

UNIVERSITÉ TOULOUSE III - PAUL SABATIER

U.F.R. Sciences de la Vie et de la Terre

**MODÉLISATION CLIMATIQUE
DU BASSIN MÉDITERRANÉEN :
VARIABILITÉ ET SCÉNARIOS DE
CHANGEMENT CLIMATIQUE**

THÈSE

présentée et soutenue publiquement le 13 décembre 2005 par

Samuel SOMOT

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ TOULOUSE III

(Spécialité : Physique du Climat)

sous la direction de
Michel CRÉPON

devant le jury composé de

Franck ROUX	Professeur, Université de Toulouse III	Président
Gurvan MADEC	Directeur de Recherche, IPSL-LOCEAN	Rapporteur
Laurent LI	Chargé de Recherche, IPSL-LMD	Rapporteur
Bernard BARNIER	Directeur de Recherche, LEGI	Examineur
Laurent TERRAY	Directeur de Recherche, CERFACS	Examineur
Michel CRÉPON	Directeur de Recherche, IPSL-LOCEAN	Directeur de thèse
Michel DÉQUÉ	Ingénieur en Chef des Ponts et Chaussées, CNRM	Co-directeur de thèse

Remerciements

Cette thèse constitue la fin de mes études scientifiques et une étape majeure dans ma vocation pour la recherche. J'en profite donc pour remercier tous ceux qui ont su inspirer, guider et encadrer cette vocation. Je tiens tout d'abord à remercier mes parents Blandine et Elie qui très vite ont compris ma passion et l'ont encouragée en me confiant à Claire Bergman et à son labo pour une première découverte du monde de la recherche. Ce sont ensuite mes professeurs de physique et de chimie que je remercie pour leurs qualités pédagogiques et leurs cours passionnants. Un merci tout particulier pour les cours de rigueur et de "sens physique" dispensés par messieurs Jaubert, Didier et Garing. Je tiens également à remercier mes encadrants de stage successifs (François Montanet, Françoise Yiou, Grant Raisbeck, Hervé Le Treut et Laurent Li) qui m'ont formé à la science et m'ont guidé chacun à leur manière vers cette thèse. Les discussions avec Serge Planton, Jean-Pierre Béthoux, Claude Millot, Sabrina Speich ou mes camarades de DEA (Alexandre, Juliette, Gilles, Etienne et Fleur) ne sont pas non plus à oublier dans mon choix. Je remercie aussi Daniel Cariolle et plus généralement Météo-France pour m'avoir accueilli au sein du CNRM dans de si bonnes conditions. Cette thèse choisie en conscience a pour principal instigateur Michel Crépon, unique par ses inspirations souvent précieuses, sa connaissance du monde scientifique et sa capacité inégalée à transmettre sa passion pour la mer Méditerranée. Je ne suis sûrement pas le premier étudiant à qui il a transmis la fibre méditerranéenne mais je risque d'être l'un des derniers. J'espère récolter encore longtemps ce qu'il a lui-même semé en France et en Europe. Les deux autres personnes que je tiens à remercier tout particulièrement sont mes deux alliés dans ce travail de thèse, Florence Sevault et Michel Déqué. Sans eux, cette thèse n'aurait simplement jamais eu lieu. J'ai particulièrement apprécié leur encadrement fait de disponibilité, de gentillesse, de compétences et de nombreuses discussions de fond ou de détails qui ont animé ces quelques années à Toulouse ou en mission un peu partout à travers l'Europe. C'est un bonheur de pouvoir continuer à travailler avec eux. Autour de ce noyau central, gravitent de nombreux scientifiques qui ont apporté chacun des éléments essentiels à ce travail de thèse. Par ordre d'apparition, Karine Béranger, Laurent Mortier, Yann Drillet, Laure Siefridt, Laurent Terray, Sophie Valcke, Serge Planton, Laurent Li, Hervé Giordani, Gurvan Madec, Pierre DeMey, Juliette Mignot, Bernard Barnier, Bruno Joly, Cécile Barlan, Eric Caillaud, Nadia Pinardi et Piero Lionello. Un merci tout particulier à Keith Haines. J'espère pouvoir garder en moi quelque chose de sa manière de voir la science et de ses compétences en océanographie physique. Ce fut un réel plaisir de travailler à Reading avec lui et Chris Old. Merci du fond du coeur aux examinateurs et rapporteurs de mon jury pour la pertinence de leur regard sur ma thèse. J'ai beaucoup d'estime pour chacun d'entre eux ; estime construite à travers des discussions toujours intéressantes et qui ont parsemé mes années de thèse. Scientifiquement, ils sont pour moi des modèles et j'espère qu'ils deviendront des collègues. Je tiens également à remercier Franck Roux d'avoir présidé mon jury. Je n'oublie pas ceux qui ont fait de cette thèse un plaisir quotidien : l'équipe Café de GMGEC, les thésards et post-docs du CNRM et de ESSC, Marie-Andrée Sorel souvent irremplaçable toujours souriante, mais aussi Norbert Raynal clé de voûte du CNRM, Alain Braun pour ses cours UNIX et cette volonté inégalée de me faire progresser en informatique et bien sûr tout CTI eux aussi irremplaçables. Merci aussi à mes amis, en particulier aux volleyeurs. Merci enfin à Noémie de m'avoir soutenu, aimé et encouragé mais aussi supporté et parfois sermonné au cours de cette aventure. Je lui dois beaucoup. Merci.

Résumé

Les flux air-mer, la convection profonde et la cyclogénèse sont étudiés en Méditerranée grâce au développement d'un modèle régional couplé (AORCM). Il reproduit correctement ces processus et permet de quantifier et d'étudier leur variabilité climatique. Le couplage régional a un impact significatif sur le nombre de cyclogénèses intenses en hiver et sur les flux et précipitations associés. Il simule une variabilité interannuelle plus faible qu'en mode forcé pour les flux et la convection et permet de comprendre les rétroactions qui la pilotent. L'impact régional d'un scénario climatique est analysé avec les modèles non-couplés : le nombre de cyclogénèses diminue, les pluies associées augmentent au printemps et en automne et diminuent en été. En outre, la Méditerranée se réchauffe, se sale et sa circulation thermohaline s'affaiblit fortement. Cette thèse conclut de plus à la nécessité des AORCMs pour étudier l'impact du changement climatique en Méditerranée.

MOTS CLÉS :

Méditerranée, modélisation climatique régionale, couplage océan-atmosphère, convection océanique profonde, circulation thermohaline, cyclogénèse, variabilité climatique, changement climatique

Abstract

Air-sea fluxes, open-sea deep convection and cyclogenesis are studied in the Mediterranean with the development of a regional coupled model (AORCM). It accurately simulates these processes and their climate variabilities are quantified and studied. The regional coupling shows a significant impact on the number of winter intense cyclogenesis as well as on associated air-sea fluxes and precipitation. A lower interannual variability than in non-coupled models is simulated for fluxes and deep convection. The feedbacks driving this variability are understood. The climate change response is then analysed for the 21st century with the non-coupled models : cyclogenesis decreases, associated precipitation increases in spring and autumn and decreases in summer. Moreover, a warming and salting of the Mediterranean as well as a strong weakening of its thermohaline circulation occur. This study also concludes with the necessity of using AORCMs to assess climate change impacts on the Mediterranean.

KEYWORDS :

Mediterranean, regional climate modelling, air-sea coupling, ocean deep convection, thermohaline circulation, cyclogenesis, climate variability, climate change

Table des matières

1	Introduction générale	1
1.1	Mare Nostrum	1
1.2	Machine thermodynamique	2
1.2.1	Flux d'eau, de sel et de chaleur	2
1.2.2	Masses d'eau et circulation thermohaline	3
1.3	Influences climatiques de la Mer Méditerranée	5
1.4	Influences du climat sur la mer Méditerranée	6
1.4.1	Téléconnexions	6
1.4.2	Systèmes dépressionnaires	6
1.4.3	Le relief et les vents	7
1.4.4	Les fleuves	7
1.4.5	La mer Noire	8
1.5	Variabilité et tendances en Méditerranée	8
1.5.1	Au dessus de la surface de l'eau	8
1.5.2	Sous la surface de l'eau	11
1.6	Organisation de la thèse	15
1.6.1	Thématiques scientifiques	15
1.6.2	Outils	16
1.6.3	Plan de la thèse	17
2	Présentation des modèles numériques et des simulations	19
2.1	Entre AGCM et RCM : ARPEGE-Climat à maille variable	19
2.1.1	Besoin de modèles climatiques régionaux	19
2.1.2	Etat de l'art	20
2.1.3	Caractéristiques d'ARPEGE-Climat, Medias, Version 3	22
2.2	Modèle de la mer Méditerranée : OPAMED8	24
2.2.1	Historique de la modélisation numérique en Méditerranée	24
2.2.2	Etat de l'art de la modélisation numérique en Méditerranée	31
2.2.3	Le modèle OPAMED8	36
2.2.4	Les simulations numériques de la mer Méditerranée	41
2.3	Modèle couplé régional AORCM : SAMM	45
2.3.1	Motivation pour les modèles couplés régionaux	45
2.3.2	Couplage ARPEGE-Climat / OPAMED8	47
2.3.3	Présentation des simulations couplées	49
2.4	Récapitulatif des simulations climatiques	50

3	Formation de la WMDW : hiver 1987 et flux ERA40	53
3.1	Etude de cas : l'hiver 1986-87	54
3.1.1	Présentation du cas observé	55
3.1.2	Présentation des simulations	55
3.1.3	Validation de la simulation de référence OM8-15.7	58
3.1.4	Mécanismes	64
3.1.5	Etude de sensibilité	84
3.1.6	Discussion	92
3.1.7	Conclusion sur l'étude de cas de l'hiver 1986-87	95
3.2	Validité des flux ERA40 à l'échelle climatique	95
3.2.1	La convection profonde	96
3.2.2	Les flux océan-atmosphère	98
3.3	Conclusion et validation d'OM8-ARP	103
4	Etude de la variabilité interannuelle avec un AORCM	107
4.1	Mise en place du AORCM	108
4.2	Etude du spin-up	108
4.3	Etude du bassin méditerranéen	112
4.3.1	Flux de surface	112
4.3.2	Topographie dynamique et circulation de surface	121
4.3.3	Température et salinité	123
4.3.4	Densité en surface et profondeur de la couche de mélange	124
4.3.5	Formation des masses d'eau et circulation thermohaline	128
4.4	Etude de la formation de la WMDW	131
4.4.1	Préambule concernant les corrélations	131
4.4.2	Flux de surface	133
4.4.3	Température et salinité	136
4.4.4	Profondeur de couche de mélange	139
4.4.5	Stratification en novembre	141
4.4.6	Formation d'eau dense par les flux de surface	147
4.4.7	Taux de formation de la WMDW	148
4.4.8	Caractéristiques θ - S - ρ de la WMDW formée	151
4.4.9	Fonction de retournement	154
4.4.10	Restratification	155
4.4.11	Export de la WMDW nouvellement formée	157
4.4.12	Synthèse concernant les corrélations temporelles	158
4.4.13	Téléconnexions	166
4.5	Conclusion	169
4.6	Perspectives	171
4.6.1	Idées pour tester les rétroactions	171
4.6.2	Problème de chronologie	171
4.6.3	Idées de correction des dérives	172
4.6.4	Vers un scénario couplé régional corrigé	172
5	Cyclogénèse en Méditerranée	173
5.1	Cadre de l'étude	173
5.2	La cyclogénèse en Méditerranée	175
5.3	Méthode de suivi automatique des dépressions	176

5.3.1	Différentes méthodes de suivi automatique	176
5.3.2	La méthode de suivi automatique utilisée	178
5.3.3	Application aux simulations d'ARPEGE-Climat	183
5.4	Le domaine méditerranéen	185
5.4.1	Statistiques générales	185
5.4.2	Validation géographique	187
5.4.3	Cyclogénèses et cyclolyses des dépressions en Méditerranée	190
5.4.4	Variabilité interannuelle	190
5.4.5	Impact du couplage régional et de la SST	191
5.4.6	Scénario de changement climatique	195
5.5	La cyclogénèse du golfe de Gênes	200
5.5.1	Validation par rapport à ERA40	200
5.5.2	Composites : méthodologie	201
5.5.3	Description de la dépression type dans ARPEGE-Climat	203
5.5.4	Comparaison forcé/couplé	204
5.5.5	Impact du couplage et/ou du biais en SST	207
5.5.6	Scénario de changement climatique	209
5.6	De l'importance d'un scénario couplé	211
5.7	Dépressions et convection océanique profonde	213
6	Conclusion	215
6.1	Conclusions numériques	215
6.2	Conclusions scientifiques	216
6.2.1	Convection profonde et circulation thermohaline : stabilité, variabilité et impact du changement climatique	216
6.2.2	Cyclogénèse et dépressions méditerranéennes	219
6.3	Perspectives	220
6.3.1	Flux océan-atmosphère et variabilité	220
6.3.2	Convection profonde et MTHC	221
6.3.3	Cyclogénèse	221
	Bibliographie	223
	Annexes	241
A	Acronymes des masses d'eau en Méditerranée	242
B	Validation atmosphériques des modèles utilisés	243
B.1	Méthode	243
B.2	Simulation ARP : climat moyen	244
B.3	Simulation ARP : variabilité interannuelle	244
B.4	Simulation CAM : climat moyen	248
B.5	Simulation CAM : variabilité interannuelle	253
B.6	Comparaison par boîtes	253

C Diagnostic des masses d'eau : application au golfe du Lion	255
C.1 Water mass diagnostic	255
C.2 Water mass climatology for the Gulf of Lions area	266
C.3 Open-sea deep convection in the Liguro-Provençal Basin	268
C.4 Conclusion of the <i>Somot</i> (2003) study	277
D Is the Mediterranean Sea thermohaline circulation stable in a climate change scenario ?	285
D.1 Résumé en français	285
D.2 Papier soumis à <i>Climate Dynamics</i>	285

Table des figures

1.1	<i>Carte de la mer Méditerranée mentionnant les principaux bassins et détroits.</i>	2
1.2	<i>Schéma de la circulation thermohaline extrait de Wüst (1961)</i>	4
1.3	<i>Schéma de la mer Méditerranée extrait de Robinson et al. (2001)</i>	5
1.4	<i>Carte des reliefs sur et sous la mer Méditerranée.</i>	7
1.5	<i>Diagramme ombrothermique pour 3 villes du bassin méditerranéen</i>	9
1.6	<i>Carte de la circulation de surface extraite de Iudicone et al. (1998)</i>	11
2.1	<i>Grille d'ARPEGE-Climat étiré et à pôle tourné (grille "Medias")</i>	23
2.2	<i>Carte de l'évolution de la résolution horizontale d'ARPEGE-Climat "Medias"</i>	24
2.3	<i>Orographie d'ARPEGE-Climat étiré, version "Medias" et d'ERA40.</i>	25
2.4	<i>Grille d'OPAMED8.</i>	37
2.5	<i>Bathymétrie et trait de côte d'OPAMED8.</i>	38
2.6	<i>Cycle saisonnier du débits des fleuves</i>	39
2.7	<i>Evolution temporelle de la salinité avec fleuves ou avec rappel en SSS</i>	41
2.8	<i>Energie cinétique dans deux simulations pour différentes couches de la Méditerranée</i>	43
2.9	<i>Evolution temporelle de différentes variables pendant le spin-up</i>	44
2.10	<i>Fonctionnement du couplage régional des modèles OPAMED8 et ARPEGE-Climat</i>	47
2.11	<i>Exemple d'interpolation dans le modèle couplé régional SAMM</i>	49
3.1	<i>Présentation de la zone LION et de la zone LION₄.</i>	55
3.2	<i>Série temporelle du flux de chaleur cumulé quotidiennement avant et après correction</i>	57
3.3	<i>Série temporelle pour les différents flux océan-atmosphère moyennés sur LION₄</i>	58
3.4	<i>Série temporelle de la température et de la salinité de surface</i>	60
3.5	<i>Moyenne quotidienne du champ de densité en surface pour l'expérience OM8-15.7.</i>	61
3.6	<i>Série temporelle du maximum sur la zone LION₄ de la profondeur de la CMO</i>	62
3.7	<i>Salinité de surface le 20 février 1987 seuillée à 38.40 psu</i>	63
3.8	<i>Sections verticales à 4,5°E de température, salinité et densité (20 décembre 1986)</i>	65
3.9	<i>Comme la figure 3.8 mais pour le 20 janvier 1987.</i>	66
3.10	<i>Comme la figure 3.8 mais pour le 20 février 1987.</i>	67
3.11	<i>Comme la figure 3.8 mais pour le 20 mars 1987.</i>	68
3.12	<i>Comme la figure 3.8 mais pour le 20 avril 1987.</i>	69
3.13	<i>Séries temporelles de température, salinité et densité, intégrées sur 3 couches (LION₄)</i>	70
3.14	<i>Série temporelle de la fonction de courant barotrope moyennée sur la zone LION₄</i>	71
3.15	<i>Fonction de courant barotrope pour le 20 décembre, le 20 janvier et le 20 février</i>	71
3.16	<i>Série temporelle de la formation de masse d'eau avec seuil en densité, zone LION</i>	75
3.17	<i>Série temporelle du volume d'eau (densité supérieure à 29.10 kg.m⁻³, zone LION₄)</i>	76
3.18	<i>Série temporelle du transport (Sv) entre la Corse et Gênes à 9.5°E</i>	77
3.19	<i>Fonction méridionale de retournement pour le bassin ouest</i>	78
3.20	<i>Série temporelle du maximum de la fonction de retournement (Sv)</i>	79

