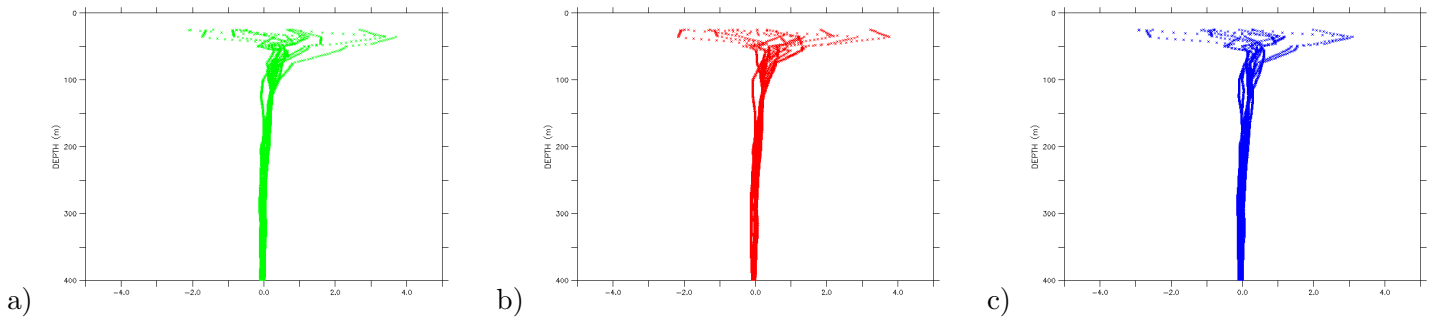


FIG. E.3 – ARGO : Biais de température pour chaque profil entre 0 et 400m (modèle - mesures). Simulations avec : a) ALADIN, b) AROME, c) MM5.

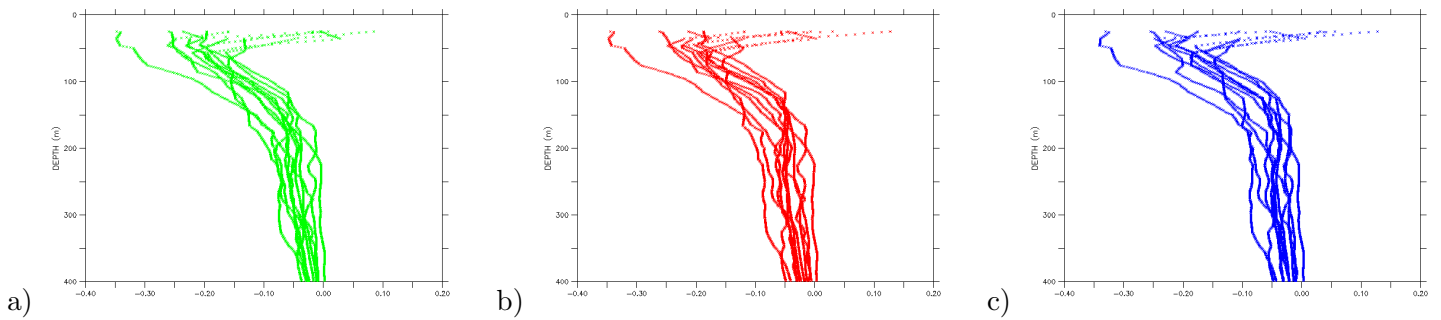


FIG. E.4 – ARGO : Biais de salinité pour chaque profil entre 0 et 400m (modèle - mesures). Simulations avec : a) ALADIN, b) AROME, c) MM5.

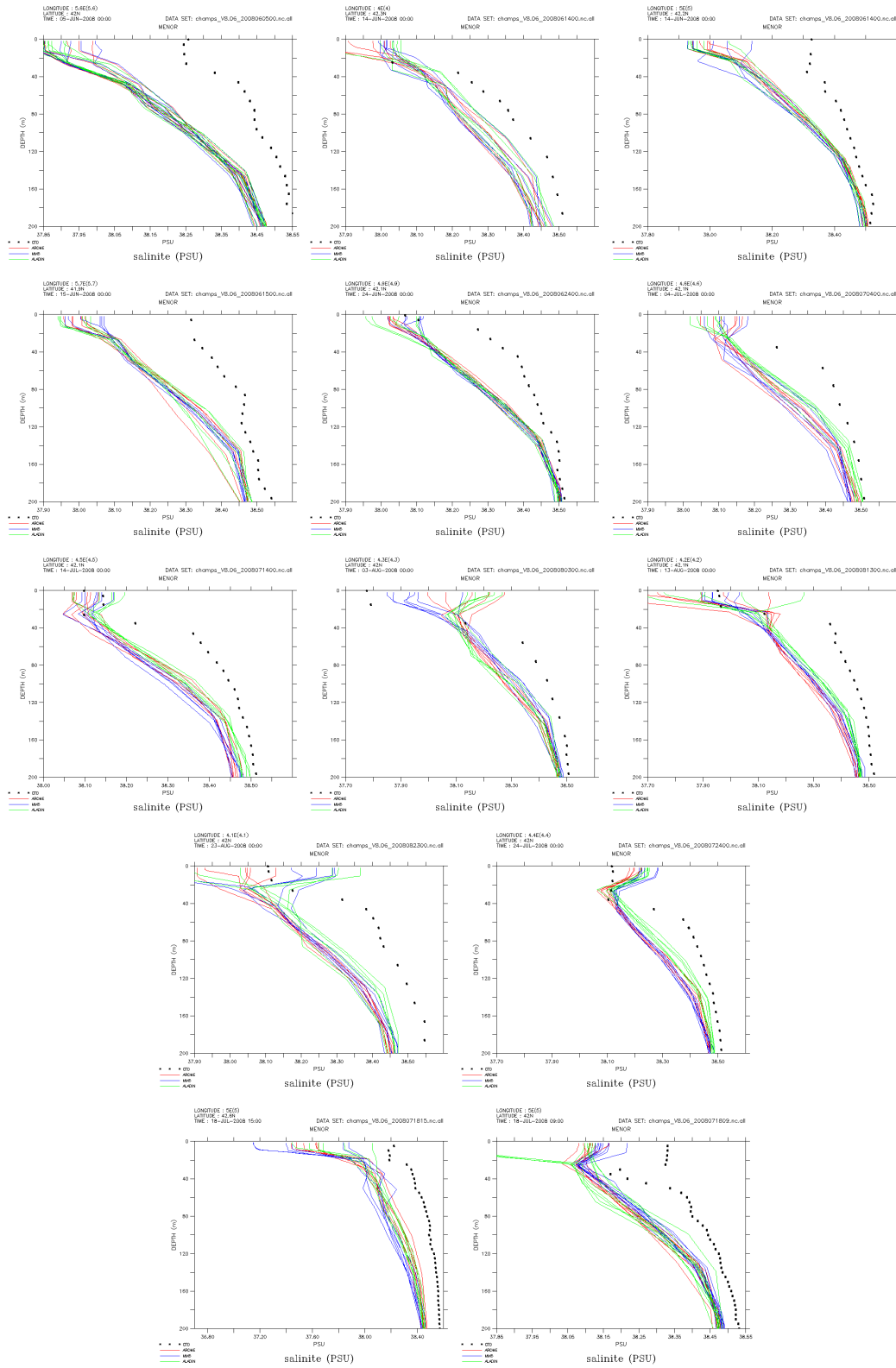


FIG. E.5 – Profils de salinité ARGO et CTD (dernière ligne) entre 0 et 200m. Les comparaisons ont été effectuées pour les sorties de modèles dans un rayon de 10km autour de la mesure.

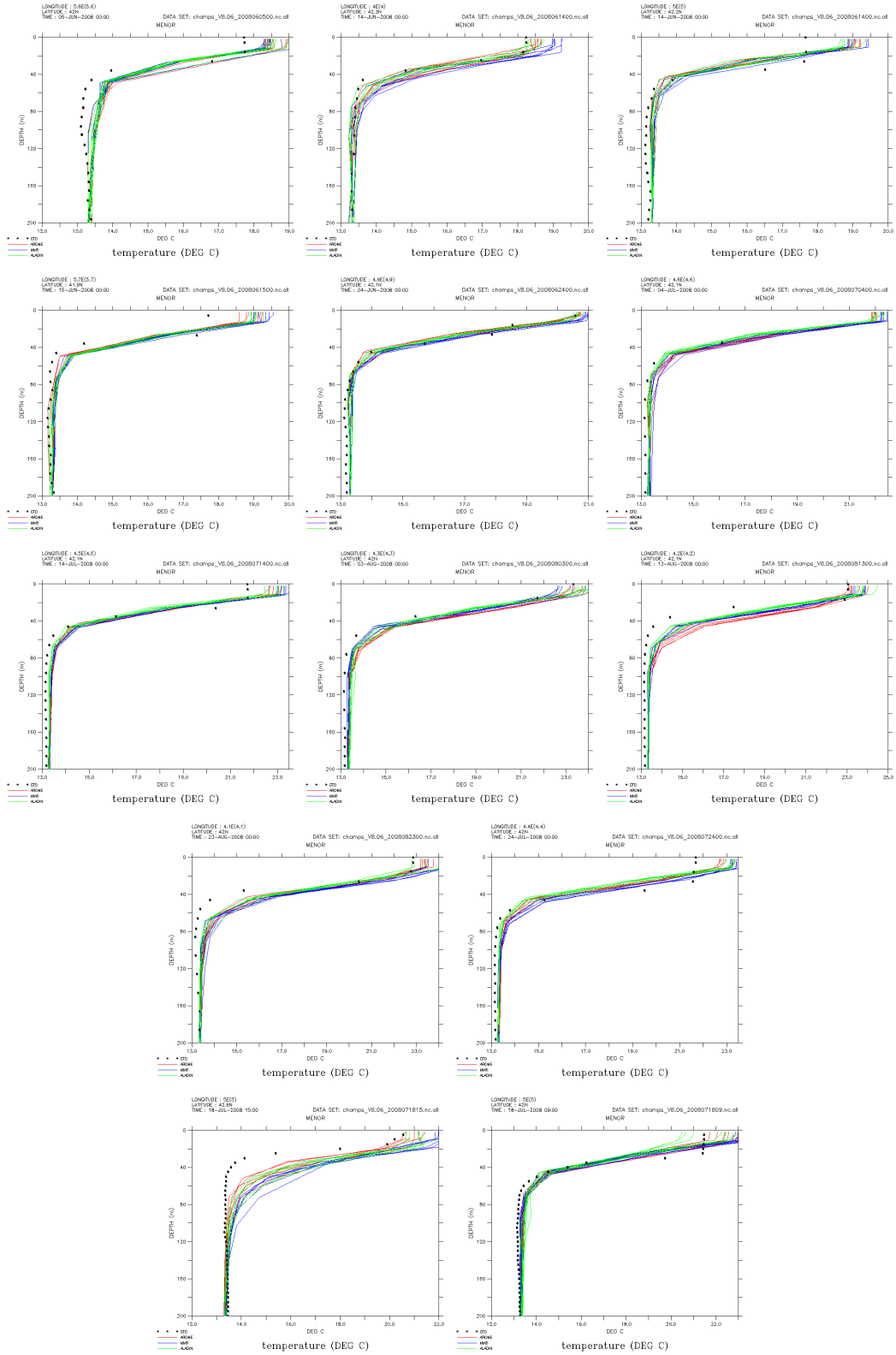


FIG. E.6 – Profils de température ARGO et CTD (dernière ligne) entre 0 et 200m. Les comparaisons ont été effectuées pour les sorties de modèles dans un rayon de 10km autour de la mesure.