3.21	<i>Moyenne quotidienne (20 février et 20 mars) de la SSS pour différentes expériences . . .</i>	80
3.22	<i>Energie cinétique turbulente pour les 20 janvier, 20 février, 20 mars et 20 avril</i>	81
3.23	<i>Série temporelle de l'énergie cinétique turbulente</i>	82
3.24	<i>Série temporelle du transport d'eau très dense à travers la section à 40°N</i>	83
3.25	<i>Section verticale à 4,5°E de température, salinité et densité en septembre 1986</i>	85
3.26	<i>Profil vertical de la fréquence de Brunt-Vaisala sur la zone LION4 en juillet</i>	86
3.27	<i>Profil vertical moyen de densité, température et salinité sur la zone LION4 en juillet</i>	87
3.28	<i>Profondeur de la couche de mélange simulée avec le modèle 0D</i>	89
3.29	<i>Série temporelle du maximum de la profondeur de la CMO (LION4)</i>	91
3.30	<i>Comparaison des critères de définition de la profondeur de la couche de mélange</i>	93
3.31	<i>Histogrammes (OM8-ARP et OM8-ERA) pour le maximum de la profondeur de la CMO</i>	96
3.32	<i>Histogrammes pour OM8-ARP et OM8-ERA pour les flux air-mer (LION4, DJF)</i>	99
3.33	<i>Histogrammes quotidiens pour 1979-80 (OM8-ARP) et 1986-87 (OM8-ERA)</i>	102
4.1	<i>Description des bassins utilisés pour l'analyse des simulations</i>	108
4.2	<i>Evolution temporelle des forçages sur l'ensemble de la Méditerranée</i>	109
4.3	<i>Même légende que la figure 4.2 pour les caractéristiques hydrologiques</i>	110
4.4	<i>Ecart moyen de SST entre CAM et OM8-ARP en hiver</i>	111
4.5	<i>Carte du flux de chaleur annuel pour CAM, OM8-ARP et OM8-ERA</i>	114
4.6	<i>Même légende que la figure 4.5 pour le flux d'eau</i>	115
4.7	<i>Même légende que la figure 4.5 pour la tension de vent en hiver</i>	117
4.8	<i>Même légende que la figure 4.5 pour la tension de vent en été</i>	118
4.9	<i>Même légende que la figure 4.5 pour le rotationnel de la tension de vent en hiver</i>	119
4.10	<i>Même légende que la figure 4.5 pour la topographie dynamique moyenne</i>	122
4.11	<i>Densité potentielle de surface en février (CAM et OM8-ARP).</i>	125
4.12	<i>Profondeur de la couche de mélange en février (CAM et OM8-ARP)</i>	126
4.13	<i>Fonction de retournement zonale moyenne pour la Méditerranée</i>	129
4.14	<i>Fonction de retournement méridionale moyenne pour le bassin Ouest</i>	130
4.15	<i>Fonction de retournement méridionale moyenne pour la mer Adriatique</i>	131
4.16	<i>Fonction de retournement méridionale moyenne pour le Nord de la mer Egée</i>	132
4.17	<i>Evolution temporelle des forçages sur la zone LION</i>	133
4.18	<i>Distribution statistique des flux air-mer pour OM8-ARP et CAM (LION4, DJF, 38 ans)</i>	136
4.19	<i>Même légende que la figure 4.17 pour les caractéristiques hydrologiques</i>	137
4.20	<i>Cycle saisonnier de la profondeur la couche de mélange sur la zone LION</i>	139
4.21	<i>Série temporelle du maximum de la profondeur de la couche mélange (JFM, LION4)</i>	140
4.22	<i>Série temporelle de la surface de convection ($h_{CMO} > 1000$ m, LION)</i>	141
4.23	<i>Profil vertical moyen de densité, température et salinité sur la zone LION4 en novembre</i>	142
4.24	<i>Même légende que la figure 4.23 mais pour la fréquence de Brunt-Vaisala</i>	142
4.25	<i>Série temporelle de l'indice de stratification du mois de novembre sur LION4</i>	144
4.26	<i>Evolution pour 3 couches de la zone LION4 (température, salinité, densité, en novembre)</i>	146
4.27	<i>Flux d'eau cross-isopycnal lié aux flux de surface pour CAM et OM8-ARP</i>	147
4.28	<i>Evolution du maximum du taux de formation et de la densité correspondante</i>	148
4.29	<i>Section verticale à 4.5°E de la densité potentielle en novembre (CAM et OM8-ARP).</i>	149
4.30	<i>Evolution temporelle du volume de WMDW et de son taux annuel de formation</i>	151
4.31	<i>Diagramme θ-S des eaux formées en février dans la zone LION</i>	152
4.32	<i>Série temporelle des caractéristiques de l'eau formée en février sur LION</i>	153
4.33	<i>Série temporelle du maximum annuel de la MOF du bassin Ouest à 40°N</i>	154
4.34	<i>Série temporelle du TKE sur LION4 (0-150 m, mars)</i>	155

4.35	<i>Cycle saisonnier du transport au Nord de la Corse (9.5°E)</i>	156
4.36	<i>Série temporelle du transport au Nord de la Corse à 9.5°E (novembre, mars)</i>	156
4.37	<i>Transport de la WMDW vers le reste du bassin Ouest</i>	157
4.38	<i>Lien entre la profondeur de la CMO, la perte de flottabilité et l'indice de stratification</i>	160
4.39	<i>Diagramme liant la perte de flottabilité et l'indice de stratification</i>	161
4.40	<i>Distribution statistique de la perte de flottabilité hivernale</i>	162
4.41	<i>Lien entre la densité de la WMDW et la stratification de novembre de l'hiver suivant</i>	166
4.42	<i>Schéma de synthèse de la variabilité interannuelle de la formation de la WMDW (CAM)</i>	167
4.43	<i>Série temporelle de l'indice NAO calculé pour OM8-ARP</i>	168
5.1	<i>Tracé des trajectoires pour 10 jours en hiver pour l'expérience ARP</i>	178
5.2	<i>Mécanisme du lissage du champ de tourbillon relatif</i>	179
5.3	<i>Fonctionnement de l'algorithme de suivi automatique des maxima de tourbillon relatif</i>	182
5.4	<i>Répartition des trajectoires en fonction de la distance réellement parcourue</i>	184
5.5	<i>Le domaine méditerranéen et les zones de cyclogénèse sélectionnées</i>	185
5.6	<i>Histogramme du nombre moyen de trajectoires et de leur intensité maximale</i>	186
5.7	<i>Répartition des trajectoires en fonction de leur intensité et de leur vitesse</i>	187
5.8	<i>Densités de cyclogénèse pour ERA40 et ARP (hiver, printemps, été)</i>	189
5.9	<i>Densités de cyclogénèse des trajectoires entrant dans le domaine méditerranéen</i>	190
5.10	<i>Densités de cyclolyse des trajectoires sortant du domaine méditerranéen</i>	191
5.11	<i>Histogramme du nombre mensuel de trajectoires pour ARP et CAM</i>	191
5.12	<i>Evolution du nombre de cyclogénèses, en janvier pour ARP et CAM, $\zeta_{rmax} > 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$</i>	193
5.13	<i>Densités de cyclogénèse en hiver pour ARP, CAM et ARP-CAM, $\zeta_{rmax} > 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$</i>	194
5.14	<i>Différence de pression réduite au niveau de la mer Scénario-Contrôle</i>	196
5.15	<i>Différence de température moyenne à 2m Scénario-Contrôle</i>	196
5.16	<i>Différence de précipitations Scénario-Contrôle</i>	197
5.17	<i>Nombre de trajectoires dont $\zeta_{rmax} > 1.10^{-4} s^{-1}$, domaine méditerranéen, ARP et ARP-SA2</i>	198
5.18	<i>Densités de cyclogénèse en hiver pour ARP et ARP-SA2, $\zeta_{rmax} > 1.10^{-4} s^{-1}$</i>	199
5.19	<i>Même légende que la figure 5.18 mais en été.</i>	199
5.20	<i>Nombre de cyclogénèses, pour le golfe de Gênes, pour ERA40 et ARP</i>	201
5.21	<i>Répartition des trajectoires en fonction de leur intensité, golfe de Gênes</i>	201
5.22	<i>Exemple de calcul de composite pour une trajectoire.</i>	202
5.23	<i>Composites de pression réduite au niveau de la mer (golfe de Gênes, ARP, hiver)</i>	203
5.24	<i>Composites de pression réduite au niveau de la mer (golfe de Gênes, ARP, CAM, hiver)</i>	205
5.25	<i>Composites de précipitations (golfe de Gênes, ARP et CAM, hiver et été)</i>	206
5.26	<i>Composites de vent à 850 hPa (golfe de Gênes, ARP et CAM, hiver et été)</i>	206
5.27	<i>Composites de chaleur latente et sensible (golfe de Gênes, ARP et CAM, hiver)</i>	207
5.28	<i>Nombre de cyclogénèses, $\zeta_{rmax} > 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$, décembre et janvier, golfe de Gênes</i>	208
5.29	<i>Composites de précipitations et de chaleur latente, golfe de Gênes, en hiver</i>	208
5.30	<i>Nombre de cyclogénèses, $\zeta_{rmax} > 1.10^{-4} s^{-1}$, pour ARP et ARP-SA2, golfe de Gênes</i>	210
5.31	<i>Composites de pression réduite au niveau de la mer, golfe de Gênes, ARP-SA2, hiver</i>	211
5.32	<i>Composites de précipitations, golfe de Gênes, pour ARP et ARP-SA2 pour les 4 saisons</i>	212
B.1	<i>Différence de pression réduite au niveau de la mer ARP - ERA40 (hiver/été)</i>	245
B.2	<i>Différence de température à 2m ARP - CRU (hiver/été)</i>	246
B.3	<i>Différence de précipitations ARP - CRU (hiver/été)</i>	247
B.4	<i>Différence de SST CAM - ARP (hiver/été)</i>	249
B.5	<i>Différence de pression réduite au niveau de la mer CAM - ARP (hiver/été)</i>	250

B.6	<i>Différence de température à 2m CAM - ARP (hiver/été)</i>	251
B.7	<i>Différence de précipitations CAM - ARP (hiver/été)</i>	252
C.1	<i>Illustration of Walin's notation on a schematic graph of the ocean (Walín, 1982).</i> . . .	256
C.2	<i>Water mass transformations for the Mediterranean Sea (OPAMED8, 1970-1998)</i> . . .	259
C.3	<i>Integral of the water mass transformations for the Med Sea (OPAMED8, 1970-1998)</i> . .	260
C.4	<i>Water mass formations ($m^3/K/s$) for the Mediterranean Sea (OPAMED8, 1970-1998)</i> .	261
C.5	<i>Schematic of the diagnostic results of exchanging a cold water mass for a warm one</i> . .	262
C.6	<i>Map of the boxes used for applying Walin's method</i>	263
C.7	<i>Water mass transformations due to the surface flux, (OPAMED8, 1970-1998)</i>	265
C.8	<i>Location of the various vertical sections</i>	266
C.9	<i>Water mass transformation for the WMDW formation area (OPAMED8, 1970-1998)</i> .	268
C.10	<i>Water mass formations for the WMDW formation area (OPAMED8, 1970-1998)</i> . . .	272
C.11	<i>Schematic view of the correlation chain linking the processes of the WMDW formation</i> .	274
C.12	<i>Time-series of water mass transformation peaks (WMDW, EMDW and LIW formation)</i>	275
C.13	<i>Comparison between the average 1970-1998 and three particular years</i>	276
C.14	<i>Potential temperature vertical section for the Alboran Sea ($3^\circ E$)</i>	281
C.15	<i>As in figure C.14, but for the Liguro-Provençal basin ($41^\circ N$)</i>	282
C.16	<i>As in figure C.14, but for the Liguro-Provençal basin ($39.5^\circ N$)</i>	283
C.17	<i>As in figure C.14, but for the Sardinia Strait ($9^\circ E$)</i>	284

Liste des tableaux

2.1	<i>Récapitulatif des caractéristiques des simulations climatiques utilisées dans la thèse</i>	51
3.1	<i>Caractéristiques des simulations de l'hiver 1986-87 et volume de WMDW formée</i>	56
3.2	<i>Différentes manières de calculer la profondeur de la couche de mélange</i>	92
3.3	<i>Volume d'eau formée dans la zone LION au cours de l'hiver 1986-87</i>	94
3.4	<i>Valeur moyenne et écart-type des flux de surface en hiver (période 1961-99, LION₄)</i>	98
3.5	<i>Valeur moyenne et écart-type des flux de surface quotidiens (LION₄, DJF)</i>	101
4.1	<i>Moyennes et écarts-types des forçages (moy. annuelle, CAM, OM8-ARP, OM8-ERA)</i>	112
4.2	<i>Moyennes et écarts-types des forçages pour d'autres jeux de données</i>	113
4.3	<i>Moyennes et écarts-types des variables SST, T3D, SSS et S3D</i>	123
4.4	<i>Profondeur maximale de la couche de mélange (CAM, OM8-ARP, climatologie)</i>	127
4.5	<i>Taux de formation des masses d'eau (LIW, LDW, EMDW, WMDW)</i>	128
4.6	<i>Moyennes et écarts-types des forçages (moy. annuelle) sur la zone LION</i>	134
4.7	<i>Moyennes et écarts-types des forçages (hiver), zone LION₄</i>	135
4.8	<i>Moyennes et écarts-types des variables SST, T3D, SSS et S3D (zone LION)</i>	137
4.9	<i>Moyennes et écarts-types des variables T3D et S3D (zone LION, période 1971-91)</i>	138
4.10	<i>Cycle saisonnier de la couche de mélange (CAM, OM8-ARP, climatologie), zone LION</i>	139
4.11	<i>Seuil en densité pour le taux de formation de la WMDW</i>	150
4.12	<i>Caractéristiques θ-S-ρ de la WMDW</i>	154
5.1	<i>Récapitulatif pour le suivi automatique des dépressions</i>	185
5.2	<i>Caractéristiques des dépressions en Méditerranée</i>	186
5.3	<i>Caractéristiques des trajectoires dont $\zeta_{rmax} > 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$ pour ARP et CAM</i>	192
5.4	<i>Caractéristiques des trajectoires pour $\zeta_{rmax} > 1.10 \cdot 10^{-4} s^{-1}$ pour ARP et ARP-SA2</i>	197
5.5	<i>Nombre de cyclogénèses et intensité moyenne sur 38 ans, pour le golfe de Gênes.</i>	200
5.6	<i>Caractéristiques des trajectoires, $\zeta_{rmax} > 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$, golfe de Gênes</i>	203
B.1	<i>Définition des boîtes de Rockell pour la validation</i>	253
B.2	<i>Comparaison climatique par boîtes d'ARPEGE-Climat, de SAMM et des données CRU</i>	254
C.1	<i>Comparison of the water mass formation rate with Tziperman and Speer (1994) study</i>	265
C.2	<i>Characteristics of the WMDW along its path into the western Mediterranean Basin.</i>	267
C.3	<i>Seasonal cycle for the components of the Walin's diagnostic (WMDW box)</i>	270
C.4	<i>Mean values and interannual standard deviations for the surface fluxes</i>	270
C.5	<i>Mean values and interannual standard deviations (WMDW box, transformation peaks)</i>	273
C.6	<i>Mean values and interannual standard deviations (WMDW box, formation peaks)</i>	275