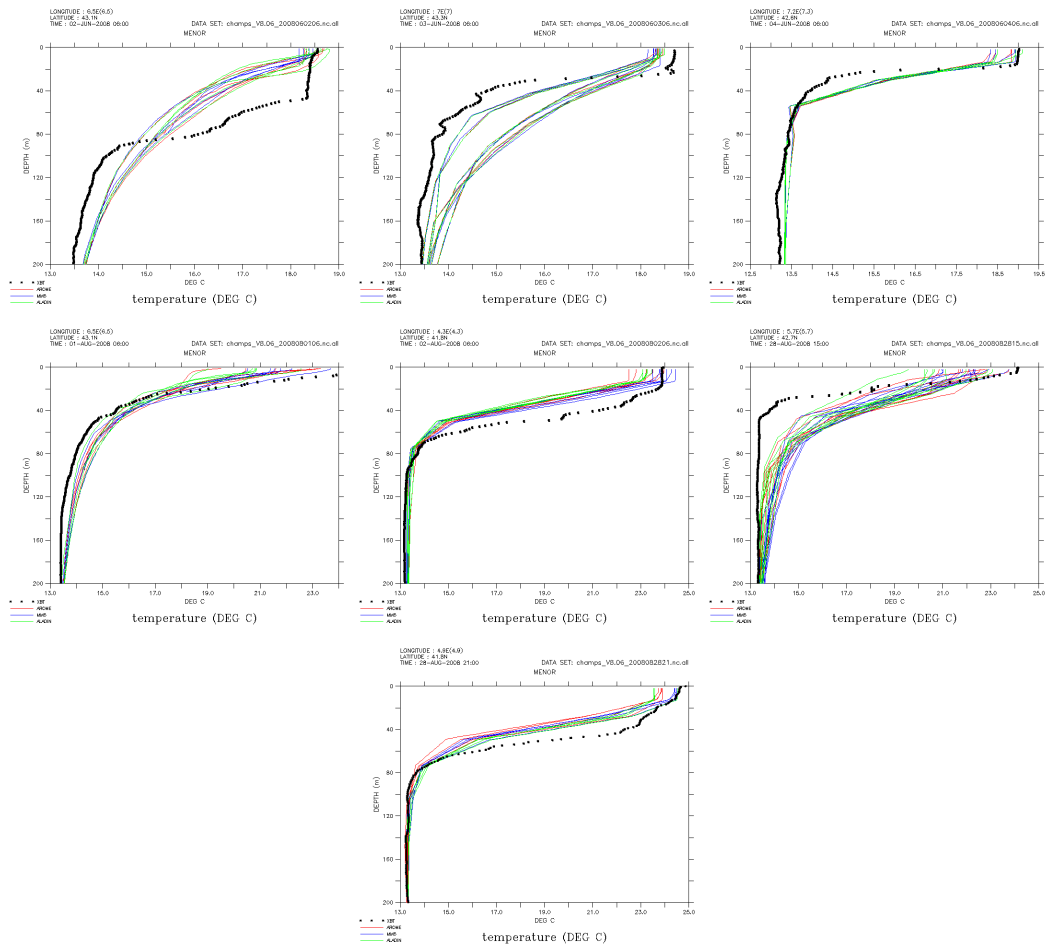


FIG. E.7 – Profils de température XBT entre 0 et 200m. Les comparaisons ont été effectuées pour les sorties de modèles dans un rayon de 10km autour de la mesure.

Validation des sorties hydrodynamiques : mouillages MEDCHANGE

F

DANS le cadre du projet MEDCHANGE, conçu pour étudier l'évolution et la conservation de la biodiversité en Méditerranée face au changement global, différents mouillages ont été mis en place. En particulier, des mesures de température sont disponibles en différents endroits le long du littoral, avec des acquisitions horaires entre 5m et 40m de profondeur. Cette annexe présente les comparaisons entre les observations et les sorties de modèles selon le forçage atmosphérique, pour 4 mouillages du GoL : Riou, Banyuls, Creus Sud et Creus Nord.

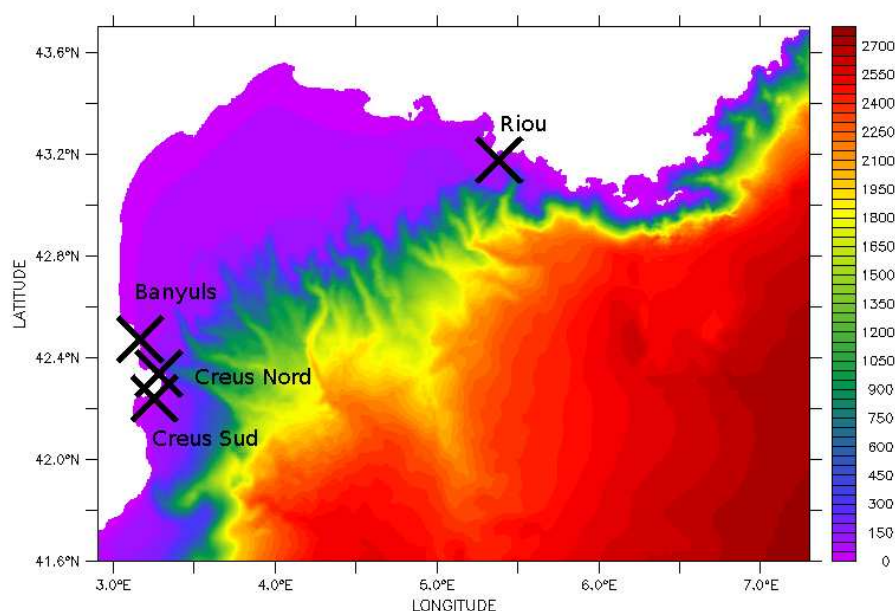


FIG. F.1 – Localisation des mouillages MEDCHANGE, superposés à la bathymétrie (m).

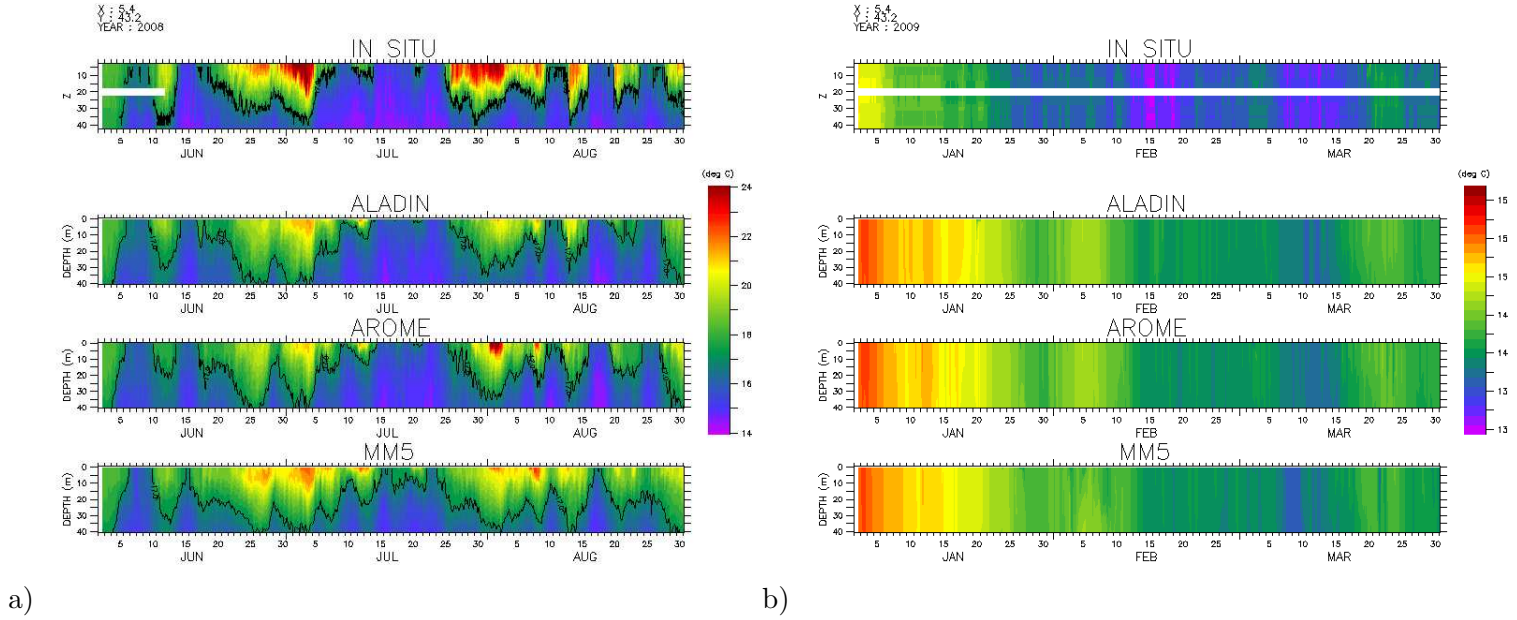


FIG. F.2 – Évolution temporelle du profil de température à Riou : mesures in situ et modèles. a) Été 2008, b) hiver 2009.

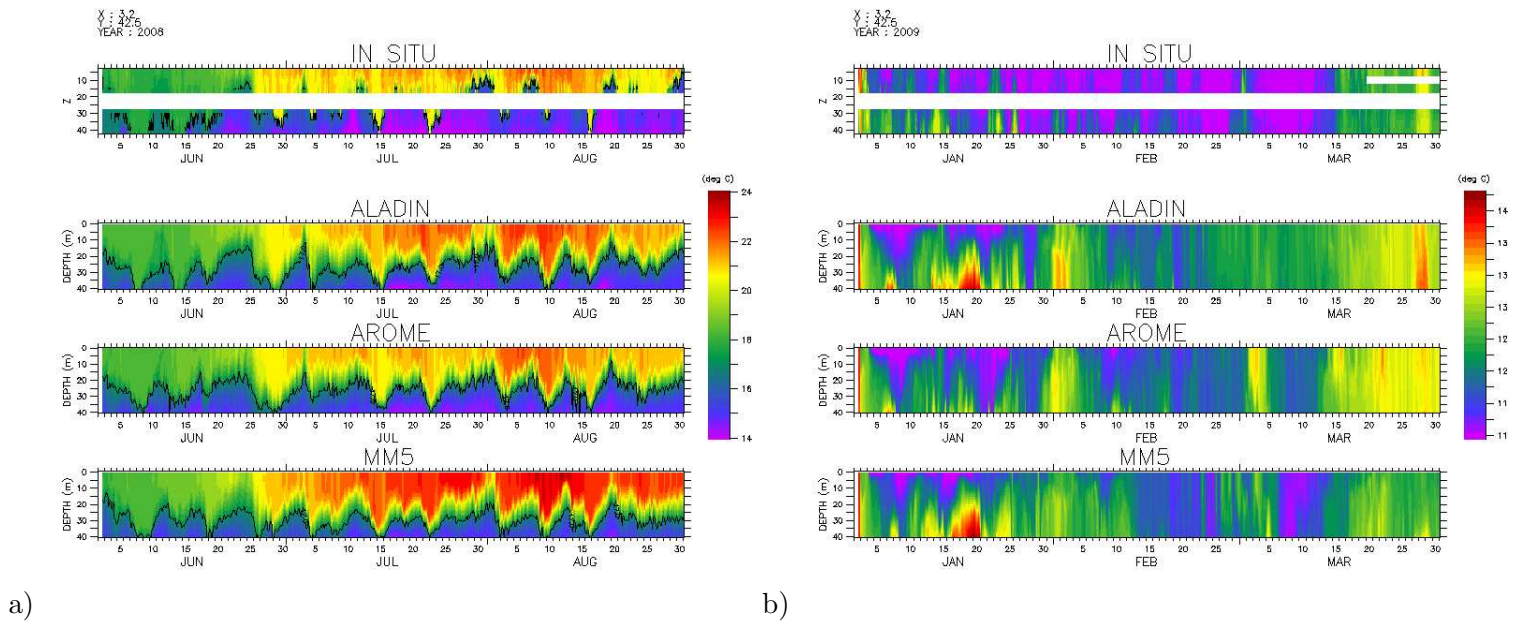


FIG. F.3 – Évolution temporelle du profil de température à Banyuls : mesures in situ et modèles. a) Été 2008, b) hiver 2009.

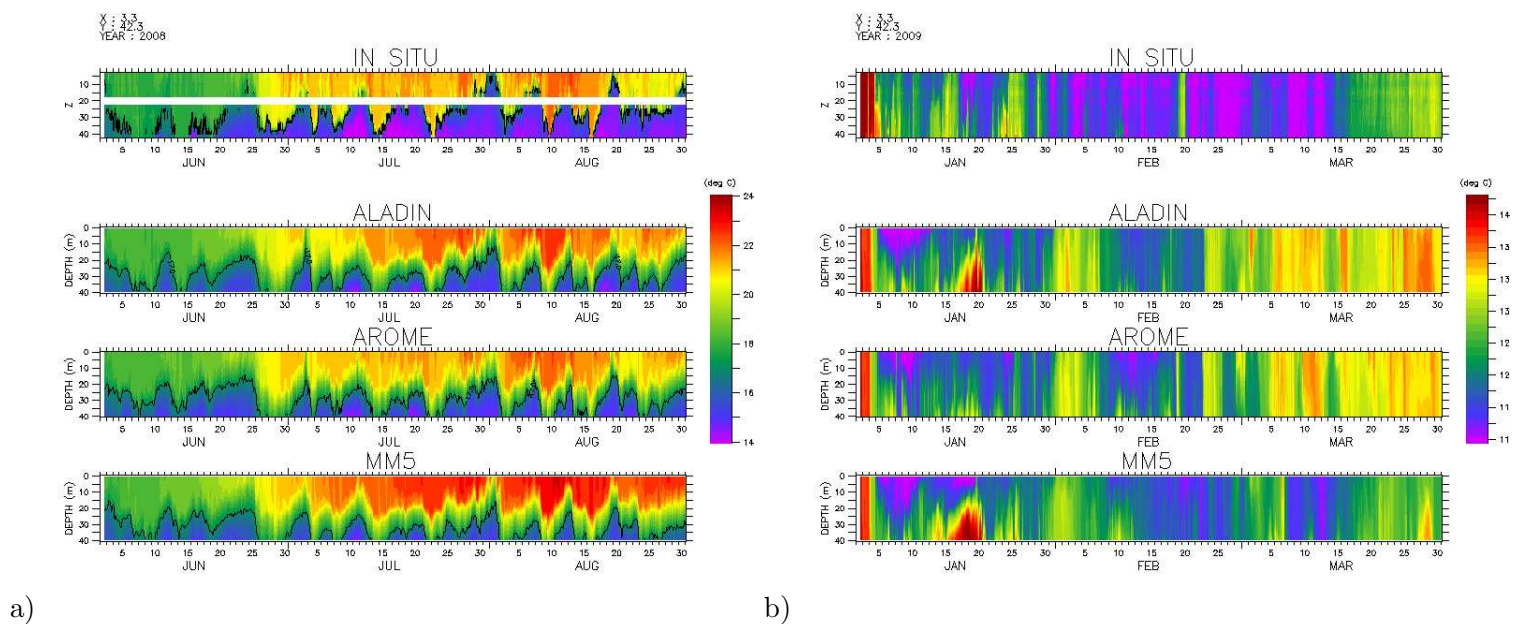


FIG. F.4 – Évolution temporelle du profil de température à Creus Nord : mesures in situ et modèles. a) Été 2008, b) hiver 2009.