Chapitre 1

Introduction générale

Sommaire

1.1	Mare Nostrum	1
1.2	Machine thermodynamique	2
1.2.1	Flux d'eau, de sel et de chaleur	2
1.2.2	Masses d'eau et circulation thermohaline	3
1.3	Influences climatiques de la Mer Méditerranée	5
1.4	Influences du climat sur la mer Méditerranée	6
1.4.1	Téléconnexions	6
1.4.2	Systèmes dépressionnaires	6
1.4.3	Le relief et les vents	7
1.4.4	Les fleuves	7
1.4.5	La mer Noire	8
1.5	Variabilité et tendances en Méditerranée	8
1.5.1	Au dessus de la surface de l'eau	8
1.5.2	Sous la surface de l'eau	11
1.6	Organisation de la thèse	15
1.6.1	Thématiques scientifiques	15
1.6.2	Outils	16
1.6.3	Plan de la thèse	17

1.1 Mare Nostrum

La mer Méditerranée s'étend d'Ouest en Est sur environ 4000 km de 6°W à 36°E. En latitude, elle est comprise entre 30°N et 46°N (cf. figure 1.1). Elle possède une profondeur moyenne de 1500 m et représente seulement 0.7% de la surface totale des océans et 0.3% de leur volume. Pourtant, elle détient un rôle primordial dans les études climatiques et océanographiques d'hier et d'aujourd'hui. Historiquement, la mer Méditerranée constitue le berceau de nombreuses civilisations et à ce titre elle est fréquentée par les hommes depuis plusieurs dizaines de millénaires. Sa circulation fut d'ailleurs étudiée scientifiquement dès l'antiquité. En effet, pour tous les pays qui possèdent une façade maritime en Méditerranée, l'étude scientifique de cette mer est un objectif aux retombées économiques, sociales, militaires, environnementales et politiques importantes. Facile d'accès, la mer Méditerranée

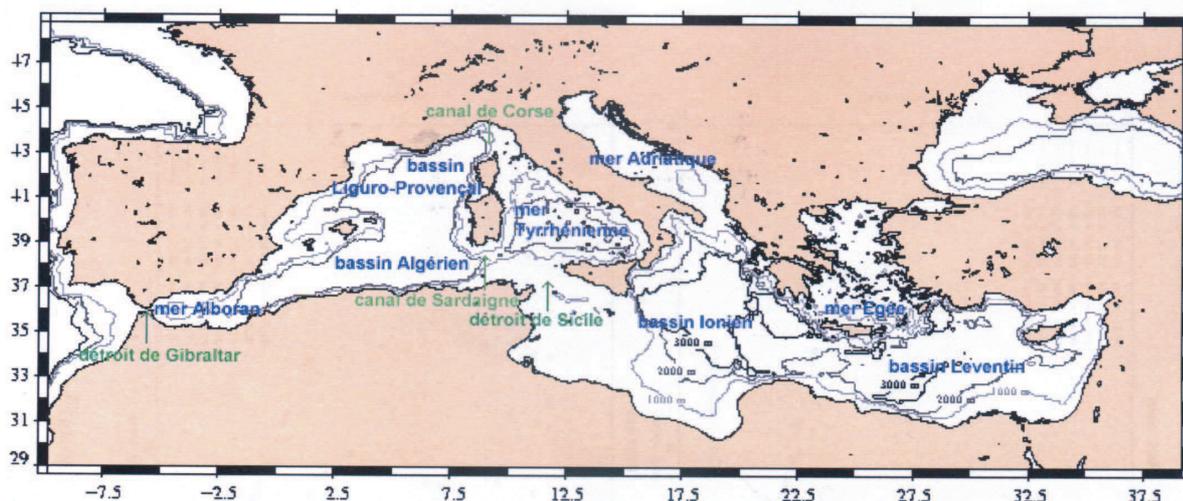


FIG. 1.1 – Carte de la mer Méditerranée mentionnant les principaux bassins et détroits.

constitue l'une des premières zones étudiées par les océanographes et l'une des mieux échantillonnées. La première description du fonctionnement du détroit de Gibraltar fut faite par J.S. Von Waitz en 1755 et l'on trouve des allusions à ce problème dès 1661 à la Royal Society of London.

De nos jours, la mer Méditerranée est considérée comme un “océan miniature” (Lacombe, 1971; Béthoux et al., 1999), une sorte de laboratoire où l'on pourrait étudier à côté de chez nous de nombreux phénomènes présents par ailleurs dans les océans du globe mais difficiles d'accès : convection profonde (MEDOC Group, 1970; Leaman and Schott, 1991; Schott et al., 1996; Mertens and Schott, 1998), convection sur les plateaux continentaux (Béthoux et al., 2002), circulation thermohaline et interactions de masses d'eau (Lacombe and Tchernia, 1960; Wüst, 1961), courant jet et instabilités baroclines (Speich, 1992; Mortier, 1992; Millot, 1987, 1991; Millot et al., 1997), tourbillons quasi-permanents (Alhammoud et al., 2005), passage de masses d'eau dans des détroits peu profonds (Vignudelli et al., 2000; Stratford and Haines, 2000; Béranger et al., 2004, 2005) font partie des exemples. Les interactions d'échelle sont également présentes partout en Méditerranée comme le résume parfaitement l'article de Robinson et al. (2001) : on distingue en gros 3 échelles, l'échelle du bassin (circulation thermohaline), l'échelle des sous-bassins (courants, gyres semi-permanents, transformation de masses d'eau) et la meso-échelle (méandres, filaments, tourbillons d'instabilité barocline). Robinson et al. (2001) donne une valeur de 10 à 14 km pour le premier rayon de déformation de Rossby, quatre fois plus petit que la valeur typique de l'océan mondial.

1.2 Machine thermodynamique

1.2.1 Flux d'eau, de sel et de chaleur

La mer Méditerranée peut être considérée comme une immense machine thermodynamique qui échange sel, eau et chaleur avec l'océan Atlantique par une zone étroite, le détroit de Gibraltar. Celui-ci fait 20 km de large au point le plus étroit et 380 m de

profondeur au point le moins profond. Il permet cependant l'échange entre les deux bassins par un double courant : environ 1 Sv d'eau chaude (15.4°C) et peu salée (36.2 psu) entre en surface en provenance de l'Atlantique (Atlantic Water, AW) et légèrement moins d'eau froide (13°C) et salée (38.4 psu) en sort en subsurface (Mediterranean Outflow Water, MOW). Ces échanges se soldent par un flux net d'eau et de chaleur (la Méditerranée gagne de l'eau et de la chaleur par Gibraltar). A une échelle pluri-annuelle et en état de quasi-équilibre, ces gains sont compensés par des pertes égales par la surface de la mer Méditerranée qui est donc une source d'eau et de chaleur pour son environnement atmosphérique.

La valeur de ces flux est encore très controversée. Pour la perte d'eau Evaporation - Précipitations - Ruissellement¹, *Béthoux* (1979) donne une valeur de -0.95 m/an répartie sur la surface de la Méditerranée ($2.45 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$). Cette valeur est confirmée par *Béthoux and Gentili* (1994) (-1.0 m/an). Mais on trouve également d'autres valeurs, généralement plus faibles, dans la littérature : *Bryden and Kinder* (1991) en se basant sur l'expérience GIBEX (1985-86) et sur l'hypothèse de l'équilibre des flux entre Gibraltar et la surface donnent un déficit en eau compris entre -0.56 et -0.66 m/an, *Gilman and Garrett* (1994) donnent entre -0.52 m/an, *Peixoto et al.* (1982) entre -0.63 et -0.69 m/an, *Béthoux and Gentili* (1999) entre -0.78 et -0.95 m/an, *Castellari et al.* (1998) entre -0.56 et -0.66 m/an et *Boukthir and Barnier* (2000) une valeur de -0.48 m/an à partir de la réanalyse ERA15. *Bryden et al.* (1994) effectuent une revue des valeurs obtenues dans la littérature qui s'échellonnent de 0.47 m/an à 1.31 m/an et donne une valeur de 0.52 m/an.

Pour le flux net de chaleur (perte par la surface, gain par Gibraltar), la valeur de $-7 \pm 3 \text{ W.m}^{-2}$ (*Béthoux*, 1979) semble être plus unanime. On retrouve des valeurs compatibles dans *Bunker et al.* (1982) (-7 W.m^{-2}) et dans *Macdonald et al.* (1994) (-2.8 à -6.9 W.m^{-2}).

Par ailleurs, *Bryden et al.* (1994) donnent une valeur pour le flux d'eau entrant à Gibraltar de $0.72 \pm 0.16 \text{ Sv}$. *Boukthir and Barnier* (2000) donnent 0.77 Sv mais *Béthoux* (1979) donnent 1.68 Sv. Rappelons que la différence entre le flux entrant à Gibraltar et le flux sortant est de l'ordre de 0.08 Sv si on prend -1 m/an comme valeur pour E-P-R (*Béthoux and Gentili*, 1994) et deux fois plus faible si on s'aligne sur les valeurs de *Bryden and Kinder* (1991).

1.2.2 Masses d'eau et circulation thermohaline

Cette machine thermodynamique est aussi appelée *bassin de concentration* car elle transforme des eaux peu salées en entrée en eaux salées en sortie ou encore *bassin à circulation anti-estuaire* car de l'eau entre en surface et sort par le fond. Ces types de fonctionnement ne sont possibles que si un flux d'eau au moins équivalent au flux à Gibraltar passe de la couche de surface à la couche profonde à travers la thermocline. Cela induit une circulation dans le plan vertical forcée par les différences de salinité et de température, c'est la circulation thermohaline. On l'appellera MTHC dans la suite pour *Mediterranean ThermoHaline Circulation*. Pour fonctionner, la MTHC nécessite un ou plusieurs sites de convection intermédiaire ou profonde. En Méditerranée, il y a 3 principaux sites qui

¹Dans la suite, on utilisera E-P-R pour Evaporation-Précipitations-Ruissellement.

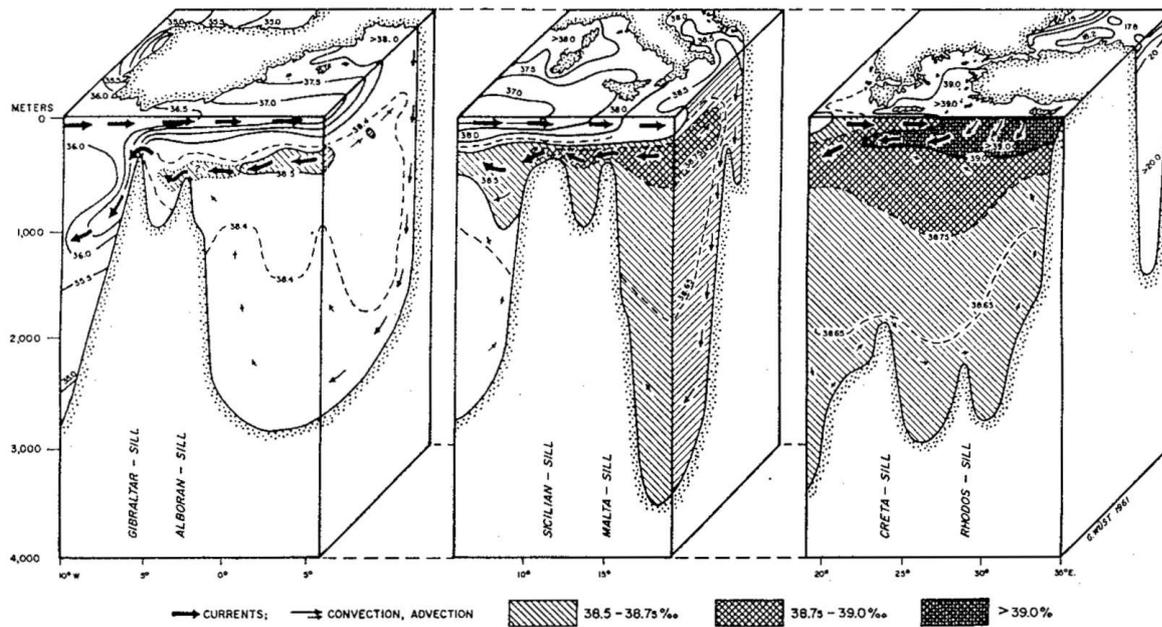


FIG. 1.2 – Schéma 3D de la circulation thermohaline de la mer Méditerranée montrant la formation et le cheminement des 4 principales masses d'eau AW, LIW, EMDW et WMDW extrait de Wüst (1961).

produisent chacun une masse d'eau caractéristique² : une eau intermédiaire la *Levantine Intermediate Water* (LIW) produite en hiver dans la zone du gyre de Rhodes dans le bassin Levantin (*Ovchinnikov, 1984; Lascaratos et al., 1993*). Elle se stabilise en densité vers 200-300 m de profondeur. Son chemin à travers la Méditerranée se fait vers l'ouest et le nord. Elle constitue un maximum de salinité de subsurface présent entre 200 et 600 m, presque partout en Méditerranée. Elle contribue fortement à la formation des deux principales eaux profondes de la Méditerranée en préconditionnant la convection hivernale (*MEDOC Group, 1970; Madec, 1990; Wu and Haines, 1996, 1998*). La formation de *Levantine Deep Water* (LDW) a également été observée dans ce bassin (*Ozsoy et al., 1993*). L'eau profonde de la Méditerranée Est (*Eastern Mediterranean Deep Water, EMDW*) est formée au sud de la mer Adriatique puis passe le seuil d'Otrante et plonge pour remplir le fond de la Méditerranée Est (*Artegiani et al., 1997*). Plus récemment (début des années 90), l'*Eastern Mediterranean Transient* (*Roether et al., 1996; Klein et al., 1999*) a vu l'apparition d'un autre site de formation de l'EMDW, la mer Egée, déjà mentionnée comme un site possible de formation de l'EMDW par *Nielsen (1912)*. Au large du Golfe du Lion vers (5°E, 42°N), une convection profonde a lieu régulièrement et permet la formation de l'eau profonde de la Méditerranée Ouest (*Western Mediterranean Deep Water, WMDW*). Cette zone de convection est l'une des plus profondes et des plus connues au monde (*MEDOC Group, 1970; Marshall and Schott, 1999*). La convection peut y atteindre le fond (> 2000 m) certaines années (*Leaman and Schott, 1991*). La figure 1.2 et la figure 1.3 schématisent la formation et le parcours des différentes masses d'eau en Méditerranée comme ils étaient vus en 1961 et comme ils le sont en 2001. Notons cependant que le parcours de la LIW dans le bassin ouest après le détroit de Sicile n'est pas très réaliste dans le schéma de la figure 1.3. Une circulation cyclonique en mer Tyrrhénienne devrait être représentée.

²La liste des acronymes des masses d'eau présentes en Méditerranée est donnée en annexe A en s'appuyant sur un rapport du CIESM (<http://www.ciesm.org>).

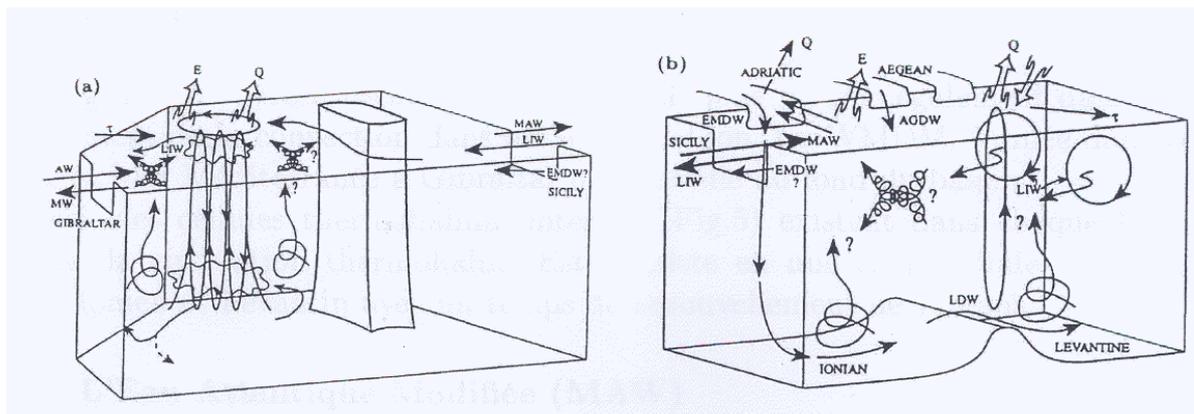


FIG. 1.3 – Schéma de la mer Méditerranée montrant la formation, le cheminement et le mélange des différentes masses d'eau en Méditerranée. Figure extraite de Robinson et al. (2001) avec E l'évaporation, Q le flux net de chaleur et τ la tension de vent.