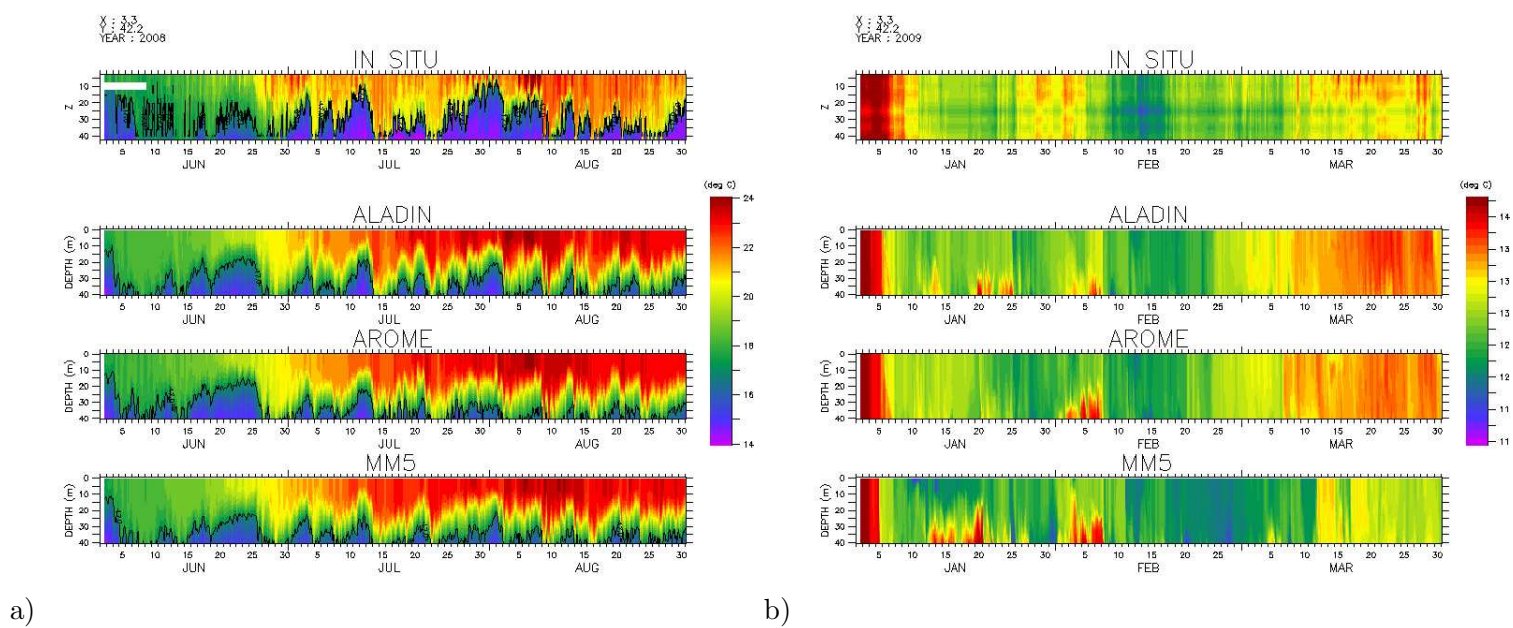


FIG. F.5 – Évolution temporelle du profil de température à Creus Sud : mesures in situ et modèles. a) Été 2008, b) hiver 2009.

Trajectoire des bouées lagrangiennes Sardone

G

PARMIS les observations disponibles en été 2008, deux bouées lagrangiennes droguées à 15m (Sardone) sont restées dans le GoL pendant quelques semaines, mettant en évidence des tourbillons et des intrusions sur le plateau. Leurs trajectoires ont été comparées aux courants modélisés, moyennés sur 2 jours.

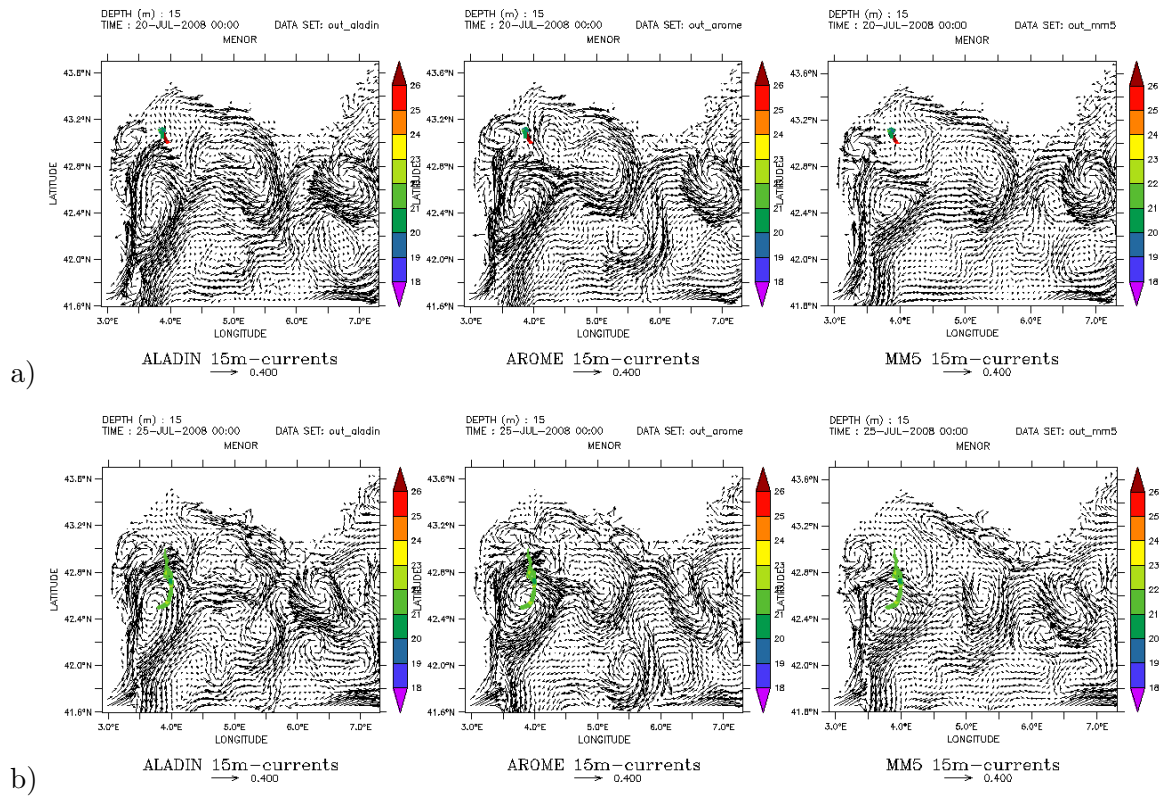


FIG. G.1 – Courants à 15m de profondeur moyennés sur 2 jours. De gauche à droite : simulations forcées par ALADIN, AROME et MM5. Les trajectoires pendant cette période de 2 bouées lagrangiennes (Sardone) droguées à 15m sont superposées. La palette de couleur représente la température de surface mesurée. Les images sont échantillonnées tous les 5 jours.

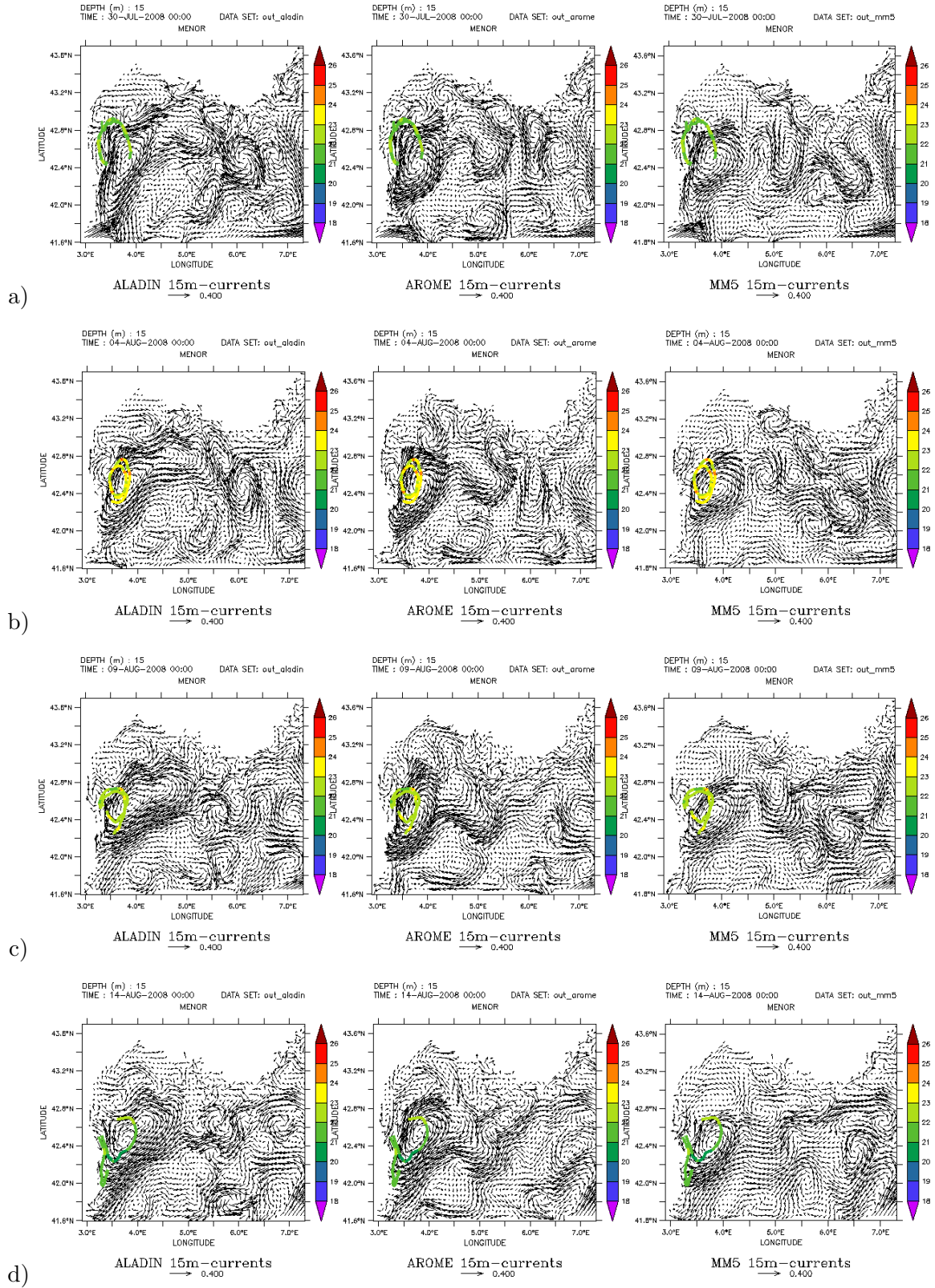


FIG. G.2 – Suite.

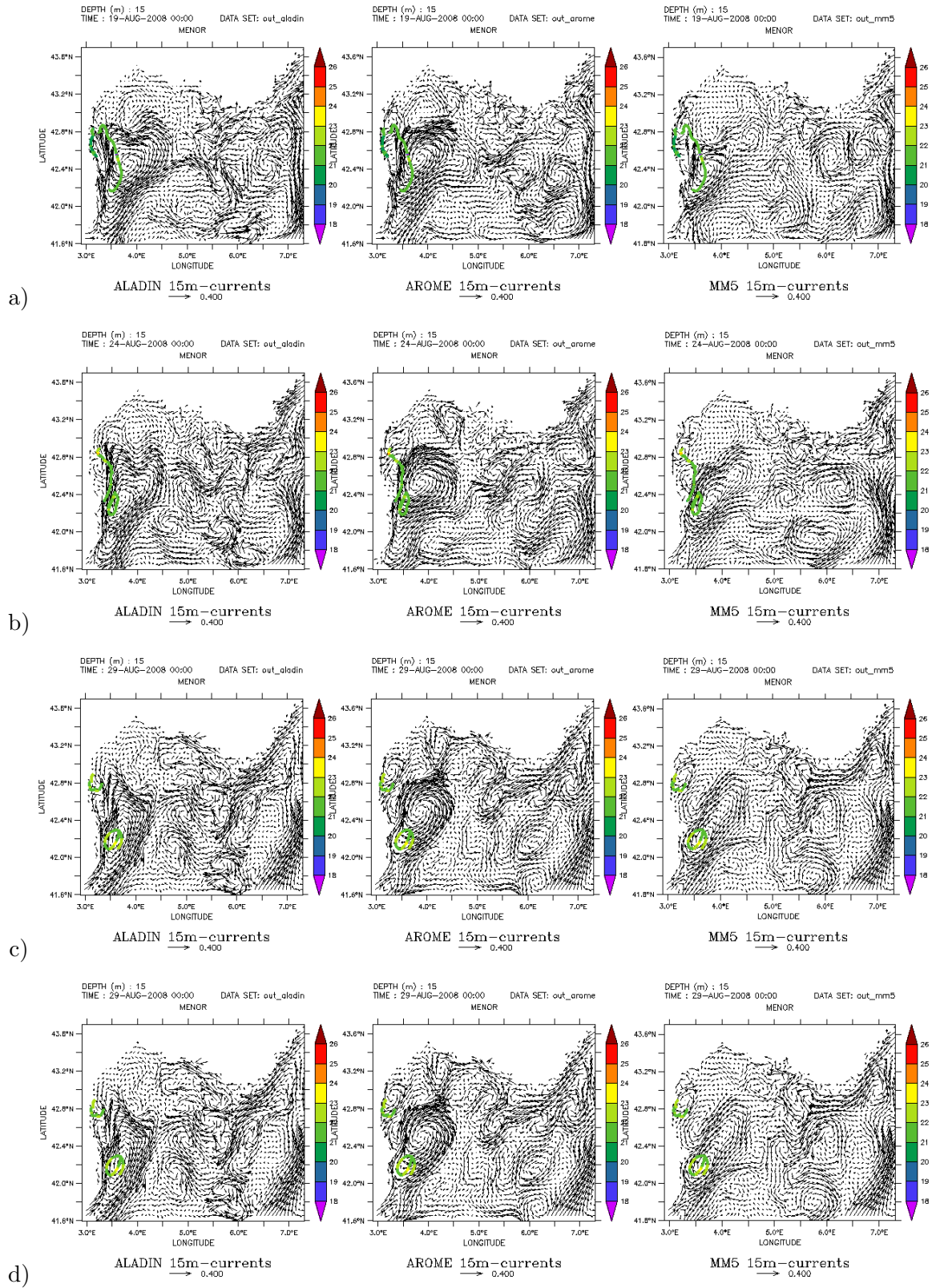


FIG. G.3 – Suite.

Épisodes d'upwellings en été 2008

H

DANS cette annexe, chaque épisode d'upwelling identifié dans les sorties de modèles figure 8.10 est évalué à l'aide d'observations, via la SST. Les images satellites de SST sont issues des produits NAR (North Atlantic Regional) de la NOAA : 4 par jours (02h, 10h, 12h, 20h), avec une résolution spatiale de 0.1°. Les épisodes ayant eu lieu avant le 14 juin 2008 sont manquants pour cause de mauvaise qualité des images satellite. La figure H.1 rappelle les principales cellules d'upwelling identifiées dans le passé.

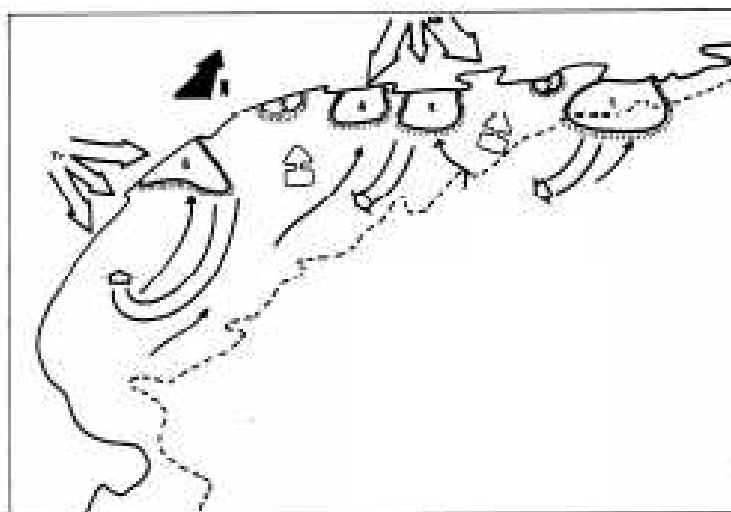


FIG. H.1 – Représentation schématique des 6 cellules d'upwellings selon Millot (1990). Les flèches doubles représentent les courants de surface, les flèches simples les courants de fond.

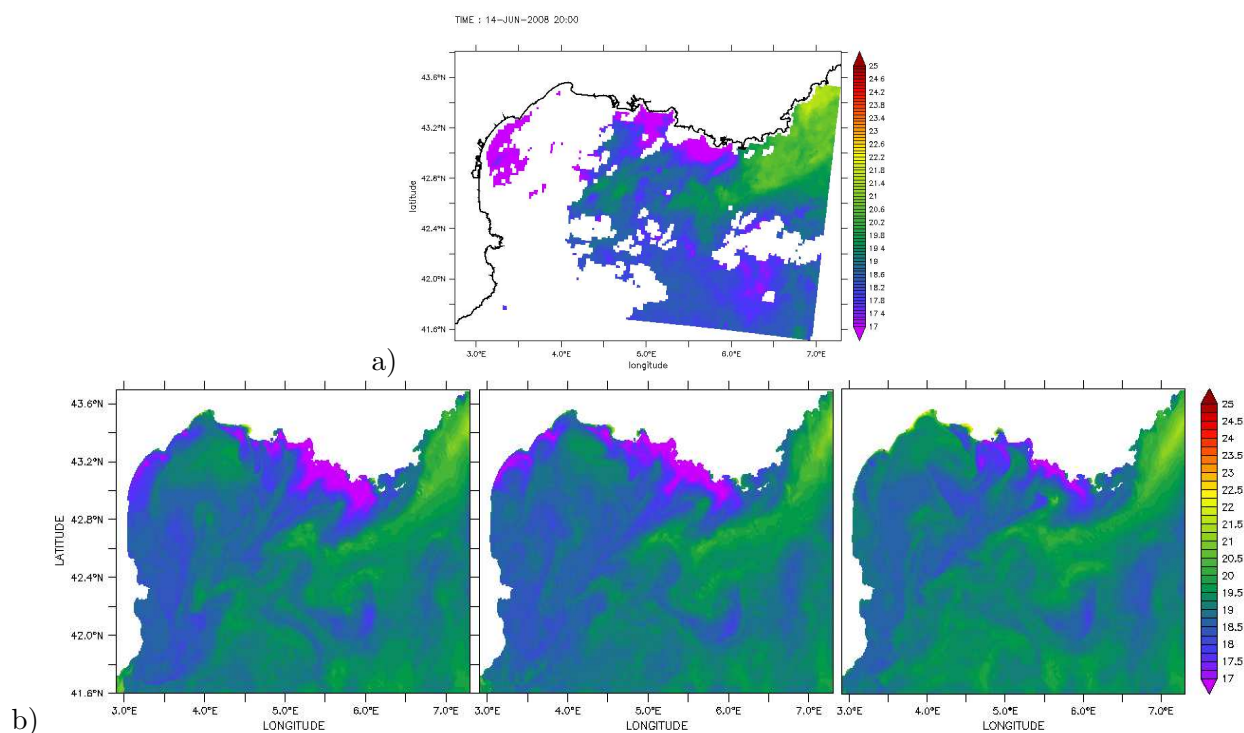


FIG. H.2 – a) SST satellite, b) modèles le 14 juin 2008 à 20h. Simulations avec, de gauche à droite : ALADIN, AROME, MM5.