Le fonctionnement de cette machine thermodynamique (échange d'eau et de chaleur) permet d'appréhender les différentes influences possibles de la mer Méditerranée sur son environnement (océan Atlantique, climat) et réciproquement l'influence du climat sur la mer Méditerranée.

1.3 Influences climatiques de la Mer Méditerranée

A travers la MOW, la Méditerranée influence l'Océan Atlantique comme une source de sel et de chaleur qui se stabilise en densité vers 1000 m de fond (Curry et al., 2003; Potter and Lozier, 2004). Reid (1979) montre ainsi que l'eau méditerranéenne peut avoir une influence sur la circulation thermohaline globale en tant que source de sel en subsurface, favorisant la convection profonde en hiver aux hautes latitudes de l'Atlantique Nord. Un répercussion sur le climat est donc possible par cette rétroaction. Mauritzen et al. (2001) émet également l'hypothèse que la salinité de la MOW influence les eaux centrales (Central Waters) de l'Atlantique Nord.

Le fait que le temps de résidence des eaux (entre 10 et 100 ans suivant les masses d'eau³) en Méditerranée soit beaucoup plus faible que dans l'océan global implique que la mer Méditerranée agit de plus comme un révélateur rapide des anomalies locales du climat et peut les transmettre à l'Atlantique (Béthoux et al., 1999).

Par ailleurs, par sa surface, la Méditerranée est une source de chaleur et d'eau pour l'atmosphère. Il a été montré que la mer Méditerranée influe sur le climat de manière très locale (Lebeaupin et al., 2005, pluies cévenoles), de manière régionale avec un impact sur la cyclogénèse méditerranéenne (Alpert et al., 1990; Barlan and Caillaud, 2004) et sur le climat régional (Somot, 2000; Li, 2005) mais aussi sur l'ensemble de l'hémisphère nord (Li, 2005), voire sur la mousson africaine (Fontaine et al., 2002; Rowell, 2003; Peyrille and Lafore, 2005). Les modifications climatiques engendrées par la SST (Sea Surface Tempe-

³Robinson et al. (2001) parle de 125 ans pour l'EMDW en-dessous de 1200 m. Pour l'ensemble des eaux de la mer Méditerranée, un rapide calcul donne également 125 ans avec un taux de renouvellement de 1 Sv et un volume de $3.9 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$.

rature) de la Méditerranée semblent se propager soit par des advections en basses couches (exportation de chaleur et d'humidité), soit par des modifications de la position nord de la cellule de Hadley sur l'Afrique ou encore par une modification du *jet-stream* Asiatique qui démarre au nord de l'Afrique et agit comme un guide d'onde (Li, 2005).

1.4 Influences du climat sur la mer Méditerranée

Par les échanges de chaleur et d'eau à travers la surface, la Méditerranée est également soumise à de nombreuses influences climatiques.

1.4.1 Téléconnexions

En commençant par l'échelle globale, on peut dire que la *Southern Oscillation* a assez peu d'influence sur la région méditerranéenne. En revanche, la *North Atlantic Oscillation* (NAO) est un mode de variabilité expliquant une part importante de la variabilité en Méditerranée en hiver. En phase NAO positive, les dépressions passent préférentiellement sur le nord de l'Europe entraînant en moyenne un climat froid et sec sur les côtes du bassin méditerranéen. En phase négative, on retrouve un climat plus humide et plus chaud. L'influence de la NAO a été prouvée par de nombreux auteurs : influence de la NAO sur la trajectoire des dépressions en Méditerranée en hiver (Ulbrich *et al.*, 1999) et par conséquent sur les pluies en hiver (Ulbrich *et al.*, 1999; Xoplaki *et al.*, 2000, 2004), sur les températures en été (Xoplaki *et al.*, 2003), sur les flux océan-atmosphère au dessus de la mer Egée en hiver (Josey, 2003; Zervakis *et al.*, 2004), sur les flux océan-atmosphère dans l'ouest (Vignudelli *et al.*, 1999; Tsimplis and Josey, 2001; Rixen *et al.*, 2005), sur les précipitations en automne sur l'ouest (Valero *et al.*, 2004).

D'autres téléconnexions ont été trouvées entre le NAWA (indice North Africa - West Asia) (Paz *et al.*, 2003) et le climat méditerranéen ou encore entre la mousson indienne et la zone méditerranée (Raicich *et al.*, 2003, Julia Slingo, communication personnelle).

Une revue de ces influences de grandes échelles sur la région méditerranéenne est faite dans Paz *et al.* (2003).

1.4.2 Systèmes dépressionnaires

Le climat méditerranéen est également influencé par les dépressions venues de l'Atlantique soit directement soit parce qu'elles sont réactivées en passant au-dessus de la mer Méditerranée. Ces dépressions que l'on qualifie souvent de dépressions méditerranéennes sont forcées en altitude par des anomalies de tourbillon potentiel héritées des dépressions atlantiques, et en surface sont forcées par le relief très présent tout autour du bassin et par les contrastes terre-mer (Alpert *et al.*, 1990; Maheras *et al.*, 2001; Trigo *et al.*, 2002). Les dépressions qui passent en Méditerranée, qu'elles soient d'origine atlantique ou formées en Méditerranée apportent une part importante des précipitations en Méditerranée au moins en hiver, au printemps et à l'automne (INM/WMO, 1997). Le climat de la région subit donc fortement leur influence et également leur variabilité interannuelle qui elle-même peut dépendre de grands modes de variabilité comme la NAO. Ces systèmes dépressionnaires sont de taille caractéristique sous-synoptique, ce qui les rend plus difficiles à décrire (Trigo *et al.*, 1999, 65% des dépressions ont un rayon inférieur à 550 km et leur durée de vie moyenne est de 28 h).

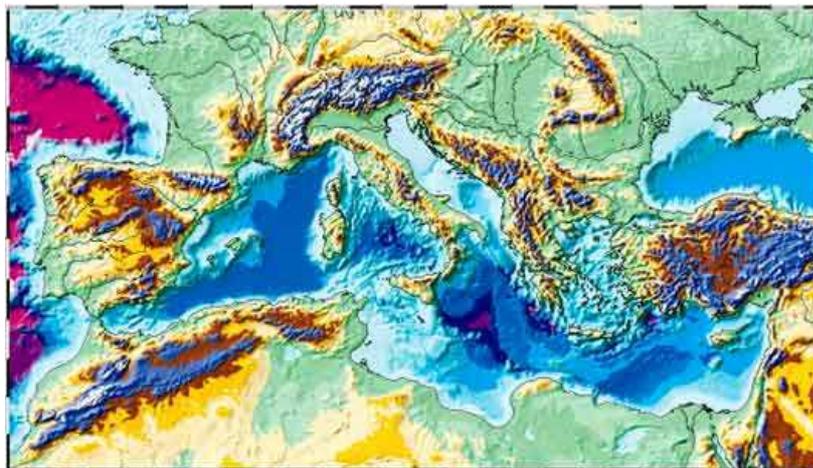


FIG. 1.4 – Carte des reliefs sur et sous la mer Méditerranée.

1.4.3 Le relief et les vents

Plus localement, le relief joue également un rôle important en créant des vents régionaux. Autour du bassin, les reliefs (Pyrénées, Massif Central, Alpes, Apennins, Alpes dinariques, relief balkanique, monts turcs, reliefs espagnols et Atlas) contraignent en effet fortement la circulation atmosphérique en basse couche (cf. figure 1.4). Certains vents régionaux se créent en réponse à ces contraintes. Le Mistral et la Tramontane sont connus en France mais la Bora en Italie, les Etésiens en mer Egée ou le Sirocco venant du sud sont également importants et influencent la météorologie et le climat du bassin méditerranéen ainsi que la circulation de la mer Méditerranée.

1.4.4 Les fleuves

Le climat influence également le débit des fleuves du bassin versant de la mer Méditerranée (dont les 4 principaux le Rhône, l'Ebre, le Po et le Nil). Ceux-ci ont en retour un impact sur la salinité de la mer Méditerranée. Leur débit n'est pas négligeable puisque le débit du Rhône représente l'équivalent de 0.02 m d'eau par an (*Tomczak and Godfrey*, 1994) réparti sur la surface de la mer Méditerranée⁴, le Nil 0.018 m/an et l'ensemble des fleuves 0.14 m/an. Cette valeur est à comparer à celle des précipitations sur la surface de la mer Méditerranée (+0.34 m/an) et à celle du bilan net annuel E-P-R (-1.0 m/an).

La construction du barrage d'Assouan en Egypte en 1964 et l'utilisation des eaux du Nil pour l'irrigation ont entraîné une forte décroissance du débit de ce fleuve en Méditerranée. Seuls 20% des précipitations de son bassin versant arrivent à son embouchure selon nos estimations (base de données RivDis, *Vörösmarty et al.*, 1996) et 10% selon *Skliris and Lascaratatos* (2004) qui utilisent une valeur de 0.035 m/an avant la construction du barrage d'Assouan. *Rohling and Bryden* (1992) citent le barrage d'Assouan comme une possible source de l'évolution des caractéristiques des eaux profondes de la mer Méditerranée. *Skliris and Lascaratatos* (2004) décrivent l'impact de la construction de ce barrage sur la circulation thermohaline en Méditerranée. D'une manière plus générale, *Skliris and Lascaratatos* (2004) indiquent que l'ensemble des débits des fleuves se jetant en Méditerranée a été réduit de 50% depuis 150 ans à cause de la mise en service de nombreux barrages.

⁴La surface de la mer Méditerranée est égale à $2.5 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$ (*Béthoux*, 1980).

1.4.5 La mer Noire

Les échanges entre la mer Noire et la mer Egée sont souvent comptés avec les fleuves. En effet, même si ces échanges se font sur deux couches comme à Gibraltar (*Yüce*, 1996, eaux peu salées entrant en mer Egée en surface et eaux salées sortant en sub-surface), le bilan pour la mer Egée est celui d'un apport d'eau douce de l'ordre de $6000 \text{ m}^3/\text{s}$ (*Tixeront*, 1970; *Tomczak and Godfrey*, 1994) c'est à dire l'équivalent de 0.08 m d'eau par an répartis sur la surface de la Méditerranée. Le bilan E-P-R sur la surface de la mer Noire est négatif. Ce surplus d'eau s'écoule en Méditerranée (*Stanev et al.*, 2000).

Si on considère le problème d'un point de vue régional, le flux entrant en Méditerranée depuis la mer Noire (24-28 psu) représente l'équivalent de 1.7 m/an d'eau fraîche déposée sur la surface de la Mer Egée (*Zervakis et al.*, 2000).

L'ensemble des fleuves plus la mer Noire est équivalent à 0.22 m/an (*Tomczak and Godfrey*, 1994) ou 0.27 m/an (*Béthoux*, 1979) réparti sur la surface de la Méditerranée. Ces quelques chiffres nous font comprendre l'importance des fleuves et des échanges mer Noire-mer Egée pour la Méditerranée. On se reportera à *Somot* (2002b) et *Barlan et al.* (2003) pour plus de détails sur les fleuves et à *Somot et al.* (2001) pour le bilan hydrologique de la mer Noire.

1.5 Variabilité et tendances en Méditerranée

Les différents forçages (de l'échelle globale à l'échelle locale) qui influent sur le bassin méditerranéen et la mer Méditerranée impliquent une forte variabilité temporelle et spatiale à de nombreuses échelles. La rétroaction de la mer Méditerranée sur son environnement renforce cette variabilité. Nous allons essayer de décrire quelques uns des types de variabilité rencontrés en Méditerranée.

1.5.1 Au dessus de la surface de l'eau

Cycle saisonnier

D'après le dictionnaire du climat (*Beltrando and Chémery*, 1995), on peut décrire le climat méditerranéen comme "un climat pluvieux et souvent doux en hiver (perturbations d'ouest) et chaud et sec en été (hautes pressions tropicales)". Il appartient au "climat subtropical : transition entre la zone chaude et la zone tempérée". Cette définition montre que le cycle saisonnier est nettement marqué autour du bassin méditerranéen. Les indices climatiques qui définissent le mieux le climat méditerranéen sont ceux qui tiennent compte de ce cycle saisonnier. L'indice de Gaussen (*Bagnouls and Gaussen*, 1953), par exemple, définit le climat méditerranéen comme celui où l'on peut trouver entre 2 et 8 mois consécutifs où la relation $2.T > P$ est vérifiée, avec T la température mensuelle en °C et P le cumul des précipitations en mm/mois. *Somot* (2002a) prouve que cet indice de Gaussen permet de délimiter le climat méditerranéen aussi bien à partir de données observées que de sorties de modèles climatiques⁵.

⁵Cette étude, dans laquelle différents indices climatiques ont été testés, ne sera pas reprise dans cette thèse.

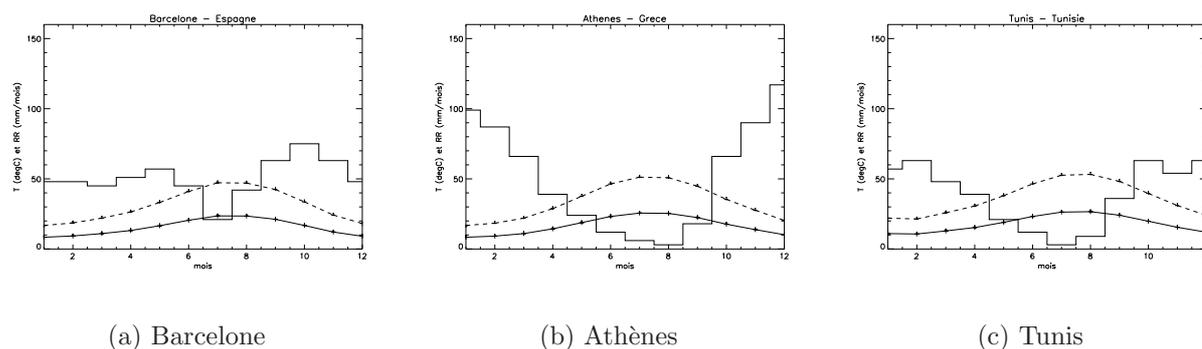


FIG. 1.5 – Diagramme ombrothermique pour 3 villes du bassin méditerranéen. Précipitation en histogramme (mm/mois), température ($^{\circ}\text{C}$) en trait plein et deux fois la température en pointillés. Figures extraites de Somot (2002a).

Variabilité interannuelle

La variabilité interannuelle du climat méditerranéen est principalement pilotée par la NAO comme décrit ci-dessus (cf. paragraphe 1.4.1). En changeant le parcours des dépressions en hiver et le positionnement de l’anticyclone des Açores en été, elle modifie la température en surface et le régime des précipitations. Les articles concernant ce sujet ont été cités ci-dessus dans la partie traitant de l’influence du climat sur la région méditerranéenne.

Événements extrêmes

Le bassin méditerranéen est également connu pour ses événements extrêmes qui résultent des différents forçages décrits ci-dessus. Les épisodes de sécheresse, de froid inhabituel, d’inondations, de crues des fleuves ou de glissement de terrains sont classiques et fortement relayés par les médias. Un des phénomènes les plus connus en France est certainement ce que l’on appelle “les pluies cévenoles” qui se produisent sur les contreforts du massif central à l’automne lorsque la mer est chaude et que des forçages d’altitude d’échelle synoptique (air froid, anomalies positives de vorticité) viennent se mettre en phase avec des forçages en basse couche (flux d’air humide, relief, ...). Cependant, en dehors des épisodes de sécheresse (cf. projet GICC-IMFREX⁶), ces événements extrêmes sont difficiles à étudier avec des modèles climatiques et nous les laisserons de côté dans cette thèse. Une première initiative alliant pluies cévenoles et échelle climatique sera tentée au cours du projet français CYPRIM⁷.

Tendances

Le bassin méditerranéen est également le siège de nombreuses tendances à l’échelle décennale ou plus. La question de leur lien avec le réchauffement climatique ou avec la variabilité interne du système terre est posée mais en tout état de cause elles existent. Une tendance à la diminution des précipitations est ainsi observée sur les dernières décennies : Xoplaki *et al.* (2000) montrent une diminution des pluies durant les deux dernières décennies

⁶<http://medias.dsi.cnrs.fr/IMFREX/bienvenue.jsp>

⁷<http://www.cnrm.meteo.fr/cyprim/>

sur la Méditerranée Est et plus particulièrement sur la Grèce. *Trigo et al.* (2000) analysent cette tendance sur les précipitations comme un affaiblissement de la cyclogénèse méditerranéenne. Le même type de résultats est obtenu par *Valero et al.* (1996) sur les précipitations du bassin ouest. *Alpert et al.* (2002) montrent une diminution des pluies en Espagne, Italie, Turquie, Israël et Chypre de 1951 à 1995. Cette diminution s'accompagne d'une augmentation paradoxale des pluies les plus fortes : l'augmentation de la variance domine la diminution de la moyenne. Cette situation découle de la diminution du nombre de jours de pluie qui accompagne une augmentation en fréquence et en persistance du régime de temps de type anticyclone sub-tropical au dessus de la Méditerranée. *Moisselin et al.* (2002) obtiennent également une diminution significative des précipitations sur la fin du 20^{ème} siècle sur la façade méditerranéenne française à partir de longues séries de données homogénéisées. A partir de la réanalyse ERA15, *Boukthir and Barnier* (2000) montrent une tendance à la diminution des pluies sur mer sur la période 1979-1993, diminution qui entraîne l'augmentation du bilan E-P-R.

Quereda Sala et al. (2000) étudient le réchauffement sur les côtes méditerranéennes de l'Espagne. Ils concluent que ce réchauffement est dû à un effet de l'urbanisation mais ce sentiment est assez peu partagé dans la communauté climatique et la plupart des chercheurs attribuent le réchauffement de la fin du 20^{ème} siècle aux prémices du changement climatique prévu pour le 21^{ème}. Cela reste à prouver dans bien des cas et la variabilité naturelle du climat doit être filtrée.

Cependant les premières études montrant une similitude entre la structure spatiale du réchauffement climatique observée sur le 20^{ème} siècle et celle du réchauffement climatique modélisé sur le 21^{ème} siècle apparaissent à l'échelle régionale (*Spagnoli et al.*, 2002). Mentionnons tout de même que trop peu d'études concernent les pays du sud du bassin (Maroc, Algérie, Tunisie, Libye, Egypte) pour pouvoir généraliser ces tendances à l'ensemble du bassin.

Scénario de changement climatique

Concernant les scénarios de réchauffement climatique émis par l'*IPCC* (2001), peu d'études se sont concentrées sur le bassin méditerranéen avec des outils de modélisation numérique régionale. *Ulbrich et al.* (2005) font une revue de la question. La Méditerranée est une des zones du globe où les modèles s'accordent pour décrire un réchauffement très marqué et une diminution des précipitations en moyenne annuelle *IPCC* (2001). Une conclusion unanime parmi les GCMs (General Circulation Model) et les RCMs (Regional Climate Model) est que le bassin méditerranéen devrait subir au cours du 21^{ème} siècle un réchauffement, plus marqué qu'en moyenne sur la planète et également plus marqué en été qu'en hiver et sur continent que sur mer. Le nombre, l'intensité et l'étendue des canicules devraient augmenter (*Schär et al.*, 2004). Pour les précipitations, le sud du bassin est toujours marqué par un assèchement. Pour le nord, les résultats dépendent du modèle et de la saison. L'idée d'un assèchement en été et d'une humidification en hiver est assez partagée. Pour la fin du 21^{ème} siècle (2071-2100) et dans l'hypothèse du scénario SRES-A2 (*IPCC*, 2001), le projet européen PRUDENCE (*Christensen et al.*, 2002) permet d'obtenir une estimation des valeurs à partir de 10 modèles régionaux (*Jacob et al.*, 2005, et Michel Déqué, communication personnelle) : sur continent (Péninsule Ibérique, Italie, Grèce, Sud de la France), on obtient un réchauffement moyen d'environ +3°C en hiver et +5°C en été. Un réchauffement de +6.3°C en été est prévu par le modèle le plus chaud sur la zone Italie+Grèce en été. Concernant les précipitations, la valeur moyenne montre une légère

diminution des pluies en hiver mais sans consensus (des diminutions de -0.3 mm/j et des augmentations de $+0.1$ mm/j sont prévues) et une diminution de -0.5 mm/j en été (ce qui représente souvent 50% des précipitations du climat présent).

1.5.2 Sous la surface de l'eau

Variabilité interne

La variabilité de la mer Méditerranée est principalement imposée par ses forçages externes liés aux flux océan-atmosphère. Cependant, elle possède une variabilité interne non négligeable due aux nombreux processus physiques qui s'y déroulent et y interagissent. Cette variabilité induite par les processus internes va de l'échelle quotidienne à l'échelle interannuelle (Robinson *et al.*, 2001). La formation de la LIW, son parcours à une profondeur intermédiaire, l'influence du vent sur ce parcours, son utilité dans le préconditionnement de la formation de l'EMDW et de la WMDW, ... font de cette masse d'eau une bonne source de variabilité interne (Myers *et al.*, 1998a).

Les tourbillons dont la formation et la durée de vie comportent une part d'aléatoire ainsi que l'instabilité des courants côtiers font partie de cette variabilité interne (Alhammoud *et al.*, 2005). La carte de la figure 1.6 mentionne les principaux tourbillons en Méditerranée.

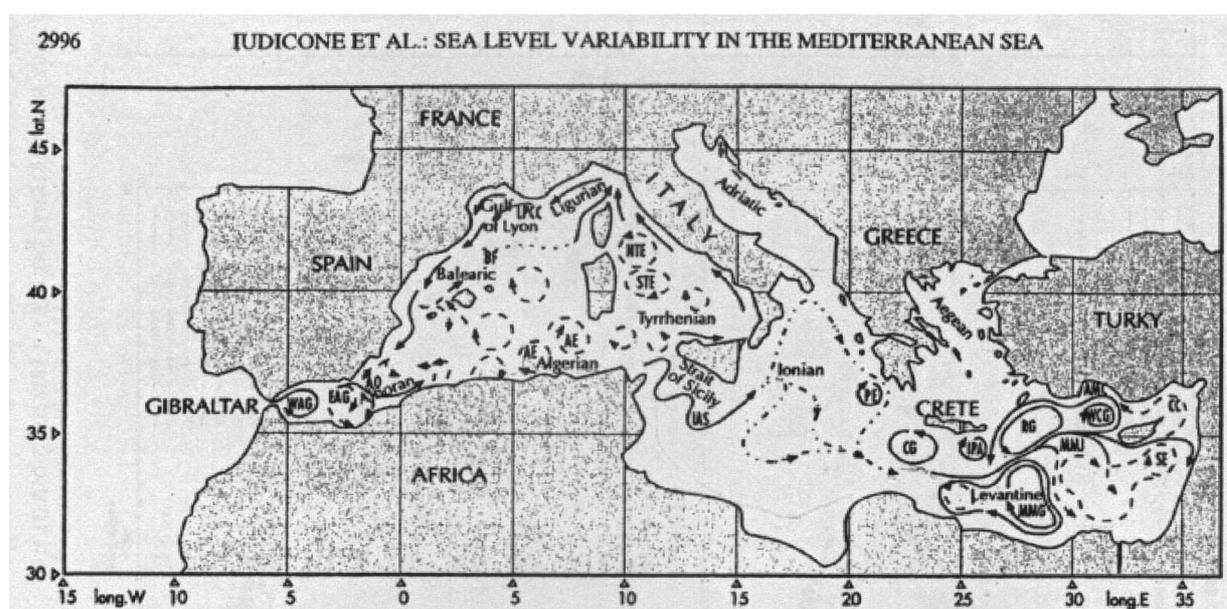


FIG. 1.6 – Carte de la circulation de surface de la mer Méditerranée mentionnant les principaux tourbillons, extraite de Iudicone *et al.* (1998).

Cycle saisonnier

Le cycle saisonnier est imposé par les forçages externes (flux océan-atmosphère, eau Atlantique, Mer Noire, fleuves). Sous leur influence, la Méditerranée suit un cycle très marqué visible sur les champs de surface (SST, SSS⁸, densité) mais aussi sur les transports

⁸SSS : Sea Surface Salinity

aux détroits (*Vignudelli et al.*, 2000; *Béranger et al.*, 2004, 2005), les tourbillons quasi-permanents et les courants (*Alhammoud et al.*, 2005), la profondeur de la couche de mélange (*D’Ortenzio et al.*, 2005) et le phénomène de convection profonde (*MEDOC Group*, 1970).

Variabilité interannuelle

Les forçages extérieurs et en particulier les flux océan-atmosphère induisent également une variabilité interannuelle marquée. Plusieurs auteurs l’étudient avec les données observées disponibles. On peut citer *Béthoux et al.* (2002) pour la variabilité interannuelle de la convection sur le plateau continental du Golfe du Lion et *Mertens and Schott* (1998) pour celle en pleine mer conduisant à la formation de la WMDW. Ces mêmes auteurs dressent un historique des caractéristiques de la WMDW. Notons que les transports aux détroits présentent également une variabilité interannuelle. Cependant, l’océan n’est pas aussi facile à mesurer que l’atmosphère et des données continues sur de longues périodes et spatialement bien réparties manquent cruellement (*Briand*, 2002). Même les études les plus récentes restent très limitées en terme de variabilité interannuelle lorsqu’elles sont basées sur des observations. *Rixen et al.* (2005) s’intéressent à la variabilité interannuelle et aux tendances concernant la température et à la salinité. Le manque de données ne leur permet pas de découper la Méditerranée en plus de 6 boîtes (Ouest-Est et 3 boîtes sur la verticale). Ils obtiennent cependant des résultats intéressants en montrant l’existence d’une variabilité décennale avec par exemple un refroidissement assez général entre 1975 et 1985 pour la couche intermédiaire (150-600 m, bassin Est et Ouest, $-0.02^{\circ}\text{C}/\text{an}$ environ) encadré par deux périodes de réchauffement (1950-1975 puis 1985-2000). De même, le manque de données ne permet pas d’obtenir une série chronologique de la profondeur de la couche de mélange mais uniquement une climatologie moyenne (*D’Ortenzio et al.*, 2005).

Sans vouloir dénigrer les études réalisées ou réalisables avec les données observées concernant la variabilité interannuelle en mer Méditerranée, je veux souligner l’intérêt que peut avoir la modélisation numérique dans ce domaine. Elle permet en effet de combler les lacunes des données dans le domaine spatio-temporel. Le meilleur moyen d’y arriver est de réaliser des réanalyses incluant des schémas d’assimilation de données. De tels projets sont en préparation pour les années à venir grâce à l’océanographie opérationnelle et motivés entre autres par la prévision saisonnière (projet MERCATOR, MFS, MERSEA). En attendant, forcer ou coupler un modèle océanique de mer Méditerranée avec un modèle climatique (méthode adoptée dans cette thèse) semble être la meilleure solution.

Tendances

Au delà de la variabilité interannuelle, différents auteurs ont démontrés que des tendances à long terme existaient en Méditerranée. La première étude fut celle de *Béthoux et al.* (1990) qui montrent un réchauffement et une salinisation des couches profondes (sous 800 m) de la Méditerranée Ouest. Elle fut reprise et complétée par *Béthoux et al.* (1998) qui donnent des tendances moyennes de $+3.47 \cdot 10^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{an}$ et $+1.07 \cdot 10^{-3} \text{ psu}/\text{an}$ sur la période 1959-1997. Cette évolution est compensée en densité. Pour la couche de LIW, les tendances sont comprise entre $+6.8$ et $+9.1 \cdot 10^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{an}$ et entre $+1.8$ et $+1.9 \cdot 10^{-3} \text{ psu}/\text{an}$. *Béthoux et al.* (1998) attribuent ces tendances au changement climatique et estiment qu’elles correspondent à une diminution de la perte de chaleur de $1.74 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ (changement de $+0.5^{\circ}\text{C}$ pour la température de l’air et $+0.4^{\circ}\text{C}$ pour la température de l’eau en surface) et à une augmentation du déficit en eau de 0.1 m.

Rohling and Bryden (1992) étendent l'étude *Béthoux et al.* (1990) jusqu'à 1999 mais en contredisent les conclusions. Pour eux, le réchauffement de la WMDW est dû à une augmentation de salinité de la LIW formée dans l'Est. Cette salinisation serait une réponse à la diminution du débit des fleuves du bassin Est de la Méditerranée suite à la construction de barrages. L'étude numérique de *Skirris and Lascaratos* (2004) concernant le barrage d'Assouan appuie cette dernière explication en concluant qu'il serait responsable de 45% de la tendance observée en sel pour la WMDW. Ils indiquent que le reste pourrait être lié au réchauffement climatique. Ils notent également que le barrage d'Assouan a modifié le bilan hydrique de la Méditerranée de 3.2 cm/an ce qui revient à une diminution de seulement 3.5% du bilan net E-P-R.

Briand (2002) présente une revue de ces tendances sur les études avant 2002 ainsi qu'une liste de projets visant à mesurer sur le long terme les tendances des eaux méditerranéennes. Plus récemment, d'autres études rapportent un réchauffement et une salinisation à long terme des eaux méditerranéennes : *Fuda et al.* (2002) pour la mer Tyrrhénienne, *Potter and Lozier* (2004) à la sortie de Gibraltar dans le Golfe de Cadiz (MOW) et *Curry et al.* (2003) pour les eaux méditerranéennes (MW) dans l'Atlantique Nord. On pourra également se référer à *Skirris and Lascaratos* (2004) pour une revue. Très récemment, *Rixen et al.* (2005) décrivent les tendances en Méditerranée de manière globale en s'appuyant sur la base de données MEDAR/MEDATLAS (*MEDAR/MEDATLAS Group*, 2002). Sur la période 1950-2000, en plus de la variabilité décennale principalement dûe à l'EMT⁹, ils décrivent des tendances à long terme pour la température et la salinité des eaux de fonds (sous 600 m). C'est très clair pour la Méditerranée Ouest avec un réchauffement et une salinisation des eaux profondes (environ $+2.0 \cdot 10^{-3}$ °C/an et $+1.0 \cdot 10^{-3}$ psu/an) plus marqués dans les 15 dernières années. Pour la Méditerranée Est profonde, ils observent des tendances identiques malgré une phase de désalinisation de 1975 à 1985. En revanche, la couche de surface et la couche intermédiaire (150-600 m) de la Méditerranée Est présentent un net refroidissement quand on compare les années 1990-2000 aux années 1960-1970. Pour la couche intermédiaire, ce phénomène pourrait être dû à une remontée de l'ancienne EMDW (froide et peu salée) poussée vers le haut par l'arrivée de la nouvelle EMDW post-EMT (chaude et salée mais plus lourde).

Sur les 50 ans et pour l'ensemble de la Méditerranée, *Rixen et al.* (2005) notent finalement une augmentation du contenu thermique comprise entre $+1.3$ et $+1.5 \cdot 10^{21}$ J et du contenu salin entre $+1.4$ et $+1.6 \cdot 10^{14}$ psu.m³ ce qui correspond à des anomalies de température et de salinité moyenne de $+0.09$ à $+0.10$ °C et $+0.035$ à $+0.04$ psu. Ils concluent également que les évolutions des caractéristiques T-S de la WMDW et de la EMDW sont plus ou moins indépendantes alors que la LIW et donc la couche intermédiaire montrent une évolution cohérente entre les deux bassins.

L'attribution de ces tendances à une cause ou à une autre (réchauffement climatique, barrages, EMT, changement de circulation, NAO) est une question majeure des prochaines années pour la communauté scientifique en Méditerranée. La question du rôle de la LIW en tant que vecteur de la propagation des anomalies entre l'Est et l'Ouest est également ouverte. Finalement le faible temps de résidence des eaux en Méditerranée pourrait permettre une transmission rapide des anomalies vers l'Atlantique. Après avoir été un océan miniature (*Béthoux et al.*, 1999), la Méditerranée pourrait bien devenir "a proxy for climate change" (*Rixen et al.*, 2005).

⁹EMT : Eastern Mediterranean Transient, événement transitoire des années 90 qui a vu la zone principale de formation de l'eau de fond de la Méditerranée Est passée de la mer Adriatique à la mer Egée.

Impact des téléconnexions

Peu d'études ont été réalisées sur l'impact des grands modes de variabilité du système climatique sur les variables océaniques en Méditerranée. Cependant, comme pour le climat méditerranéen, la NAO semble avoir un impact non négligeable, ce qui n'est pas le cas de l'ENSO. *Tsimplis and Josey* (2001) montrent que la NAO a un impact sur le niveau de la mer par l'intermédiaire de l'évaporation, des précipitations et de la pression atmosphérique. Des années 60 aux années 90, la NAO a connu une période fortement positive. Cela s'est traduit par une diminution du niveau de la mer Méditerranée. Les auteurs de cette étude affirment également que cette phase positive prolongée a pu déclencher l'EMT en changeant le flux d'eau du bassin Méditerranéen : moins de dépressions, air plus chaud et plus sec, d'où plus d'évaporation, moins de précipitations et moins de débits pour les fleuves ont conduit à une augmentation de la salinité de surface dans le bassin Est. Le lien entre NAO et EMT mentionné par *Robinson et al.* (2001) est renforcé par l'étude de *Demirov and Pinardi* (2002) mais contredit par celle de *Josey* (2003). *Tsimplis and Rixen* (2002) prouvent également que la phase positive de la NAO implique un refroidissement des SSTs de l'Adriatique et de la mer Egée entre 1960 et 1990 et par conséquent une diminution du niveau de la Méditerranée Est. Cette tendance s'est inversée à partir de 1993 avec un réchauffement et une augmentation du niveau de la mer.