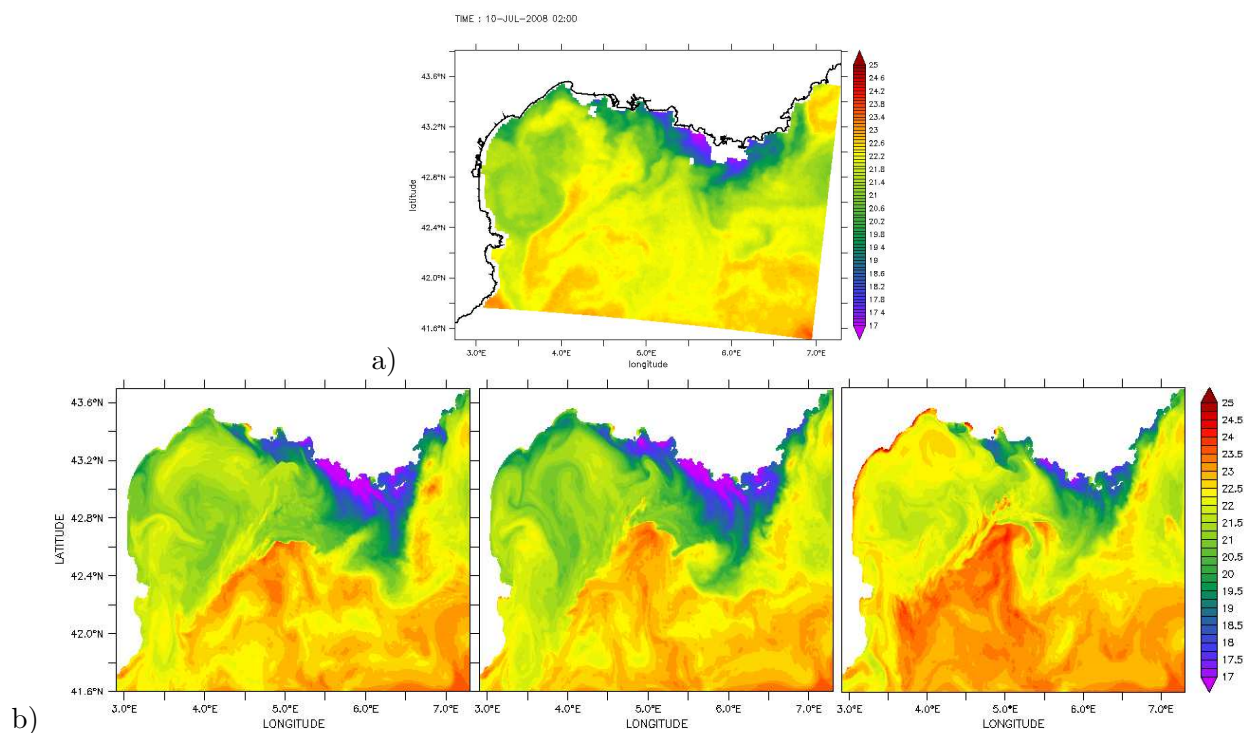
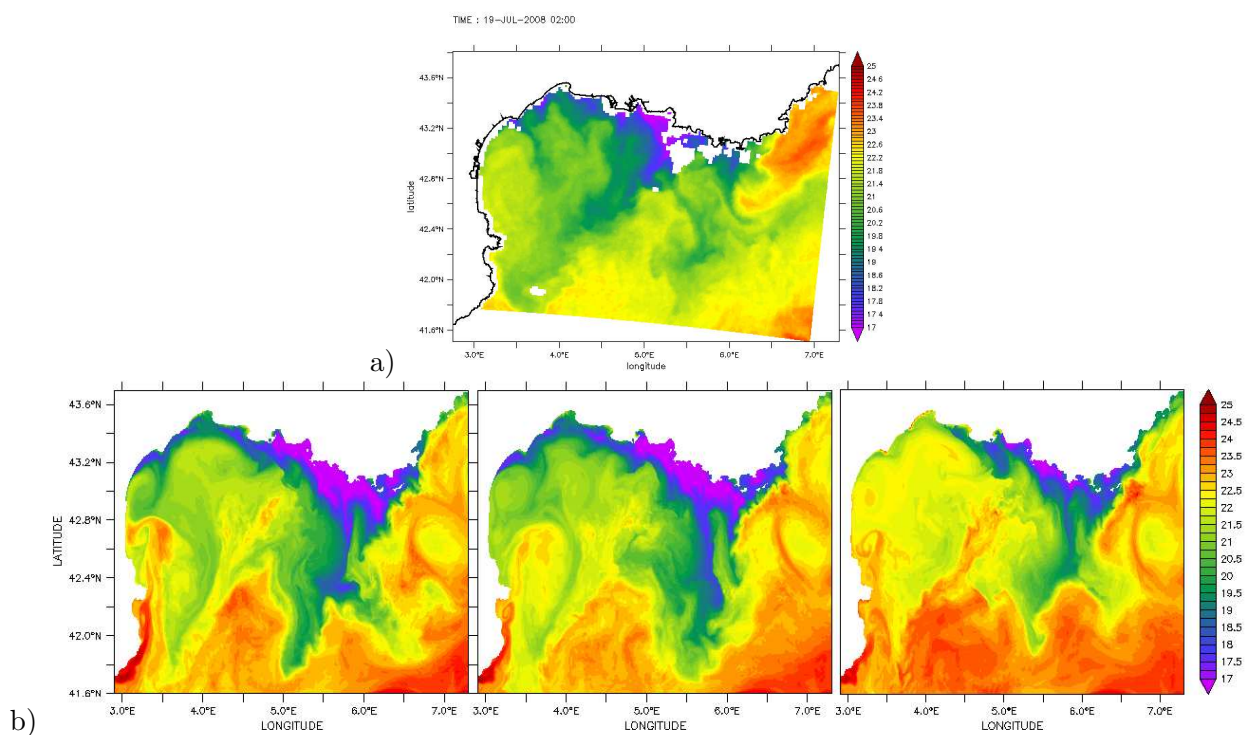
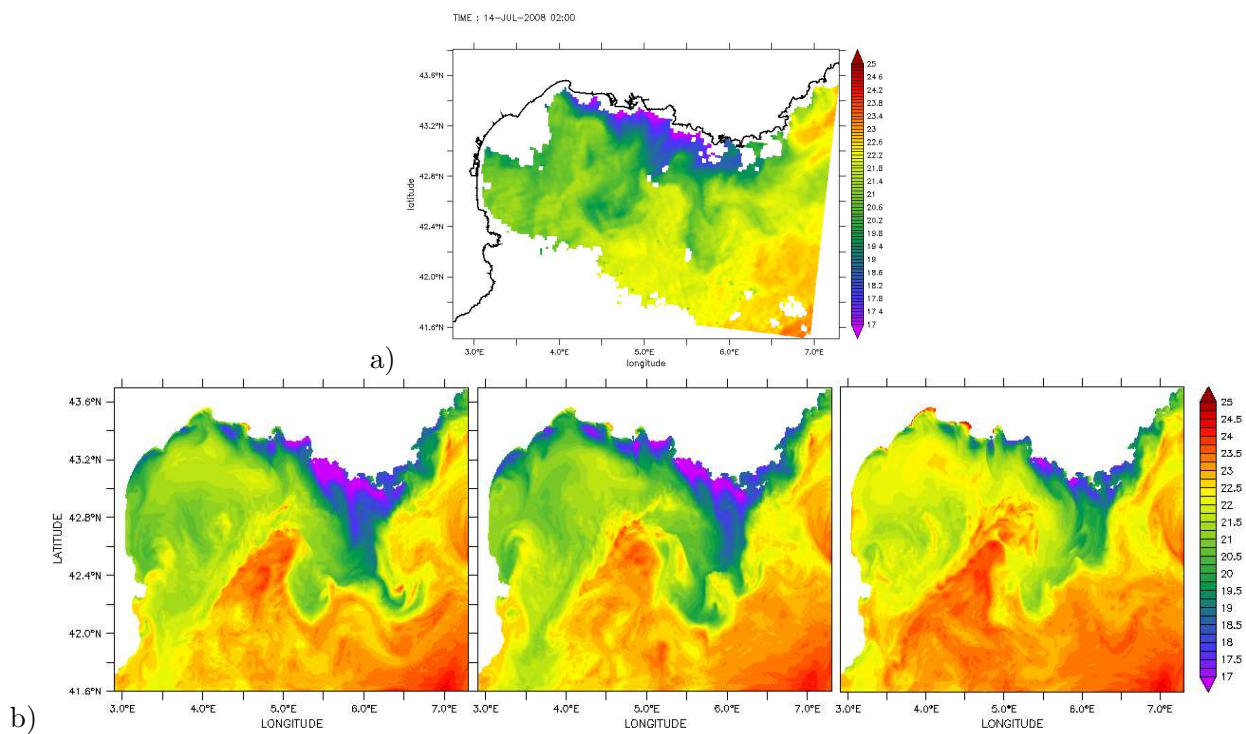
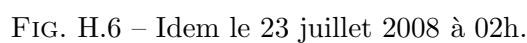
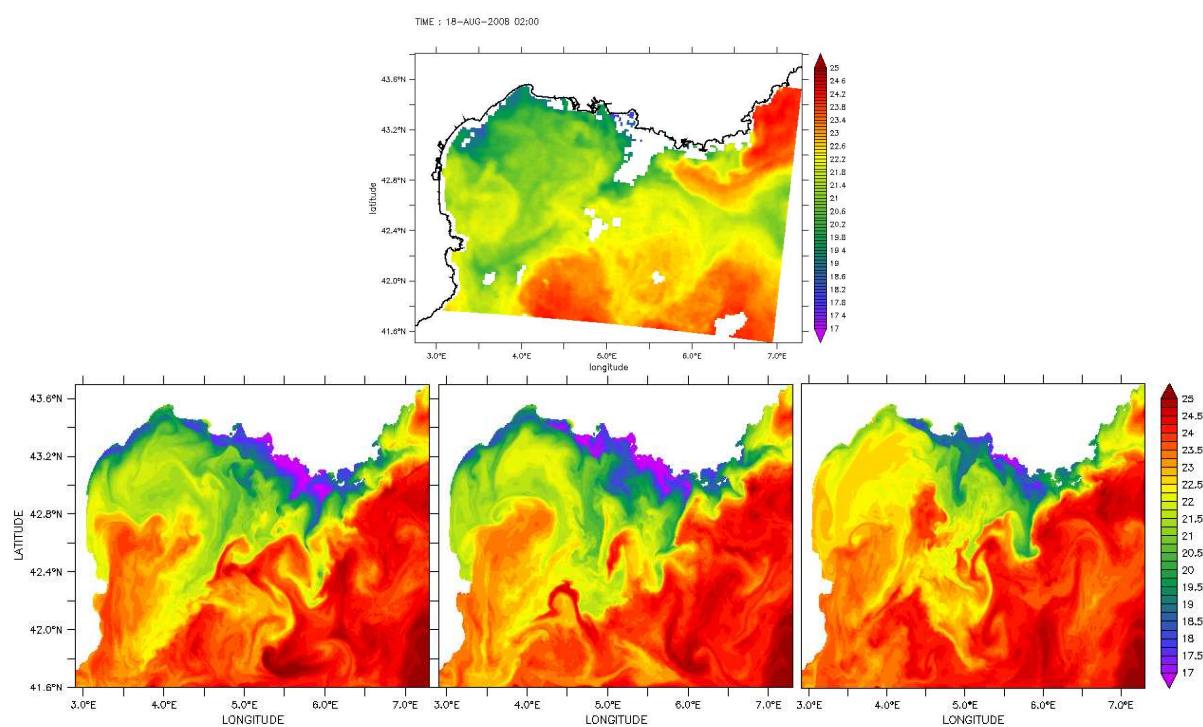
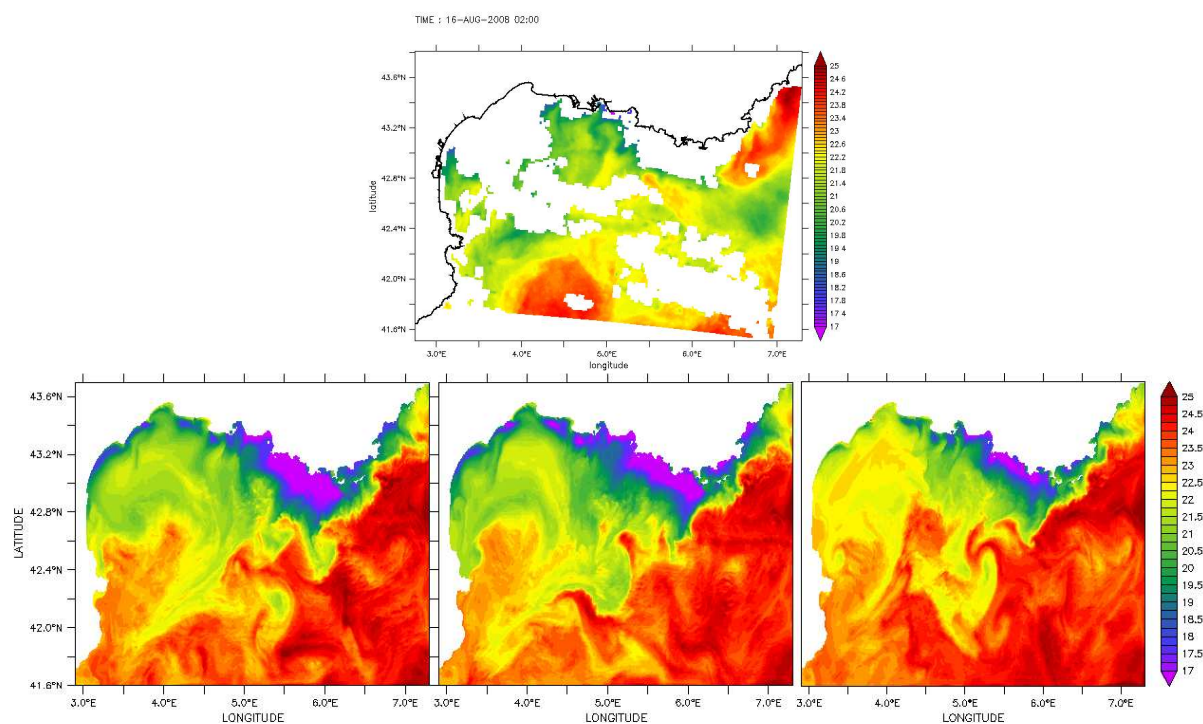


FIG. H.3 – Idem le 10 juillet 2008 à 02h.







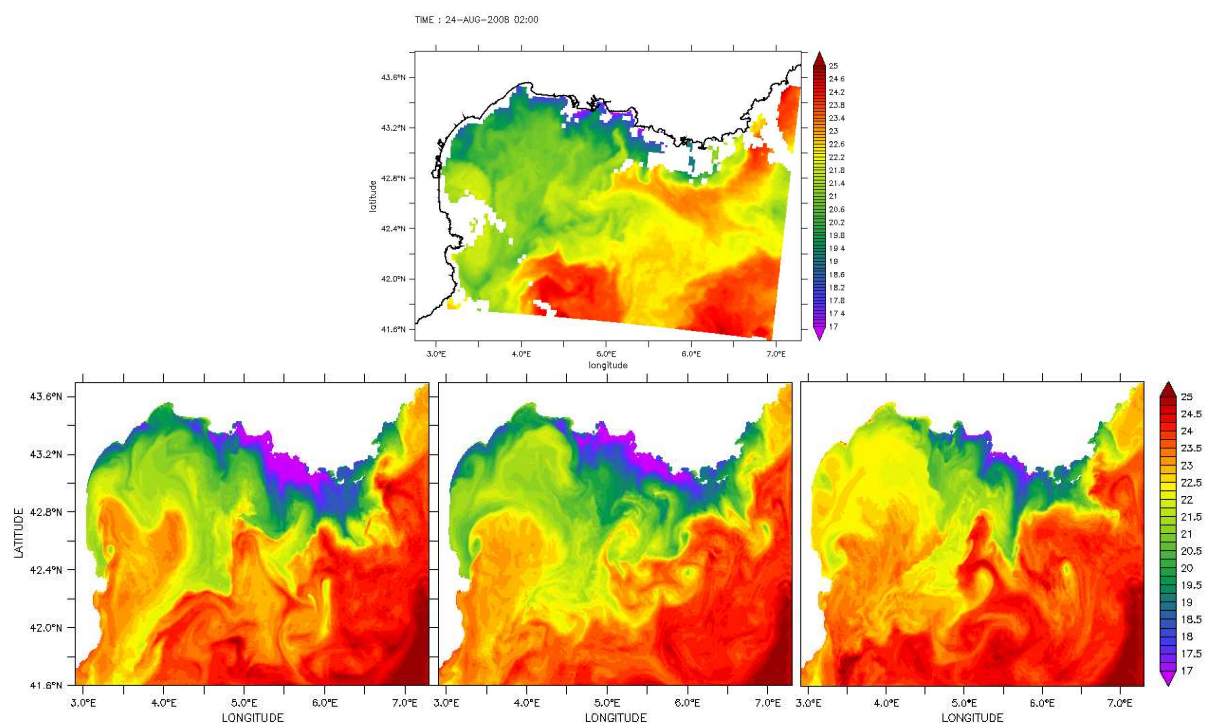


FIG. H.10 – Idem le 24 août 2008 à 02h.

Bibliographie

- C. Alberola et C. Millot. Circulation in the French mediterranean coastal zone near Marseilles : influence of wind and the Northern Current. *Continental Shelf Research*, 23 :587–610, 2003.
- C. Alberola, C. Millot, et J. Font. On the seasonal and mesoscale variabilities of the northern current during the PRIMO-O experiment in the western Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta*, 18(2) :163–192, 1995.
- A. Allou, P. Forget, et J.L. Devenon. Submesoscale vortex structures at the entrance of the Gulf of Lions in the Northwestern Mediterranean Sea. *Continental Shelf Research*, 30(7) :724 – 732, 2010. ISSN 0278-4343.
- G. Andre. *Échanges côte-large à moyenne échelle au niveau de la pente continentale du Golfe du Lion. Processus et modélisation*. PhD thesis, Laboratoire de Sondages Electromagnetiques de l’Environnement Terrestre., 2007.
- G. Andre, P. Garreau, et P. Fraunie. Mesoscale slope current variability in the Gulf of Lions. Interpretation of in situ measurements using a three dimensional model. *Continental Shelf Research*, 29(2) :407–423, FEB 15 2009.
- G. Andre, P. Garreau, V. Garnier, et P. Fraunie. Modelled variability of the sea surface circulation in the North Western Mediterranean Sea and in the Gulf of Lions. *Ocean Dynamics*, 55 :294–308, 2005.
- A. Arakawa et V.R. Lamb. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Meth Comput Phys*, 17 :173–265, 1977.
- M. Astraldi et G.P. Gasparini. The seasonal characteristics of the circulation in the north mediterranean basin and their relationship with the atmospheric-climatic conditions. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 97(C6) :9531–9540, JUN 15 1992. ISSN 0148-0227.
- F Auclair, P Marsaleix, et C Estournel. The penetration of the Northern Current over the Gulf of Lions (Mediterranean) as a downscaling problem. *Oceanologica Acta*, 24 (6) :529 – 544, 2001.
- G Avicola et P Huq. The characteristics of the recirculating bulge region in coastal buoyant outflows. *Journal of Marine Research*, 61(4) :435–463, JUL 2003. ISSN 0022-2402.
- D. Barrick. Theory of HF and VHF propagation across the rough sea, 2, Application to HF and VHF propagation above the sea. *Radio Science*, 6(3) :527–533, 1971.

- E.D. Barton, M.L. Argote, J. B., P.M. Kosro, M.L., J.M. Robles, R.L. Smith, A. Trasvifia, et H.S. Velez. Supersquirt : Dynamics of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Oceanography*, 6 :23–30, 1993.
- Philipovitch T. Basdevant, C. On the validity of the “Weiss criterion” in two-dimensional turbulence. *Physica D*, 113 :17–30, 1994.
- C.J. Bassin, L. Washburn, M. Brzezinski, et E. McPhee-Shaw. Sub-mesoscale coastal eddies observed by high frequency radar : A new mechanism for delivering nutrients to kelp forests in the Southern California Bight. *Geophysical Research Letters*, 32(12), JUN 18 2005. ISSN 0094-8276.
- S. Bastin, P. Drobinski, V. Guenard, J.L. Caccia, B. Campistron, A.M. Dabas, P. Delville, O. Reitebuch, et C. Werner. On interaction between sea breeze and summer mistral at the exit of the Rhone Valley. *Monthly Weather Review*, 134(6) :1647–1668, JUN 2006. ISSN 0027-0644.
- J.P. Bethoux, X. Durrieu de Madron, F. Nyffeler, et D. Tailliez. Deep water in the western Mediterranean : peculiar 1999 and 2000 characteristics, shelf formation hypothesis, variability since 1970 and geochemical inferences. *Journal Of Marine Systems*, 33 : 117–131, JUN 1 2002. ISSN 0924-7963.
- E. Blayo et L. Debreu. Revisiting open boundary conditions from the point of view of characteristic variables. *Ocean Modelling*, 9(3) :231–252, 2005. ISSN 1463-5003.
- A.F. Blumberg et G.L. Mellor. A description of a three dimensional coastal ocean circulation model. *Three-dimensional Coastal Ocean Models. Coastal and Estuarine Sciences*, 4 :1–16, 1987.
- K. Boniface, V. Ducrocq, G. Jaubert, X. Yan, P. Brousseau, F. Masson, C. Champollion, J. Chery, et E. Doerflinger. Impact of high-resolution data assimilation of GPS zenith delay on Mediterranean heavy rainfall forecasting. *Annales Geophysicae*, 27(7) :2739–2753, 2009. ISSN 0992-7689.
- F. Bourrin et X. Durrieu de Madron. Contribution to the study of coastal rivers and associated prodeltas to sediment supply in the Gulf of Lions (NW Mediterranean Sea). *Vie et milieu - Life and environment*, 56(4) :307–314, 2006.
- F. Bouttier. AROME, avenir de la prévision régionale. *La Meteorologie*, 58 :12–20, 2007.
- KE Brainerd et MC Gregg. Diurnal Restratification And Turbulence In The Oceanic Surface Mixed-Layer .1. Observations. *Journal Of Geophysical Research-Oceans*, 98 (C12) :22645–22656, DEC 15 1993. ISSN 0148-0227.
- P. Broche, J.L. Devenon, P. Forget, J.C. de Maistre, J.J. Naudin, et G. Cauwet. Experimental study of the Rhône plume. Part I : Physics and dynamics. *Oceanologica Acta*, 21(6) :725–738, 1998.
- C.L. Brossier, V. Ducrocq, et H. Giordani. Effects of the air-sea coupling time frequency on the ocean response during Mediterranean intense events. *Ocean Dynamics*, 59(4) : 539–549, AUG 2009. ISSN 1616-7341.
- P. Brousseau, F. Bouttier, G. Hello, Y. Seity, C. Fischer, L. Berre, T. Montmerle, L. Auger, et S. Malardel. A prototype convective-scale data assimilation system for operation : the Arome-RUC. *HIRLAM Technical Report*, 68 :23–30, 2008.

- H.L. Bryden, J. Candela, et T.H. Kinder. Exchange through the strait of Gibraltar. *Progress In Oceanography*, 33(3) :201–248, 1994. ISSN 0079-6611.
- R. Bubnova, G. Hello, P. Benard, et J.F. Geleyn. Integration Of The Fully Elastic Equations Cast In The Hydrostatic-Pressure Terrain-Following Coordinate In The Framework Of The ARPEGE/Aladin NWP System. *Monthly Weather Review*, 123 (2) :515–535, FEB 1995. ISSN 0027-0644.
- H. Burchard et R. Hofmeister. A dynamic equation for the potential energy anomaly for analysing mixing and stratification in estuaries and coastal seas. *Estuarine Coastal And Shelf Science*, 77(4) :679–687, MAY 10 2008. ISSN 0272-7714.
- L. Cavaleri et L. Bertotti. Accuracy of the modelled wind and wave fields in enclosed seas. *Tellus Series A-Dynamic Meteorology And Oceanography*, 56(2) :167–175, MAR 2004. ISSN 0280-6495.
- R.J. Chant, S.M. Glenn, E. Hunter, J. Kohut, R.F. Chen, R.W. Houghton, J. Bosch, et O. Schofield. Bulge formation of a buoyant river outflow. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 113(C1), JAN 24 2008.
- C. Chavanne, P. Flament, R. Lumpkin, B. Dousset, et A. Bentamy. Scatterometer observations of wind variations induced by oceanic islands : Implications for wind-driven ocean circulation. *Canadian Journal Of Remote Sensing*, 28(3) :466–474, JUN 2002. ISSN 0703-8992.
- D.B. Chelton, R.A. DeSzoeke, M.G. Schlax, K. El Naggar, et N. Siwertz. Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation. *Journal Of Physical Oceanography*, 28(3) :433–460, MAR 1998. ISSN 0022-3670.
- D.B. Chelton, Michael G. Schlax, et Roger M. Samelson. Summertime coupling between sea surface temperature and wind stress in the California Current System. *Journal Of Physical Oceanography*, 37(3) :495–517, MAR 2007. ISSN 0022-3670.
- B.J. Choi et J.L. Wilkin. The effect of wind on the dispersal of the Hudson River plume. *Journal of Physical Oceanography*, 37(7) :1878–1897, JUL 2007.
- P. Conan et C. Millot. Variability of the northern current off Marseilles, Western Mediterranean Sea, from February to June 1992. *Oceanologica Acta*, 18(2) :193–205, 1995.
- C. Coulliette, F. Lekien, J.D. Paduan, G. Haller, et J.E. Marsden. Optimal pollution mitigation in Monterey Bay based on coastal radar data and nonlinear dynamics. *Environ. Sci. Technol.*, 41(18) :6562–6572, 2007.
- P. Courtier, J.N. Thepaut, et A. Hollingsworth. A strategy for operational implementation of 4D-VAR, using an incremental approach. *Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society*, 120(519, Part B) :1367–1387, JUL 1994. ISSN 0035-9009.
- M. Crepon et C. Richez. Transient upwelling generated by two-dimensional atmospheric forcing and variability in the coastline. *J. Phys. Oceanogr.*, 12 :1437–1457, 1982.
- M. Crepon, L. Wald, et J. Monget. Low-frequency waves in the Ligurian Sea during december 1977. *Journal of Geophysical Research*, 87 (C1) :595–600, 1982.

- A.M. Davies et J.X. Xing. Modelling processes influencing wind-induced internal wave generation and propagation. *Continental Shelf Research*, 24(18) :2245–2271, DEC 2004. ISSN 0278-4343.
- G.J. De Boer, J.D. Pietrzak, et J.C. Winterwerp. Using the potential energy anomaly equation to investigate tidal straining and advection of stratification in a region of freshwater influence. *Ocean Modelling*, 22(1-2) :1–11, 2008. ISSN 1463-5003.
- T.D. Dickey. The emergence of concurrent high-resolution physical and bio-optical measurements in the upper ocean and their applications. *Rev. of Geophys.*, 29(3) :383–413, 1991.
- T.D. Dickey. Emerging ocean observations for interdisciplinary data assimilation systems. *J. Marine Syst.*, 40-41 :5–48, 2003.
- C. Dufau-Julliand, P. Marsaleix, A. Petrenko, et I. Dekeyser. Three-dimensional modeling of the Gulf of Lion’s hydrodynamics (northwest Mediterranean) during January 1999 (MOOGLI3 Experiment) and late winter 1999 : Western Mediterranean Intermediate Water’s (WIW’s) formation and its cascading over the shelf break. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 109(C11), NOV 4 2004. ISSN 0148-0227.
- F. Dufois, P. Garreau, P. Le Hir, et P. Forget. Wave- and current-induced bottom shear stress distribution in the Gulf of Lions. *Continental Shelf Research*, 28 :1920–1934, 2008.
- X. Durrieu de Madron, L. Denis, F. Diaz, N. Garcia, C. Guieu, C. Grenz, M.D. Loye-Pilot, W. Ludwig, T. Moutin, P. Raimbault, et C. Ridame. Nutrients and carbon budgets for the Gulf of Lion during the Moogli cruises. *Oceanologica Acta*, 26(4) : 421–433, SEP 2003. ISSN 0399-1784.
- X. Durrieu de Madron, V. Zervakis, A. Theocharis, et D. Georgopoulos. Comments on “Cascades of dense water around the world ocean”. *Progress In Oceanography*, 64(1) : 83–90, 2005. ISSN 0079-6611.
- V. Echevin, M. Crepon, et L. Mortier. Interaction of a Coastal Current with a Gulf : Application to the Shelf Circulation of the Gulf of Lions in the Mediterranean Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 33 :188–206, 2002.
- V. Echevin, M. Crepon, et L. Mortier. Simulations and analysis of the mesoscale circulation in the northwestern Mediterranean Sea. *Annales Geophysicae*, 21 :281–297, 2003.
- H.H. Essen, K.W. Gurgel, et T. Schlick. On the accuracy of current measurements by means of HF radar. *IEEE. J. Oceanic Eng.*, 25 :472–480, 2000.
- C. Estournel, F. Auclair, M. Lux, C. Nguyen, et P. Marsaleix. “Scale oriented” embedded modeling of the North-Western Mediterranean in the frame of MFSTEP. *Ocean Science*, 5(2) :73–90, 2009. ISSN 1812-0784.
- C. Estournel, P. Broche, P. Marsaleix, J.L. Devenon, F. Auclair, et R. Vehil. The Rhone river plume in unsteady conditions : Numerical and experimental results. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 53(1) :25–38, 2001.

- C. Estournel, X. Durrieu de Madron, P. Marsaleix, F. Auclair, C. Julliand, et R. Vehil. Observation and modelisation of the winter coastal oceanic circulation in the gulf of lions under wind conditions influenced by the continental orography (FETCH experiment). *Journal of Geophysical Research*, 108 (C3) :8059, 2003.
- C. Estournel, V. Kondrachoff, P. Marsaleix, et R. Vehil. The plume of the Rhone : Numerical simulation and remote sensing. *Continental Shelf Research*, 17(8) :899–&, 1997.
- W. Fennel et H.U. Lass. On the impact of wind curls on coastal currents. *Journal of Marine Systems*, 68 :128–142, 2007.
- C. Fischer, T. Montmerle, L. Berre, L. Auger, et S.E. Stefanescu. An overview of the variational assimilation in the ALADIN/France numerical weather-prediction system. *Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society*, 131(613, Part C) :3477–3492, OCT 2005. ISSN 0035-9009. 4th WMO International Symposium on Assimilation of Observations in Meteorology and Oceanography, Prague, CZECH REPUBLIC, APR 18-22, 2005.
- C. Flamant. Alpine lee cyclogenesis influence on air-sea heat exchanges and marine atmospheric boundary layer thermodynamics over the western Mediterranean during a Tramontane/Mistral event. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 108(C2), FEB 11 2003. ISSN 0148-0227.
- M.M. Flexas, X.D. de Madron, M.A. Garcia, M. Canals, et P. Arnau. Flow variability in the Gulf of Lions during the MATER HFF experiment (March-May 1997). *Journal of Marine Systems*, 33 :197–214, 2002.
- M.M. Flexas, G.J.F. van Heijst, et R.R. Trieling. The behavior of jet currents over a continental slope topography with a possible application to the Northern Current. *Journal Of Physical Oceanography*, 35(5) :790–810, MAY 2005. ISSN 0022-3670.
- P. Forget et G. André. Can satellite-derived chlorophyll imagery be used to trace surface dynamics in coastal zone ? A case study in the Northwestern Mediterranean sea. *Sensors*, 7 :884–904, 2007.
- P. Forget, Y. Barbin, et Andre G. Monitoring of surface ocean circulation in the gulf of Lions (North-West Mediterranean Sea) using WERA HF radars. *Proceedings IGARSS, Boston, USA*, 7-11 JUL 2008.
- P. Forget, P. Broche, et J.C. Demaistre. Attenuation with distance and wind-speed of HF surface-waves over the ocean. *Radio Science*, 17(3) :599–610, 1982. ISSN 0048-6604.
- J. P. Gaspar, Y. Grégoris, et J. M. Lefevre. A simple eddy kinetic energy model for simulations of oceanic vertical mixing : Tests at station Papa and long-term upper ocean study site. *Journal Of Geophysical Research*, 95(C9) :16179–16193, 1990.
- J. Gatti. *Intrusions du Courant Nord Mediterranéen sur la partie Est du plateau continental du Golfe du Lion*. PhD thesis, Laboratoire d’Oceanologie Physique et Biogéochimique (LOPB), France, 2008.
- J. Gatti, A. Petrenko, J.L. Devenon, Y. Leredde, et C. Ulses. The Rhone river dilution zone present in the northeastern shelf of the Gulf of Lion in December 2003. *Continental Shelf Research*, 26 :1794–1805, 2006.