Concernant la Méditerranée Ouest, un travail pionnier (mais sur une courte période, 1985-1996) a été réalisé par *Vignudelli et al.* (1999) liant NAO et transport dans le détroit de Corse. Sur la période 1960-2000, *Rixen et al.* (2005) utilisent la réanalyse NCEP-NCAR pour montrer que la NAO explique 23% de la variabilité des anomalies de flux de chaleur dans la zone du Golfe du Lion. La NAO positive entraîne une perte de chaleur plus faible au dessus de la zone de formation de la WMDW. Pour ces auteurs, cette téléconnexion explique au moins en partie le réchauffement des eaux de fond de la Méditerranée Ouest.

Circulation thermohaline

Sur des échelles de temps plus longues, la Méditerranée et sa circulation thermohaline (MTHC) en particulier présentent également une forte variabilité. La présence de couches de sapropels dans les sédiments en mer Méditerranée prouve qu'elle fut anoxique à certaines périodes de l'histoire géologique (*Béthoux*, 1993). L'existence de ces sapropels démontre également que la MTHC a pu être beaucoup moins intense que de nos jours (*Myers et al.*, 1998b). D'autres études avancent que la circulation thermohaline pourrait être fortement affectée par des changements de flux d'eau en surface (*Myers and Haines*, 2002; *Matthiesen and Haines*, 2003). Cette notion de plusieurs états possibles de la MTHC est également soulignée par le phénomène récent de l'EMT qui a vu la bascule du lieu de formation de la EMDW du sud de l'Adriatique vers la mer Egée. Ce phénomène a eu lieu au début des années 90 (1993 est une année clé). Annoncé par *Roether et al.* (1996) en comparant des données hydrographiques avant et après 1993, il a été décrit et modélisé par de nombreux auteurs depuis 10 ans (*Klein et al.*, 1999; *Theocharis et al.*, 1999; *Wu et al.*, 2000; *Zervakis et al.*, 2000; *Stratford and Haines*, 2002; *Klein et al.*, 2003; *Nittis et al.*, 2003; *Josey*, 2003; *Sevault and Somot*, 2005). Pour apprécier l'ampleur de l'événement, précisons qu'entre 1989 et 1995, un taux moyen de 7 Sv d'eau profonde aurait été formé en mer Egée au lieu du classique 0.3 Sv lorsque l'EMDW est formée en Adriatique. A ce taux là, l'EMDW a quasiment été complètement renouvelée. De bonnes revues du phénomène ont été faites dans *Lascaratou et al.* (1999), *Briand* (2000) et *Zervakis et al.* (2004).

Par ailleurs, l'étude de *Skirris and Lascaratos* (2004) illustre parfaitement l'impact de l'homme sur la Méditerranée et sur sa circulation thermohaline. La construction du barrage d'Assouan en 1964 a permis l'accumulation de sel dans la couche de surface du bassin Est et plus particulièrement à proximité du gyre de Rhodes. Cela a favorisé le préconditionnement de la formation de la LIW qui par conséquent est devenue plus salée. Cette LIW plus salée, préconditionnant elle-même la formation des eaux profondes en Adriatique (EMDW) et dans le Golfe du Lion (WMDW), entraîne une augmentation du taux de formation des eaux profondes en Méditerranée et un changement de leurs caractéristiques (plus salées, plus chaudes). Pour *Skirris and Lascaratos* (2004), le barrage d'Assouan a également favorisé l'émergence de l'*Eastern Mediterranean Transient*.

Scénario de changement climatique

Aucune étude n'est pour le moment disponible à notre connaissance sur l'impact du réchauffement climatique régional prévu pour le 21^{ème} siècle sur les masses d'eau et la circulation en Méditerranée. La première a été faite dans le cadre de cette thèse et s'inscrit dans le cadre du projet français GICC-MEDWATER¹⁰ et du projet européen PRUDENCE¹¹. Signalons néanmoins les travaux de *Thorpe and Bigg* (2000) visant à étudier l'impact du réchauffement global sur les eaux méditerranéennes sortant à Gibraltar. Contrairement à notre étude qui se place aux échelles régionales, *Thorpe and Bigg* (2000) se basent sur un scénario atmosphérique basse résolution pour forcer le modèle de Méditerranée.

L'importance de la variabilité multi-échelle de la mer Méditerranée et du bassin méditerranéen rend sa modélisation particulièrement intéressante. De plus, la question de l'évolution de la mer Méditerranée sous l'influence du réchauffement climatique et de l'action de l'homme en général est également ouverte. Dans ces domaines, seule la modélisation numérique 3D associée à un développement des observations in-situ de longue durée permettra de mieux observer, comprendre et prévoir les évolutions passées, présentes et futures de la mer Méditerranée.

1.6 Organisation de la thèse

1.6.1 Thématiques scientifiques

Comme nous venons de le voir, l'étude de la variabilité climatique (du mois au siècle) en Méditerranée reste encore très ouverte. Si le cycle saisonnier est bien décrit, il n'en est pas de même pour la variabilité interannuelle et les tendances probablement déjà liées au réchauffement climatique.

Deux processus physiques complexes semblent émerger dans ce contexte, l'un atmosphérique, l'autre océanique. Ce sont la cyclogénèse méditerranéenne et la circulation thermohaline méditerranéenne. Ces deux processus physiques jouent un rôle clé pour la mer Méditerranée et pour le climat méditerranéen. Ils sont très variables à l'échelle interannuelle et semblent être affectés par des tendances sur le long terme sur les

¹⁰http://www.lmd.jussieu.fr/li/gicc_medwater/index.html

¹¹<http://prudence.dmi.dk/>

dernières décennies du 20^{ème} siècle. Ce dernier point nous laisse supposer qu'ils ont de grandes chances d'être modifiés par le changement climatique au cours du 21^{ème} siècle et avoir en retour une rétroaction non négligeable sur le climat local (régime des pluies, événements extrêmes), la circulation de la mer Méditerranée, sa température de surface mais aussi son écosystème biologique. Un impact plus général sur la circulation thermohaline en Atlantique est également envisageable par l'intermédiaire de la MOW.

Ces deux processus sont cependant complexes à étudier. En effet, que ce soit la convection profonde dans le Golfe du Lion ou la cyclogénèse méditerranéenne, ces processus présentent des structures spatiales et temporelles qui nécessitent des modèles numériques régionaux i.e. à haute résolution ainsi que des simulations climatiques (plusieurs dizaines d'années) pour rendre compte de leur variabilité interannuelle.

Par ailleurs, ces processus sont fortement liés aux interactions air-mer et on peut penser comme *Mertens and Schott* (1998) pour le bassin Ouest et *Josey* (2003) pour le bassin Est qu'ils interagissent entre eux. Cela nous pousse à considérer le couplage entre la mer Méditerranée et l'atmosphère pour mieux les étudier.

L'objet de cette thèse est de tenter de reproduire ces processus physiques grâce à des modèles numériques adaptés à leurs caractéristiques afin de mieux les comprendre et étudier leur variabilité. Appréhender quel pourrait être leur devenir au cours du 21^{ème} siècle sous l'hypothèse d'une croissance des gaz à effet de serre sera également une question abordée dans cette thèse. Enfin, l'impact de la prise en compte du couplage régional Méditerranée-Atmosphère sur la représentation de ces processus et de leur variabilité sera étudiée.

Ce qui ne fait pas partie de la thèse

Par manque de temps ou d'outils numériques appropriés ou simplement parce que certains thèmes de notre introduction font déjà l'objet de nombreuses études, les thèmes suivants ne font pas partie du cadre de cette thèse.

- La détection et l'attribution des tendances observées sur le 20^{ème} siècle est une motivation forte de notre étude mais nécessitent des outils qui ne sont pas encore prêts.
- L'étude des événements extrêmes (canicules, pluies, vents violents, ...) en Méditerranée ne sera pas abordée car soit elle nécessite des outils à plus hautes résolutions que les nôtres (études des pluies cévenoles par exemple) soit elle fait partie intégrante de nombreux projets en cours ou à venir (IMFREX, PRUDENCE, STARDEX, MICE, ENSEMBLES, CYPRIM).
- La simulation de l'EMT avec OPAMED8 forcé par ARPEGE-Climat (les deux modèles utilisés dans cette thèse) est présenté dans *Sevault and Somot* (2005) mais cette étude ne sera pas reprise dans cette thèse.

1.6.2 Outils

Les outils numériques mis en place pour cette thèse font partie du domaine de la modélisation climatique régionale : haute résolution et longue simulation sont les maîtres mots. Toutes les composantes régionales du système terre seront représentées : l'atmosphère grâce au modèle ARPEGE-Climat et aux réanalyses ERA40 ; la mer Méditerranée par le modèle OPAMED8, la végétation par le schéma de sol ISBA et les fleuves par les observations ou par ISBA associé au modèle de routage des fleuves TRIP. Différents types

d'interaction entre ces composantes seront utilisés (forçage, couplage off-line, on-line).

1.6.3 Plan de la thèse

Après ce chapitre introductif, les modèles numériques utilisés ainsi que les principales simulations réalisées sont présentés au chapitre 2. On présentera entre autres la mise en place d'un modèle couplé régional pour l'étude de la Méditerranée, le modèle S.A.M.M. (Sea-Atmosphere Mediterranean Model).

Le chapitre 3 est consacré au processus de convection profonde au large du Golfe du Lion et à la formation de la WMDW. Il commence par une étude d'un cas réel (l'hiver 1986-87) grâce aux forçages ERA40 puis continue par l'analyse des différences entre les flux ERA40 et les flux ARPEGE-Climat sur 40 ans.

Le chapitre 4 reprendra l'étude de la convection profonde océanique en utilisant le modèle SAMM pour mesurer l'impact d'une interface océan-atmosphère interactive. On se focalisera sur la variabilité interannuelle des flux océan-atmosphère et de la convection profonde au large du golfe du Lion.

La cyclogénèse méditerranéenne (validation, variabilité, impact du couplage et scénario) est étudiée dans le chapitre 5 grâce à une méthode permettant de suivre individuellement les dépressions dans un modèle. La réanalyse ERA40 et les modèles ARPEGE-Climat et SAMM seront utilisés.

Le chapitre 6 permettra de conclure et d'énoncer les perspectives de ce travail.

La liste des acronymes des masses en Méditerranée est disponible en annexe A. Une validation complémentaire des modèles atmosphériques est faite en annexe B. L'annexe C propose une présentation de la méthode d'analyse des masses d'eau par classes de température dite de Walin et son application à l'étude générale des masses d'eau en Méditerranée et à la formation de la WMDW au large du golfe du Lion. Cette annexe est un résumé de l'étude *Somot* (2003). L'article *Somot et al.* (2005), inséré en annexe D présente des résultats originaux sur un premier scénario de changement climatique pour la mer Méditerranée. L'impact sur la MTHC sera mis en avant.

Chapitre 2

Présentation des modèles numériques et des simulations

Sommaire

2.1	Entre AGCM et RCM : ARPEGE-Climat à maille variable	19
2.1.1	Besoin de modèles climatiques régionaux	19
2.1.2	Etat de l'art	20
2.1.3	Caractéristiques d'ARPEGE-Climat, Medias, Version 3	22
2.2	Modèle de la mer Méditerranée : OPAMED8	24
2.2.1	Historique de la modélisation numérique en Méditerranée	24
2.2.2	Etat de l'art de la modélisation numérique en Méditerranée	31
2.2.3	Le modèle OPAMED8	36
2.2.4	Les simulations numériques de la mer Méditerranée	41
2.3	Modèle couplé régional AORCM : SAMM	45
2.3.1	Motivation pour les modèles couplés régionaux	45
2.3.2	Couplage ARPEGE-Climat / OPAMED8	47
2.3.3	Présentation des simulations couplées	49
2.4	Récapitulatif des simulations climatiques	50

2.1 Entre AGCM et RCM : ARPEGE-Climat à maille variable

2.1.1 Besoin de modèles climatiques régionaux

Le chapitre 1 a démontré que pour étudier le climat méditerranéen et la mer Méditerranée, il fallait se placer à l'échelle régionale ou sous-synoptique (de l'ordre de 50 km dans l'atmosphère et de 10 km dans l'océan au maximum). Ce n'est qu'à ces échelles-là que l'on arrivera à prendre en compte les caractéristiques climatiques et océanographiques locales : relief, vents régionaux, cyclogénèse méditerranéenne, transition terre-mer rapide, utilisation des sols régionale, interactions air-mer ou atmosphère-végétation, impact des îles, complexité du trait de côte, courants côtiers, détroits, tourbillons, convection profonde, ...

Cependant, nous avons également vu que le climat régional est influencé par les grandes échelles (régimes de temps, ondes planétaires, dépressions atlantiques, moussons, mode de variabilité, cellule de Hadley) et dans le cadre de la régionalisation du climat, il faudra aussi les prendre en compte.

2.1.2 Etat de l'art

La modélisation numérique de la variabilité du climat et du réchauffement climatique se fait à l'aide de modèle de circulation générale couplé océan-atmosphère à l'échelle du globe (**AOGCM** en anglais). Pour le moment, ces AOGCMs ont une résolution horizontale de 100 à 300 km. Ce qui est insuffisant pour résoudre les échelles et processus physiques régionaux. En augmentant la résolution, on entre alors dans le domaine de la régionalisation du climat.

Mis à part les méthodes statistiques que nous n'aborderons pas, il y a trois manières de faire de la régionalisation climatique (pour une introduction aux problématiques de la régionalisation du climat, voir *Somot*, 2005) et pour chacune un type de modèle climatique régional (*Regional Climate Model*, **RCM**). On peut utiliser des **AGCMs** (Atmospheric General Circulation Model) à très haute résolution et couvrant tout le globe (*Cubasch et al.*, 1995). Cette solution est souvent trop coûteuse en temps calcul et ne permet pas actuellement de faire des simulations de plus de 10 ans à une résolution de 50 km (Michel Déqué, communication personnelle).

On peut également utiliser des modèles à aire limitée (*Limited Area Model*, **LAM**¹) initialisés et forcés aux bords par des GCMs à plus basse résolution (*Giorgi and Mearns*, 1999; *Giorgi et al.*, 2004). Le rapport de résolution entre le GCM et le LAM ne doit pas dépasser 6-8. Ces modèles sont très pratiques et donc très utilisés (projet PRUDENCE *Christensen et al.*, 2002) car on peut adapter le temps de calcul en modifiant la résolution et la taille du domaine couvert à haute résolution. Des études de processus et des tests de nouvelles paramétrisations sont possibles sous l'hypothèse de "conditions latérales parfaites" (utilisation des réanalyses pour le forçage). Actuellement la résolution horizontale typique des LAMs est de 50 km lorsqu'ils couvrent l'Europe pour des simulations de 30 ans. Des résolutions de 25 km et de 12 km ont également été testées dans le projet PRUDENCE (*Jacob et al.*, 2005). La stratégie est que le LAM simule les petites échelles sous le forçage du GCM et que les deux modèles sont similaires aux grandes échelles. Le LAM ne doit pas réinventer une grande échelle sous peine d'incohérences importantes aux bords. Pour cela, il est bon que la physique des deux modèles soient la même si l'écart de résolution le permet (F. Giorgi, communication personnelle). Cependant les LAMs souffrent encore de problèmes dans le passage de l'information entre le GCM forceur et le LAM (*Jacob et al.*, 2005). En effet, les erreurs systématiques du GCM sont transmises au LAM² et, même sur sa zone d'influence, le LAM ne peut les corriger car il n'y a le plus souvent pas de rétroactions du LAM vers le GCM (*one-way nesting*). De plus, la méthode de relaxation aux bords n'est pas optimale et engendre des pertes d'informations. Inspirés des méthodes de la prévision numérique du temps, les premiers travaux sur les LAM en modélisation

¹Cette partie s'inspire entre autres d'une revue sur les RCM-LAMs faite par Filippo Giorgi lors d'un colloque sur la régionalisation du climat à Prague en décembre 2004.