- G. Geernaert, S. Larsen, et F. Hansen. Measurements of wind stress, heat flux, and turbulence intensity during storm conditions over the North Sea. *Journal Of Geophysical Research*, 92(C12) :13127–13139, 1987.
- A. Gill. *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Internatinal Geophysics Series. Academic Press, W. Donn édition, 1982.
- A.E. Gill. On The Behavior Of Internal Waves In The Wakes Of Storms. *Journal Of Physical Oceanography*, 14(7) :1129–1151, 1984. ISSN 0022-3670.
- G. Grell, J. Dudhia, et D. Stauffer. A Description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). Rapport technique, 398th ed., NCAR Tech. Notes, 117 pp., 1993.
- V. Guenard, P. Drobinski, J.L. Caccia, B. Campistron, et B. Benech. An observational study of the mesoscale mistral dynamics. *Boundary-layer Meteorology*, 115(2) :263–288, MAY 2005. ISSN 0006-8314.
- V. Guenard, P. Drobinsky, J.L. Caccia, G. Tedeschi, et P. Currier. Dynamics of the MAP IOP 15 Mistral event : Observations and high-resolution numerical simulations. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 132 :757–777, 2006.
- K.W. Gurgel, G. Antonischski, H.H. Essen, et T. Schlick. Wellen Radar (WERA) : a new ground-wave HF radar for ocean remote sensing. *Coastal Engineering*, 37(3-4) : 219 – 234, 1999.
- K.W. Gurgel, H.H. Essen, et T. Schlick. The role of HF radar within operational forecasting systems of the ocean. *Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS. IEEE International*, 1 :512–514, 2002.
- S.A. Henson et A.C. Thomas. A census of oceanic anticyclonic eddies in the Gulf of Alaska. *Deep-Sea Research PART I-Oceanographic Research Papers*, 55(2) :163–176, 2008.
- M. Herrmann. *Formation et devenir des masses d’eau en Méditerranée nord-occidentale ; Influence sur l’écosystème planctonique pélagique ; Variabilité interannuelle et changement climatique*. PhD thesis, Université Toulouse III - Paul Sabatier, 2007.
- M. Herrmann, C. Estournel, M. Deque, P. Marsaleix, F. Sevault, et S. Somot. Dense water formation in the Gulf of Lions shelf : Impact of atmospheric interannual variability and climate change. *Continental Shelf Research*, 28(15, Sp. Iss. SI) :2092–2112, AUG 30 2008a. ISSN 0278-4343.
- M. Herrmann et S. Somot. Relevance of ERA40 dynamical downscaling for modeling deep convection in the Mediterranean Sea. *Geophysical Research Letters*, 35(4), FEB 21 2008. ISSN 0094-8276.
- M. Herrmann, S. Somot, F. Sevault, C. Estournel, et M. Deque. Modeling the deep convection in the northwestern Mediterranean Sea using an eddy-permitting and an eddy-resolving model : Case study of winter 1986-1987. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 113(C4), APR 12 2008b. ISSN 0148-0227.
- A.R. Horner-Devine. The bulge circulation in the Columbia River plume. *Continental Shelf Research*, 29(1, Sp. Iss. SI) :234–251, JAN 15 2009.

- Z. Y. Hu, A. M. Doglioli, A. A. Petrenko, P. Marsaleix, et I. Dekeyser. Numerical simulations of eddies in the Gulf of Lion. *Ocean Modelling*, 28(4) :203–208, 2009.
- B.L. Hua et F. Thomasset. A numerical study of the effects of coastline geometry on wind-induced upwelling in the Gulf of Lions. *Journal of Physical Oceanography*, 13 (4) :678–694, 1983.
- E. Hunter, R. Chant, L. Bowers, S. Glenn, et J. Kohut. Spatial and temporal variability of diurnal wind forcing in the coastal ocean. *Geophysical Research Letters*, 34(3), FEB 7 2007. ISSN 0094-8276.
- J.M. Huthnance. Wind-driven circulation in coastal and marginal seas. *Canadian Journal Of Remote Sensing*, 28(3) :329–339, JUN 2002. ISSN 0703-8992.
- J. Isern-Fontanet, J. Font, E. Garcia-Ladona, M. Emelianov, C. Millot, et I. Taupier-Letage. Spatial structure of anticyclonic eddies in the Algerian basin (Mediterranean Sea) analyzed using the Okubo-Weiss parameter. *Deep-Sea Research II*, 51 :3009–3028, 2004.
- A Jansa. Distribution of the Mistral : A satellite observation. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 36(1-4) :201–214, 1987. ISSN 0177-7971.
- X. Jin, C. Dong, J. Kurian, J.C. McWilliams, D.B. Chelton, et Z. Li. SST-Wind Interaction in Coastal Upwelling : Oceanic Simulation with Empirical Coupling. *Journal Of Physical Oceanography*, 39(11) :2957–2970, NOV 2009. ISSN 0022-3670.
- A. Jordi et D.P. Wang. Mean dynamic topography and eddy kinetic energy in the Mediterranean Sea : Comparison between altimetry and a 1/16 degree ocean circulation model. *Ocean Modelling*, 29(2) :137–146, 2009. ISSN 1463-5003.
- J.M. Kaihatu, R.A. Handler, G.A. Marmorino, et L.K. Shay. Empirical orthogonal function analysis of ocan surface currents using complex and real vector methods. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15 :927, 1998.
- D.M. Kaplan, J.L. Largier, et L.W. Botsford. HF radar observations of surface circulation off Bodega Bay (northern California, USA). *Journal Of Geophysical Research*, 110, 2005.
- P.E. La Violette. Overview of the major forcings and water masses of the Western Mediterranean Sea. Dans *Seasonal and Interannual variability of the Western Mediterranean Sea*, page 1–13. American Geophysical Union., 1995.
- H. Lacombe, J.C. Gascard, J. Gonella, et J.P. Bethoux. Response of the Mediterranean to the water and energy fluxes across its surface, on seasonal and interannual scales. *Oceanologica Acta*, 4(2) :247–255, 1981. ISSN 0399-1784.
- J.P. Lafore, J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Hereil, P. Mascart, V. Masson, J.P. Pinty, J.L. Redelsperger, E. Richard, et J.V.G. de Arellano. The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I : adiabatic formulation and control simulations. *Annales Geophysicae-Atmospheres Hydrospheres And Space Sciences*, 16(1) :90–109, JAN 1998. ISSN 0992-7689.
- C. Langlais. *Étude de la variabilite interannuelle des echanges côte-large : simulation haute resolution de la dynamique du Golfe du Lion*. PhD thesis, Laboratoire de Sondages Electromagnetiques de l’Environnement Terrestre., 2007.

- C. Langlais, B. Barnier, J.M. Molines, P. Fraunié, D. Jacob, et S. Kotlarski. Evaluation of a dynamically downscaled atmospheric reanalyse in the prospect of forcing long term simulations of the ocean circulation in the Gulf of Lions. *Ocean Modelling*, 30 (4) :270 – 286, 2009. ISSN 1463-5003.
- W. G. Large et S. Pond. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *Large1981*, 11 :324–336, 1981.
- P. Lazure et F. Dumas. An external-internal mode coupling for a 3D hydrodynamical model for applications at regional scale (MARS). *Advances in Water Resources*, 31 (2) :233–250, FEB 2008. ISSN 0309-1708.
- J. J. Leendertse et E. C. Gritton. A water-quality simulation model for well-mixed estuaries and coastal seas. Dans *Computation Procedures*, volume 2 de *Report R-708-NYC*. New York City Rand Institute, 1971. 53 p.
- B. Lipa, B. Nyden, D. S. Ullman, et E. Terrill. SeaSonde radial velocities : Derivation and internal consistency. *IEEE Journal Of Oceanic Engineering*, 31(4) :850–861, OCT 2006. 4th Radiowave Oceanography Workshop, N Queensland, AUSTRALIA, 2004.
- E.N. Lorentz. Empirical orthogonal function and statistical weather prediction. *Science Report 1. Statistical Forecast Project, Department of Meteorology*, MIT (NTIS AD 110268), 1956.
- P.J. Luyten et T. De Mulder. A module representative surface fluxes of momentum and heat. *Technical report No 9 MAST-0050-C (Mumm) 30pp.*, 1992.
- P. Marsaleix, C. Estournel, V. Kondrachoff, et R. Vehil. A numerical study of the formation of the Rhone River plume. *Journal of Marine Systems*, 14(1-2) :99–115, 1998.
- V. Masson et Y. Seity. Including Atmospheric Layers in Vegetation and Urban Offline Surface Schemes. *Journal Of Applied Meteorology And Climatology*, 48(7) :1377–1397, JUL 2009. ISSN 1558-8424.
- J.P. McCreary, H.S. Lee, et D.B. Enfield. The Response Of The Coastal Ocean To Strong Offshore Winds - With Application To Circulations In The Gulf-Of-Tehuantepec And Papagayo. *Journal Of Marine Research*, 47(1) :81–109, FEB 1989. ISSN 0022-2402.
- J.C. McWilliams. Submesoscale, Coherent Vortices in the Ocean. *Reviews of Geophysics.*, 23 :165–182, 1985.
- Group MEDOC. Observation of formation of deep water in the Mediterranean sea. *Nature*, 227 :1037–1040, 1970.
- G.L. Mellor. An equation of state for numerical models of ocean and estuaries. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 8 :609–611, 1991.
- S.T.K. Miller, B.D. Keim, R.W. Talbot, et H. Mao. Sea breeze : Structure, forecasting, and impacts. *Reviews Of Geophysics*, 41(3), SEP 16 2003. ISSN 8755-1209.
- C. Millot. Wind induced upwellings in the Gulf of Lions. *Oceanologica Acta*, 2(3) : 261–274, 1979.

- C. Millot. Circulation in the western Mediterranean-sea. *Oceanologica Acta*, 10(2) : 143–149, APR 1987. ISSN 0399-1784.
- C. Millot. The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Continental Shelf Research*, 10(9-11) : 885–894, 1990.
- C. Millot. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 20(1-4) :423 – 442, 1999. ISSN 0924-7963.
- C. Millot et M. Crepon. Inertial oscillations on the continental shelf of the Gulf of Lions - Observations and theory. *Journal of Physical Oceanography*, 11(5) :639–657, 1981.
- C. Millot et I. Taupier-Letage. Circulation in the mediterranean sea. volume Vol. 1 (The Natural Environment and the Biological Cycles), Chapitre Vol 5, pages 29–66. A. Salot, 2005.
- C. Millot, I. Taupierletage, et M. Benzohra. The Algerian Eddies. *Earth-Science Reviews*, 27(3) :203–219, MAY 1990. ISSN 0012-8252.
- C. Millot et L. Wald. The effect of Mistral wind on the Ligurian Current near Provence. *Oceanologica Acta*, 3(4) :399–402, 1980.
- A. Molcard, P.M. Poulain, P. Forget, A. Griffa, Y. Barbin, J. Gaggelli, J.C. De Maistre, et M. Rixen. Comparison between VHF radar observations and data from drifter clusters in the Gulf of La Spezia (Mediterranean Sea). *Journal of Marine Systems*, 78 (Supplement 1) :S79 – S89, 2009. Coastal Processes : Challenges for Monitoring and Prediction.
- F. Mounier, V. Echevin, L. Mortier, et M. Crepon. Analysis of the mesoscale circulation in the occidental Mediterranean Sea during winter 1999-2000 given by a regional circulation model. *Progress in Oceanography*, 66 :251–269, 2005.
- A. Nicolle, P. Garreau, et B. Liorzou. Modelling for anchovy recruitment studies in the Gulf of Lions (Western Mediterranean Sea). *Ocean Dynamics*, 59(6, Sp. Iss. SI) : 953–968, DEC 2009. ISSN 1616-7341. 14th International Biennial Conference of the Joint-Numerical-Sea-Modelling-Group, Bergen, NORWAY, JUN 23-25, 2008.
- D. Obaton, C. Millot, G.C. D'Hieres, et I. Taupier-Letage. The Algerian current : comparisons between in situ and laboratory data sets. *Deep-Sea Research Part I- Oceanographic Research Papers*, 47(11) :2159–2190, NOV 2000. ISSN 0967-0637.
- M. Orlic, M. Kuzmic, et Z. Pasaric. Response of the Adriatic Sea to the Bora and Sirocco forcings. *Continental Shelf Research*, 14(1) :91–116, 1994.
- R.C. Pacanowski et S.G.H. Philander. Parametrization of vertical mixing in numerical-model of tropical oceans. *Journal of Physical Oceanography*, 11 :1443–1451, 1981.
- J.D. Paduan et L.K. L.K. Rosenfeld. Remotely sensed surface currents in Monterey Bay from shore based HF radar (Coastal Ocean Dynamics Application Radar). *Journal Of Geophysical Research*, 101(C9) :20 669–20 686, 1996.
- A.B. Parks, L.K. Shay, W.E. Johns, J. Martinez-Pedraja, et K.W. Gurgel. HF radar observations of small-scale surface current variability in the Straits of Florida. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 114, AUG 5 2009. ISSN 0148-0227.

- C. Pasquero, A. Provenzale, et A. Babiano. Parametrization of dispersion in two-dimensional turbulence. *Journal of Fluid Mechanics*, 439 :279–303, 2001.
- A. Petrenko. Variability of circulation features in the Gulf of Lions NW Mediterranean Sea : importance of inertial current. *Oceanologica Acta*, 26 :323–338, 2003.
- A. Petrenko, C. Dufau, et C. Estournel. Barotropic eastward currents in the western Gulf of Lion, north-western Mediterranean Sea, during stratified conditions. *Journal Of Marine Systems*, 74 :406–428, 2008.
- A. Petrenko, Y. Leredde, et P. Marsaleix. Circulation in a stratified and wind-forced Gulf of Lions, NW Mediterranean Sea : in situ and modelling data. *Continental Shelf Research*, 25 :7–27, 2005.
- M.H. Pickett et J.D. Paduan. Ekman transport and pumping in the California Current based on the U.S. Navy’s high-resolution atmospheric model (COAMPS). *Journal Of Geophysical Research-Oceans*, 108(C10), OCT 16 2003. ISSN 0148-0227.
- N. Pinardi, I. Allen, E. Demirov, P. De Mey, G. Korres, A. Lascaratos, P.Y. Le Traon, C. Maillard, G. Manzella, et C. Tziavos. The Mediterranean ocean forecasting system : first phase of implementation (1998-2001). *Annales Geophysicae*, 21(1) :3–20, JAN 2003. ISSN 0992-7689.
- M.I. Pujol et G. Larnicol. Mediterranean sea eddy kinetic energy variability from 11 years of altimetric data. *Journal of Marine Systems*, 58(3-4) :121–142, DEC 2005. ISSN 0924-7963.
- G. Refray, P. Fraunié, et P. Marsaleix. Secondary flows induced by wind forcing in the Rhone region of freshwater influence. *Ocean Dynamics*, 54 :179–196, 2004.
- A.R. Robinson. *Eddies in Marine Science*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York Tokyo, 1983.
- A. Rubio, P.A. Arnau, M. Espino, M.D. Flexas, G. Jorda, J. Salat, J. Puigdefabregas, et A.S. Arcilla. A field study of the behaviour of an anticyclonic eddy on the Catalan continental shelf (NW Mediterranean). *Progress in Oceanography*, 66(2-4) :142–156, 2005.
- A. Rubio, B. Barnier, G. Jorda, M. Espino, et P. Marsaleix. Origin and dynamics of mesoscale eddies in the Catalan Sea (NW Mediterranean) : Insight from a numerical model study. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 114, 2009a.
- A. Rubio, V. Taillandier, et P. Garreau. Reconstruction of the Mediterranean northern current variability and associated cross-shelf transport in the Gulf of Lions from satellite-tracked drifters and model outputs. *Journal of Marine Systems*, 78 (Supplement 1) :S63 – S78, 2009b. ISSN 0924-7963. Coastal Processes : Challenges for Monitoring and Prediction.
- S. Sammari, C. Millot, et L. Prieur. Aspects of the seasonal and mesoscale variability of the northern current in the Western Mediterranean Sea inferred from PROLIG-2 and PROS-6 experiments. *Deep Sea Research*, 42 :893–917, 1995.
- R.O. Schmidt. Multiple emitter location and signal parameter-estimation. *IEEE Transactions On Antennas And Propagation*, 34(3) :276–280, MAR 1986. ISSN 0018-926X.

- Y. Seity, P. Brousseau, S. Malardel, G. Hello, P. Bénard, F. Bouttier, C. Lac, et V. Masson. The AROME-France convective scale operational model. *Monthly Weather Review*, in press :15pp, 2010.
- S.C. Shadden, F. Lekien, J.D. Paduan, F. P. Chavez, et J.E. Marsden. The correlation between surface drifters and coherent structures based on high-frequency radar data in Monterey Bay. *Deep Sea Research*, 56(3-5) :161 – 172, 2009. ISSN 0967-0645. AOSN II : The Science and Technology of an Autonomous Ocean Sampling Network.
- L.K. Shay, T.M. Cook, et P.E. An. Submesoscale coastal ocean flows detected by very high frequency radar and autonomous underwater vehicles. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20 :1583–1600, 2003.
- L.K. Shay, T.N. Lee, E.J. Williams, H.C. Graber, et C.G.H. Rooth. Effects of low frequency current variability on submesoscale near-inertial vortices. *Journal Of Geophysical Research*, 103 :18691–18714, 1998.
- A.F. Shchepetkin et J.C. McWilliams. A method for computing horizontal pressure-gradient force in an oceanic model with a nonaligned vertical coordinate. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 108(C3), MAR 20 2003. ISSN 0148-0227.
- J.H. Simpson. Physical processes in the ROFI regime. *Journal Of Marine Systems*, 12(1-4) :3–15, AUG 1997. ISSN 0924-7963. 27th International Liege Colloquium on Ocean Hydrodynamics, LIEGE, BELGIUM, MAY 08-12, 1995.
- J.H. Simpson et D. Bowers. Models Of Stratification And Frontal Movement In Shelf Seas. *Deep Sea Research Part A-Oceanographic Research Papers*, 28(7) :727–738, 1981. ISSN 0198-0149.
- J. Smagorinsky. General circulation experiments with the primitive equation. I. The basic experiment. *Monthly Weather Review*, 111 :99–165, 1963.
- S.D. Smith et E.G. Banke. Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1001 :635–673, 1975.
- R.H. Stewart et J.W. Joy. HF radio measurements of surface currents. *Deep Sea Research*, 21 :1039–1049, 1974.
- H. Stommel. Varieties of Oceanographic Experience : The ocean can be investigated as a hydrodynamical phenomenon as well as explored geographically. *Science*, 139 (3555) : 572–576, 1963.
- P. Testor et J.-C. Gascard. Large-scale flow separation and mesoscale eddy formation in Algerian basin. *Progress in Oceanography*, 66 :211–230, 2005.
- J. Tintore, D.P. Wang, E. Garcia, et A. Viudez. Near-Inertial Motions In The Coastal Ocean. *Journal Of Marine Systems*, 6(4) :301–312, JUN 1995. ISSN 0924-7963.
- M. Tonani, N. Pinardi, C. Fratianni, J. Pistoia, S. Dobricic, S. Pensieri, M. de Alfonso, et K. Nittis. Mediterranean Forecasting System : forecast and analysis assessment through skill scores. *Ocean Science*, 5(4) :649–660, 2009. ISSN 1812-0784.
- A. Trasvina et E. D. Barton. Summer circulation in the Mexican tropical Pacific. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 55(5) :587–607, MAY 2008. ISSN 0967-0637.

- A. Trasvina, E.D. Barton, J. Brown, H.S. Velez, P.M. Kosro, et R.I. Smith. Offshore Wind Forcing In The Gulf Of Tehuantepec, Mexico - The Asymmetric Circulation. *Journal Of Geophysical Research-Oceans*, 100(C10) :20649–20663, OCT 15 1995. ISSN 0148-0227.
- A. Trasvina, M. Ortiz-Figueroa, H. Herrera, M.A. Cosio, et E. Gonzalez. ‘Santa Ana’ winds and upwelling filaments off Northern Baja California. *Dynamics Of Atmospheres And Oceans*, 37(2) :113–129, AUG 2003. ISSN 0377-0265.
- D.S. Ullman, J. O Donnell, J. Kohut, T. Fake, et Allen A. Trajectory prediction using HF radar surface currents : Monte Carlo simulations of prediction uncertainties. *Journal Of Geophysical Research*, 111, 2006.
- C. Ulses, C. Estournel, J. Bonnin, X. Durrieu de Madron, et P. Marsaleix. Impact of storms and dense water cascading on shelf-slope exchanges in the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 113(C2), 2008.
- C. Ulses, C. Grenz, P. Marsaleix, E. Schaaff, C. Estournel, S. Meule, et C. Pinazo. Circulation in a semi-enclosed bay under influence of strong freshwater input. *Journal of Marine Systems*, 56(1-2) :113–132, 2005.
- A.E. Yankovsky et D.C. Chapman. A simple theory for the fate of buoyant coastal discharges. *Journal of Physical Oceanography*, 27(7) :1386–1401, JUL 1997.
- S. Yoshida, B. Qiu, et P. Hacker. Wind-generated eddy characteristics in the lee of the island of Hawaii. *Journal Of Geophysical Research-Oceans*, 115, MAR 17 2010. ISSN 0148-0227.
- L. Zamudio, P. Hogan, et E.J. Metzger. Summer generation of the Southern Gulf of California eddy train. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 113(C6), 2008.
- S. Zecchetto et C. Cappa. The spatial structure of the Mediterranean Sea winds revealed by ERS-1 scatterometer. *International Journal Of Remote Sensing*, 22(1) :45–70, JAN 2001. ISSN 0143-1161.

Title: Impact of wind forcing on hydrodynamic circulation in the Gulf of Lions : high resolution modeling.

Abstract: Many physical processes are involved in the Gulf of Lions hydrodynamics, Mediterranean Sea, exhibiting high spatial and temporal variability. Their generation is often linked to atmospheric conditions and in particular to wind forcing. This work aims at understanding this influence on small scale processes and investigates the relevance of high resolution atmospheric forcing for hydrodynamic modeling. Firstly, the impact of the local wind forcing on the generation of a mesoscale eddy, previously observed by HF radars, is evidenced. Several idealized configurations also allow to analyze the role of river discharge, background shelf circulation and bathymetric effects, through idealized numerical modeling. Then, different atmospheric models are assessed to drive hydrodynamic modeling in the Gulf of Lions, with distinctive resolutions. Inertial motions, internal oscillations and mesoscale variability are shown to be accentuated when using high-resolution forcing. The importance of wind spatial variability is also evidenced, in terms of upwelling system and shelf intrusions.

Keywords: Physical oceanography ; high-resolution modeling ; Gulf of Lions ; mesoscale eddy ; HF radars ; atmospheric forcing

Titre: Impact du vent sur la circulation hydrodynamique dans le Golfe du Lion : modélisation haute résolution.

Résumé: L'hydrodynamique du Golfe du Lion, situé en Méditerranée Nord Occidentale, fait intervenir de nombreux processus physiques, présentant des échelles de variabilité spatiale et temporelle très hétérogènes. La plupart de ces processus sont générés en réponse aux conditions atmosphériques et en particulier au forçage du vent. Ce travail de thèse contribue à la compréhension de cet impact sur les processus de petite échelle et met en évidence l'intérêt de la haute-résolution de ces forçages. Dans un premier temps, une étude de processus a permis de mettre en évidence l'influence du vent sur la génération d'un tourbillon méso-échelle situé à l'Est du golfe, précédemment observé par radars HF. Les influences respectives de la bathymétrie, des effets de flottabilité et de la circulation générale ont également été évaluées à l'aide de configurations idéalisées du modèle hydrodynamique MARS3D. Dans un deuxième temps, différents modèles atmosphériques, de résolutions différentes, ont été comparés en tant que forçage d'un modèle hydrodynamique réaliste du Golfe du Lion. D'un point de vue énergétique, les mouvements inertiels de la couche de surface, les oscillations de la thermocline et la variabilité méso-échelle de l'océan sont amplifiés avec le modèle atmosphérique haute-résolution AROME. Cette étude a également permis de mettre en évidence l'importance de la variabilité spatiale du vent pour la génération de l'upwelling au Nord du plateau et les intrusions le long de la côte Ouest.

Mots-clés: Océanographie physique ; modélisation numérique haute-résolution ; Golfe du Lion ; tourbillon méso-échelle ; radars côtiers ; forçage atmosphérique