²*Garbage in, garbage out*, dixit F. Giorgi, le GCM doit être le meilleur possible pour la simulation des jets, dépressions, téléconnexions ...

climatique remontent à la fin des années 80 aux U.S. à partir du modèle MM4 du NCAR. Actuellement, il existe une vingtaine de LAMs au monde sans compter leurs dérivés.

Au CNRM, une troisième solution a été envisagée. C'est l'utilisation d'un modèle global zoomé sur la région d'intérêt. Le modèle ARPEGE-Climat (*Déqué et al.*, 1994) possède cette possibilité de zoom depuis les travaux de *Déqué and Piedelieuvre* (1995). La résolution type est de 50 km sur l'Europe et le bassin méditerranéen ce qui est comparable aux LAMs. Jusqu'à présent il a été principalement employé pour des études régionales du réchauffement climatique (*Déqué et al.*, 1998; *Gibelin and Déqué*, 2003). Des comparaisons entre ce modèle à résolution variable et les autres techniques de régionalisation ont été faites : comparaison aux AGCMs à haute résolution (Michel Déqué, communication personnelle), comparaison aux LAMs (*Machenhauer et al.*, 1998; *Déqué et al.*, 2005a,b; *Jacob et al.*, 2005) et même comparaison aux AOGCMs et/ou aux AGCMs basse résolution (*Gibelin and Déqué*, 2003). Les conclusions sont les suivantes : la représentation du climat présent est plus fine avec la version zoom qu'en basse résolution mais la grande échelle est comparable. Le climat sur l'Europe est également comparable entre la version zoom, la version haute résolution globale et les LAMs.

Concernant le signal du réchauffement climatique pour l'Europe, il est comparable à grande échelle entre les différentes versions d'ARPEGE-Climat (AGCM faible résolution, AOGCM couplé faible résolution, AGCM haute résolution, AGCM résolution variable). La version zoom apporte cependant plus de détails (bassin versant, relief, contraste terre-mer) sur l'impact régional du changement climatique et cela à un moindre coût (*Gibelin and Déqué*, 2003). Ce détail est essentiel pour les études d'impact du réchauffement climatique (végétation, environnement, hydrologie, océanographie côtière, santé, ...). Une autre remarque intéressante est que lorsqu'on compare plusieurs RCMs (ARPEGE-Climat et des LAMs) comme c'est le cas dans le projet PRUDENCE, on obtient sur l'Europe une réponse au réchauffement climatique (température en surface, précipitations) relativement comparable malgré des biais très différents voire opposés (*Jacob et al.*, 2005).

Peu de modèles zoomés existent dans le monde de la recherche climatique mais cette technique a également été appliquée au LMD avec un modèle point de grille LMDZ 3.2 (*Li and Conil*, 2003). Le centre du zoom est situé sur la vallée du Rhône et la résolution spatiale est du même ordre de grandeur que pour ARPEGE-Climat étiré. Il est utilisé dans le cadre de la thèse d'Alexandra Bozec au LODYC (en préparation).

Les études consacrées au climat régional et à la mer Méditerranée et utilisant réellement des RCMs sont encore assez rares. *Gibelin and Déqué* (2003) et *Vérant* (2004) utilisent ARPEGE-Climat étiré pour étudier respectivement le changement climatique régional et les dépressions (mais plutôt sur l'Atlantique). Sur le thème des dépressions méditerranéennes, *Lionello et al.* (2002) utilisent une résolution de 1.5° (T106) relativement faible pour la régionalisation. C'est également le cas de tous ceux qui utilisent les réanalyses ERA15 (*Gibson et al.*, 1997) ou ERA40 (*Simmons and Gibson*, 2000) avec une résolution de 125 km. Le projet PRUDENCE et les études associées se font à 50 km de résolution mais se focalisent sur la partie nord du bassin (*Déqué et al.*, 2005a,b; *Jacob et al.*, 2005) car peu de LAMs couvrent l'ensemble de la mer Méditerranée. C'est cependant le cas de RegCM (*Giorgi et al.*, 2004) dont l'analyse inclut des boîtes tout autour de la Méditerranée.

Choix d'ARPEGE-Climat étiré

Dans le cadre de cette thèse, nous avons choisi d'utiliser ARPEGE-Climat dans sa version basculée et étirée sur la Méditerranée et l'Europe. Ce choix n'est pas uniquement pratique. En effet, il nous fallait une résolution la plus importante possible et ARPEGE-Climat est un modèle global qui possède néanmoins 1104 points au-dessus de la mer Méditerranée. En comparaison, ERA40 en possède 183.

Il nous fallait également un modèle facilement couplable à un modèle océanique. C'est le cas d'ARPEGE-Climat qui existe en version couplée à basse résolution (*Royer et al.*, 2002; *Douville et al.*, 2002).

Les LAMs sont exclus pour 2 raisons : tout d'abord, on voulait s'affranchir des problèmes aux bords avec entre autres l'envie de réaliser du suivi continu de dépressions de l'Atlantique vers la Méditerranée (cf. chap. 5) sans saut important de résolution. On voulait également conserver les rétroactions de l'échelle régionale vers l'échelle globale puisque celles-ci semblent non-négligeables (cf. chap. 1).

Des simulations longues et bien validées d'ARPEGE-Climat existaient avant le début de cette thèse ainsi que des scénarios IPCC-A2 et B2 transitoires couvrant l'ensemble du 21ème siècle. De plus les simulations couplées basse résolution (AOGCM) correspondantes existaient également avec la même physique entre les différentes version d'ARPEGE. Nous verrons l'importance du caractère transitoire des scénarios et de la cohérence modèle couplé basse résolution / modèle à maille variable en annexe D (*Somot et al.*, 2005).

Les inconvénients d'ARPEGE-Climat sont de deux types : tout d'abord, c'est un modèle de climat. Par conséquent, il ne suit pas la chronologie réelle de l'atmosphère. Sans assimilation de données et dans un modèle global, l'année A n'est représentée que par les SST. Celles-ci ne suffisent pas à contraindre la chronologie synoptique du modèle vu le comportement chaotique de l'atmosphère. Par conséquent, il sera impossible de valider les simulations d'ARPEGE-Climat ou d'OPAMED8 forcé par ARPEGE-Climat en utilisant des données traitant d'une année particulière, ce qui est souvent le cas en océanographie. Il existe bien sûr la possibilité du *nudging* d'ARPEGE-Climat vers ERA40, mais elle est lourde à mettre en oeuvre et a été écartée dans notre étude.

Le deuxième inconvénient est la limitation de ce modèle en résolution. En effet, le coût numérique lié au fait que la résolution minimale d'ARPEGE-Climat dans les tropiques doit rester de l'ordre d'une T31 i.e. 450 km (*Lorant and Royer*, 2001) entraîne la quasi-impossibilité de faire des simulations longues à 20 ou 10 km de résolution horizontale sans augmenter considérablement le nombre de points de grille.

2.1.3 Caractéristiques d'ARPEGE-Climat, Medias, Version 3

Au cours de cette thèse, nous utiliserons la version 3 d'ARPEGE-Climat qui a été décrite dans *Gibelin and Déqué* (2003). Nous en reprenons ici les principales caractéristiques. Le modèle ARPEGE-Climat est un modèle atmosphérique de circulation générale (AGCM). Il est global et spectral. L'advection est semi-lagrangienne avec une discrétisation à deux niveaux temporels. La troncature spectrale moyenne est une T106 avec 31 niveaux verticaux principalement dans la troposphère. En fait, ce sont exactement ceux de la réanalyse ERA15 (*Gibson et al.*, 1997). Le pas de temps est de 30 minutes.

Dans la version "Medias", on a choisi de mettre le pôle d'étirement au coeur de la mer Méditerranée en mer Tyrrhénienne (40°N, 12°E). Le facteur d'étirement est de 3 avec

une grille qui possède 120 pseudo-latitudes et 240 pseudo-longitudes. La grille est réduite, c'est-à-dire que le nombre de points par cercle de latitude diminue en se rapprochant des pôles pour conserver l'isotropie de la grille. La résolution horizontale maximum est de 50 km (0.5°) sur le bassin méditerranéen et sur une partie de l'Europe. La résolution décroît assez lentement sur le reste de l'Europe et sur l'Atlantique nord pour atteindre finalement 4.5° dans le Pacifique. Une image de la grille physique est présentée sur la figure 2.1 avec 1 point par point de grille. Un zoom sur la zone Europe-Méditerranée présentant l'évolution de la résolution horizontale est visible sur la figure 2.2. Le schéma de convection est un

THE ARPEGE-IFS CLIMATE-MODEL
Stretched and Tilted-Pole Version

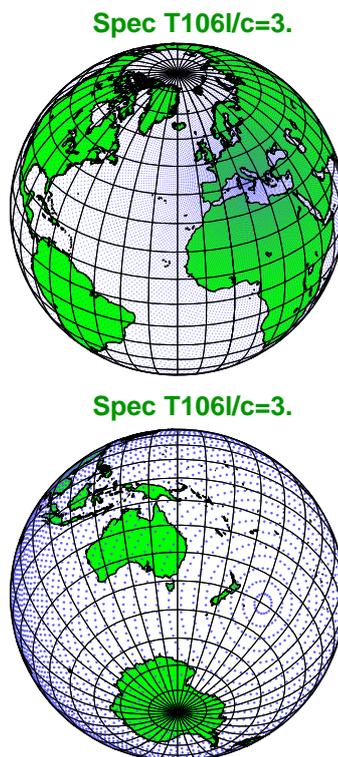


FIG. 2.1 – Grille d'ARPEGE-Climat étiré et à pôle tourné (grille "Medias"), un point par point de grille.

schéma en flux de masse avec fermeture en convergence d'humidité et découle de *Bougeault* (1985). Le schéma radiatif FMR15 dérive de *Morcrette* (1990) et du cycle 15 du modèle IFS. Il inclut quatre gaz à effet de serre (CO_2 , CH_4 , N_2O et CFC) en plus de la vapeur d'eau et de l'ozone. De même, il tient compte de cinq classes d'aérosols (terrestre, mer, ville, désert et sulfate) en plus de la valeur de fond. Les effets indirects des aérosols sont paramétrés par une fonction empirique pour le rayon effectif des gouttelettes nuageuses (*Hu et al.*, 2001).

Les travaux de *Ricard and Royer* (1993) ont permis d'aboutir à un schéma de diffusion verticale avec TKE diagnostic dit de Mellor et Yamada 2.0. Ce schéma gère la convection peu profonde ainsi que les nuages et les précipitations par une approche statistique basée sur les fonctions de Bougeault.

Le schéma de sol ISBA dans sa version climat (*Douville et al.*, 2000) possède 4 couches pour la diffusion de la température, 2 couches pour l'hydrologie du sol, 1 pour l'hydrologie

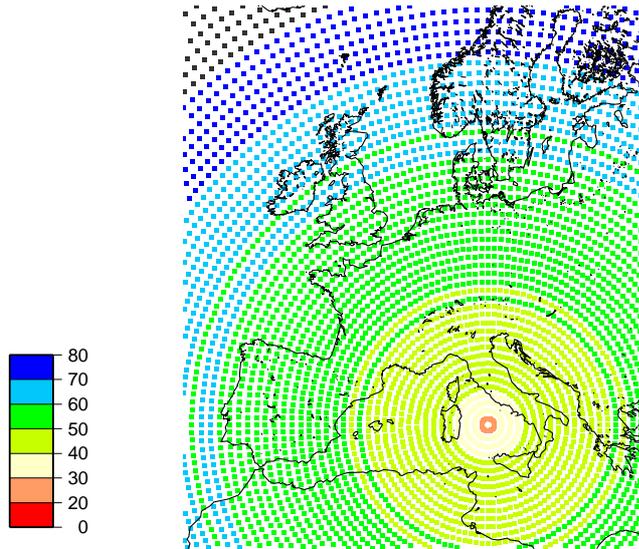


FIG. 2.2 – Carte de l'évolution de la résolution horizontale d'ARPEGE-Climat autour du centre de la grille (grille "Medias").

de la canopée et 1 pour la neige. Il n'y a pas de relaxation pour les températures du sol profond. Ce schéma inclut de plus la possibilité de gel du sol. La neige possède un albédo et une densité variable dans le temps et dans l'espace.

La représentation de la traînée des ondes de gravité dues au relief est proche de celle décrite dans *Déqué et al.* (1994) à laquelle on a ajouté l'effet de *mountain blocking* et le *lift effect* (*Lott and Miller, 1997; Lott, 1999*).

L'orographie du modèle est présentée sur la figure 2.3 et comparée avec celle d'ERA40. La meilleure représentation du relief est évidente sur cette figure. Si on pense entre autres aux vents régionaux canalisés par le relief ou à la cyclogénèse forcée par le relief, la vallée du Rhône existe dans ARPEGE et pas dans ERA40. De même, la plaine du Pô existe ainsi que les Apennins et les reliefs Balkaniques. L'altitude des Alpes dépasse 2000 m au lieu de 1000 m dans ERA40.

2.2 Modèle de la mer Méditerranée : OPAMED8

2.2.1 Historique de la modélisation numérique en Méditerranée

La mise en place du modèle OPAMED8 et les objectifs scientifiques de cette thèse découlent en grande partie de l'historique de la modélisation océanique de la mer Méditerranée. Je me propose d'en faire ici un rappel en soulignant les problèmes qui restent à résoudre.

Avant les modèles 3D aux équations primitives qui interviennent au début des années 90, la modélisation en Méditerranée se basait sur des modèles simplifiés. Les plus simples sont les modèles à deux et trois couches proposés par *Bryden and Stommel* (1984) permettant de manière analytique de comprendre les principaux mécanismes à l'oeuvre en mer Méditerranée au niveau du détroit de Gibraltar (sur-mélange, contrôle hydraulique) mais aussi entre la couche de surface, la couche intermédiaire et la couche profonde. Des modèles à 2 couches sont également utilisés par des auteurs manipulant aussi des OGCMs

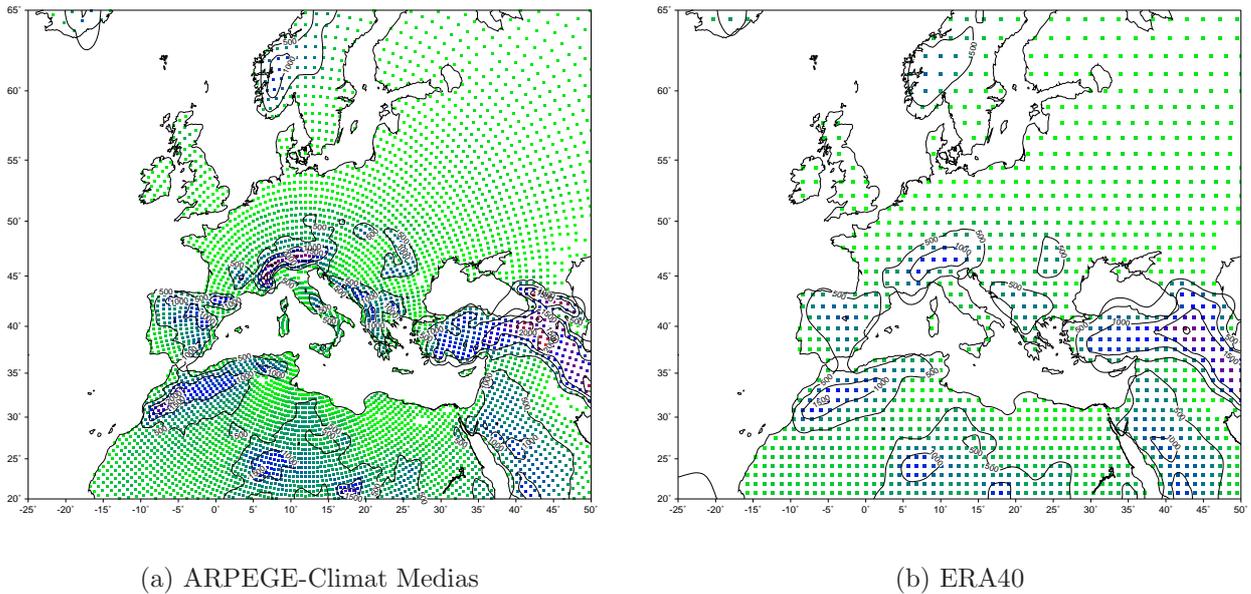


FIG. 2.3 – Orographie d'ARPEGE-Climat étiré, version "Medias" et d'ERA40.

(Myers and Haines, 2002) afin d'expliquer le comportement des modèles complexes. En 1989, deux articles jumeaux comparent l'approche analytique à deux couches (Crépon et al., 1989) à l'approche par modèle quasi-géostrophique à deux couches (Barnier et al., 1989). Ils montrent que le phénomène de convection profonde du bassin ouest force une partie de la circulation horizontale de ce bassin et que donc le processus de convection doit être intégré (paramétré) dans les modèles de mer Méditerranée. En parallèle, l'étude de la composante barotrope et barocline de la Méditerranée Est est réalisée par Malanotte-Rizzoli and Bergamasco (1989) et Malanotte-Rizzoli and Bergamasco (1991).

Des modèles 1D de couche de mélange sont également utilisés pour étudier les sites de convection profonde faisant l'hypothèse que le coeur du vortex de convection est isolé de l'advection latérale. Lascaratos et al. (1993) pour la formation de la LIW et Mertens and Schott (1998) pour celle de la WMDW en sont de bons exemples. Haines and Wu (1995) utilisent quant à eux un modèle 1D de diffusion verticale pour expliquer l'évolution des caractéristiques de la LIW dans leur OGCM.

Des modèles en boîte (ou *box model*) servent quant à eux à rendre compte de l'évolution des caractéristiques des sous-bassins de la Méditerranée et à prendre en compte différentes couches (Béthoux and Gentili, 1996; Béthoux et al., 1999). Harzallah et al. (1993) en utilisent pour montrer l'impact des flux océan-atmosphère sur le transport d'eau en Méditerranée et Ashkenazy and Stone (2003) pour montrer que la circulation thermohaline de mer Egée possède 2 états stables comme l'océan Atlantique (Stommel, 1961) et peut basculer de l'un à l'autre très rapidement, expliquant ainsi l'EMT (Eastern Mediterranean Transient). Un modèle hydraulique par boîtes est également utilisé par Matthiesen and Haines (2003) pour des applications paléoclimatiques.

Madec (1990), complété par trois articles (Madec et al., 1991a,b, 1996), montre que l'on peut simuler un comportement très réaliste du processus de convection profonde du bassin Liguro-Provençal avec un OGCM carré et à fond plat centré sur la zone MEDOC

(*MEDOC Group*, 1970). Il utilise pour ses expériences des flux océan-atmosphère idéalisés, ajoutant progressivement le flux de flottabilité, le flux de quantité de mouvement, la variabilité spatiale et la variabilité temporelle. Ce type de modèle se prête bien à l'étude de processus avec des possibilités d'études de sensibilité aux paramètres du modèle (diffusion verticale, horizontale, relief sous-marin, ...). L'impact d'un relief sous-marin idéalisé est repris également par *Herbaut et al.* (1998) toujours avec OPA mais pour expliquer la circulation au détroit de Sicile.

Les modèles aux équations primitives avec une bathymétrie réaliste et représentant l'ensemble du bassin méditerranéen ou au moins un des deux bassins apparaissent avec *Roussenov et al.* (1995) et *Haines and Wu* (1995) qui utilisent une version Méditerranée du modèle GFDL-MOM et avec *Zavatarelli and Mellor* (1995) avec une version Méditerranée du modèle POM de Princeton. La résolution de MOM est 0.25° avec 19 niveaux sur la verticale et une frontière ouverte à Gibraltar. *Roussenov et al.* (1995) utilisent des flux calculés à l'aide de la SST du modèle et de champs atmosphériques climatologiques (vents, température) et étudient le cycle saisonnier. Ils n'arrivent pas à simuler la MTHC³. *Zavatarelli and Mellor* (1995) font mieux, avec des flux prescrits de quantité de mouvement, de chaleur et d'eau, en simulant la formation de la LIW et de la EMDW mais pas celle de la WMDW. *Haines and Wu* (1995) (tension de vent climatologique saisonnière, rappel en SST et SSS) simulent la LIW (trop chaude) et son trajet vers l'ouest, l'EMDW et son trajet vers le sud-est et une convection intermédiaire pour la WMDW. *Wu and Haines* (1996) améliorent la formation et la propagation de la LIW en introduisant une relaxation plus contraignante dans le gyre de Rhodes et en diminuant les coefficients de viscosité et de diffusivité horizontaux afin d'améliorer la dispersion de la LIW par les tourbillons. Le trajet de la LIW est bien représenté ce qui permet à celle-ci de préconditionner la convection profonde en Adriatique. Dans le nord du bassin ouest en hiver, *Wu and Haines* ajoutent une correction de la salinité de surface climatologique vers laquelle un rappel est effectué afin de simuler le préconditionnement par la LIW au moment du mélange. Ces corrections (gyre de Rhodes, golfe du Lion) seront reprises par quasiment toutes les études utilisant MOM par la suite. Leur simulation dure 21 ans dont 1 an de spin-up.

Après les Italiens et les Anglais, une équipe française développe également un OGCM réaliste avec un modèle de la Méditerranée Ouest (*Herbaut et al.*, 1996, OPA). L'objectif principal est l'étude de la circulation du bassin Ouest (AW, gyre d'Alboran, LIW, courant Algérien, ...). Fixer l'arrivée de la LIW grâce à une zone de rappel à l'Est du détroit de Sicile permet de faciliter le problème de son advection rencontré par *Wu and Haines* (1996). Dans ce modèle, la diffusion verticale dépend du nombre de Richardson et la résolution est de 11 km (deux fois mieux qu'avec MOM et POM) avec 20 niveaux-Z mais des simulations transitoires de 1 an. Ce modèle de Méditerranée Ouest est repris dans le thèse de *Jan* (2001) avec un travail sur l'influence de la résolution verticale ainsi que sur l'influence de la variabilité du vent à partir de champs ARPEGE.

La première étude prenant en compte un forçage interannuel (1980-88) réaliste date de *Pinardi et al.* (1997)⁴ avec le modèle MOM au $1/4^\circ$, 31 niveaux sur la verticale et des améliorations dans les formules bulk depuis *Roussenov et al.* (1995). La description des différentes formules bulk se trouve dans *Castellari et al.* (1998). Le choix parmi différentes

³MTHC : Mediterranean ThermoHaline Circulation

⁴Seulement 3 ans avant le début de cette thèse.

formules est basé sur un flux net de chaleur de $-7 \pm 3 \text{ W/m}^2$ et un flux de chaleur latente compris entre 103 et 122 W/m^2 . Les paramètres atmosphériques proviennent du NMC⁵ (futur NCEP⁶) pour la température, le vent et l'humidité relative et du COADS⁷ pour les nuages : 11 ans de spin-up (forçage climatologique) puis 9 ans de simulation interannuelle avec forçage variable toutes les 12 heures. En revanche, le flux d'eau est paramétré par un terme de rappel à une climatologie (*Brasseur et al.*, 1996) et ne possède donc pas de variabilité interannuelle. Leur conclusion : la variabilité interannuelle est importante même si, ici, elle est principalement forcée par les vents. Cette étude sera complétée par *Korres et al.* (2000a,b) qui utilisent des EOFs et une analyse des cycles énergétiques pour étudier plusieurs simulations avec étude de sensibilité aux différents forçages. En s'appuyant sur le même modèle et sur diverses expériences de sensibilité, *Castellari et al.* (2000) réalisent ce qui reste pour le moment la meilleure étude (9 ans) de la variabilité interannuelle de la convection profonde pour les différentes masses d'eau en Méditerranée⁸, donnant au passage leur taux de formation et une première idée de leur variabilité interannuelle. Ils prouvent entre autres qu'avec des formules bulk, on ne peut pas forcer la convection profonde (WMDW, EMDW) avec des moyennes mensuelles mais que les forçages quotidiens sont nécessaires. La LIW (taux de formation de 1.5 à 3.5 Sv suivant les tests sur les flux de surface) est formée chaque année avec une variabilité interannuelle en volume, la LDW (de 0.9 à 4.3 Sv), la WMDW (de 0.2 à 1.6 Sv avec correction ad-hoc de la SSS vers laquelle on rappelle, 0.02 Sv sans correction) et l'EMDW (de 0.16 à 0.36 Sv) sont formées environ une fois tous les 3 ans (pas très significatif sur 9 ans de simulation). Rappelons cependant que le fait de ne pas forcer le modèle avec des flux d'eau variables d'une année sur l'autre limite fortement la variabilité interannuelle de la SSS et donc des processus de couches limites (*Ferry*, 2001). Rappelons également qu'une correction de la climatologie de sel (Janvier, Février) utilisée pour le rappel est nécessaire à la simulation de la formation de la WMDW suivant ainsi les recommandations de *Wu and Haines* (1996).

Lascaratós and Nittis (1998) continuent les travaux de *Zavatarelli and Mellor* (1995) et développent une version haute résolution du modèle POM limitée au bassin Levantin de la Méditerranée Est. Cette nouvelle version de POM possède plusieurs améliorations : surface libre, coordonnées sigma, schéma de turbulence verticale d'ordre 2.5 dit de Mellor et Yamada et formule de Smagorinsky pour la diffusivité horizontale. *Lascaratós and Nittis* (1998) utilisent deux résolutions horizontales ($1/8^\circ$ et $1/16^\circ$) et 31 niveaux verticaux. La frontière Ouest avec le bassin Ionien est une frontière ouverte traitant séparément les flux entrant et sortant. En revanche, la frontière Nord (mer Egée) est fermée. Les flux sont calculés par des formules bulk utilisant la SST du modèle, la couverture nuageuse (données COADS à une résolution de $2^\circ \times 2^\circ$), les précipitations (données mensuelles à une résolution de $5^\circ \times 2.5^\circ$), le vent, l'humidité relative et la température de l'air (données du NCEP pour la période 1980-88 moyennées mensuellement). Ces données de forçage sont donc de basse résolution spatiale et temporelle. Le choix des formules bulk suit les recommandations de *Castellari et al.* (1998). L'amélioration par rapport aux travaux précédents est la suppression du rappel newtonien en sel et la mise en place d'un réel flux d'eau E-P.

⁵National Meteorological Center

⁶National Center for Environmental Prediction

⁷Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set

⁸La soumission très récente d'un article sur le sujet par Béranger (*Béranger et al.*, 2006) utilisant les analyses du CEPMMT (acronyme français de l'ECMWF, European Center for Medium range Weather Forecast) à 0.5° de résolution et sur la période mars 1998 - juin 2004 pourrait changer cette conclusion.

Lascaratos and Nittis (1998) analysent le comportement moyen de leur modèle au $1/8^\circ$ à partir d'une simulation de 5 ans avec forçage climatologique (12 mois moyens sur la période 1980-88). Ils proposent également une étude de la formation de la LIW obtenant un taux moyen de formation de 1.2 Sv variable en fonction des flux de surface (hiver doux versus hiver sévère). Ils soulignent l'importance du gyre de Rhodes comme préconditionnement de la convection avec un soulèvement ou *doming* des isopycnes au coeur du gyre. Sur des simulations hivernales de 6 mois, la comparaison des deux résolutions permet de souligner que le modèle "eddy-resolving" représente mieux la phase de restratification avec une activité meso-échelle beaucoup plus importante. Celle-ci se caractérise par des tourbillons de l'ordre de 20 à 80 km et limite la taille de la zone de convection ainsi que la durée de la phase de convection par rapport au modèle au $1/8^\circ$. Grâce à des considérations d'ordre de grandeur, ils calculent que le temps de développement des tourbillons est de l'ordre de 62 jours alors que le temps d'approfondissement de la couche de mélange est de 84 jours pour 200 m et 97 jours pour 300 m montrant ainsi que les tourbillons dûs à l'instabilité barocline limitent la convection. En dehors du gyre de Rhodes, le temps d'approfondissement de la couche de mélange jusqu'à 200 m vaut 152 jours ce qui explique que le gyre de Rhodes soit la zone privilégiée de convection. *Nittis and Lascaratos* (1998) reprennent les études de la formation de la LIW faites par *Lascaratos* (1993) (méthode diagnostic à partir des flux), *Lascaratos et al.* (1993) (modèle 1D de couche de mélange) et *Lascaratos and Nittis* (1998) (OGCM du bassin Levantin). Ils concluent que le taux moyen de formation de la LIW vaut toujours entre 1 et 1.2 Sv et que ce sont les conditions hydrologiques du gyre de Rhodes (*doming* des isopycnes) plus que les hétérogénéités spatiales du forçage qui fixent le gyre de Rhodes comme zone de formation de la LIW. *Nittis and Lascaratos* (1998) étudient également la variabilité interannuelle de la formation de la LIW (étude de sensibilité au flux de chaleur avec le modèle 1D et forçage du NCEP toutes les 12h pour l'OGCM). Le flux de chaleur moyenné de novembre à mars varie de -108 W/m^2 (1984) à -171 W/m^2 (1987). Durant les hivers sévères, le taux de formation n'augmente pas significativement mais des eaux profondes (29.17σ -units) sont formées au centre du gyre et la zone de formation de la LIW s'étend vers le Nord-Est. En revanche, lors des hivers doux, le taux de formation diminue considérablement. *Lascaratos and Nittis* (1998) et *Nittis and Lascaratos* (1998) soulignent également l'importance que doivent avoir les événements météorologiques synoptiques ainsi que leur chronologie sur la formation de la LIW. Au lieu d'un flux de chaleur hivernal moyen de -135 W/m^2 , les tempêtes peuvent délivrer des flux de -600 W/m^2 sur quelques jours. On obtient alors une convection beaucoup plus rapide et qui n'est pas affectée par le développement des tourbillons d'instabilité barocline. *Nittis and Lascaratos* (1998) confirment également les résultats de *Castellari et al.* (2000) concernant la nécessité d'utiliser des forçages quotidiens et non mensuels.

Haines and Wu (1998) et *Wu and Haines* (1998) présentent la première simulation de 100 ans de la mer Méditerranée avec un modèle de faible résolution ($1/4^\circ$). La MTHC est stable et assez réaliste forcée par des flux de quantité de mouvement (données du NMC) et de flottabilité (rappel en SST avec un temps de rappel de 2 heures et en SSS avec un temps de 5 jours) variant mensuellement. Une zone de relaxation (coefficient de 1 jour vers la climatologie de Levitus) est ajoutée à l'ouest de Gibraltar. Une correction de la climatologie de salinité (SSS augmentée), vers laquelle on rappelle, est appliquée en hiver dans le gyre de Rhodes et dans le nord-ouest du bassin Ouest pour permettre une bonne représentation de la formation de la LIW et de la WMDW. La diffusion verticale varie

avec la profondeur pour maintenir une pycnocline correcte pendant 100 ans empêchant son approfondissement ou sa diffusion.

La possibilité d'avoir plusieurs états pour la MTHC est explorée par *Myers et al.* (1998b) dans le cas de l'Holocène et du dernier maximum glaciaire. Cette nouvelle version de MOM possède une surface libre, inclut la paramétrisation de *Gent and McWilliams* (1990) pour les tourbillons ainsi qu'un schéma d'ajustement convectif mais garde les contraintes de rappel de *Wu and Haines* (1998). *Myers and Haines* (2002) continuent sur ce thème en analysant la réponse de la MTHC à des changements dans le flux net d'évaporation. Une faible augmentation (+8%) tend à renforcer la branche profonde de la MTHC alors qu'une trop forte augmentation (+25%) ou une trop forte diminution (-20%) de ce flux conduit à supprimer cette branche profonde et à engendrer une MTHC peu profonde ou intermédiaire. Ils prouvent que la réponse de la MTHC est hautement non linéaire. Cet article donne des informations importantes pour appréhender l'impact que pourrait avoir le réchauffement climatique sur la MTHC.

Utilisant le même modèle, *Myers et al.* (1998a) explorent le rôle du choix des vents pour le forçage en comparant des données provenant du CEPMMT (analyses et réanalyses), du SOC (Southampton Oceanography Center) et du NMC. L'importance de la résolution et de la qualité des vents est soulignée avec des résultats très différents d'un forçage à l'autre.

Myers and Haines (2000) utilisent une approche en deux étapes (appelée *two-tier* en anglais) pour réaliser une simulation de 100 ans à partir des flux diagnostiqués par une première simulation de 100 ans (*Wu and Haines*, 1998). Ils peuvent ainsi supprimer tout rappel en surface lors de la deuxième intégration. La qualité de la simulation en deux étapes est comparable à celle de *Wu and Haines* (1998) car les flux sont bien équilibrés et par ailleurs, elle permet un relâchement des contraintes sur la variabilité interne du modèle. *Myers and Haines* peuvent alors étudier cette variabilité et trouver des corrélations temporelles entre masses d'eau : variabilité des caractéristiques et du chemin de la LIW, interactions de la LIW avec les autres masses d'eau (AW, EMDW, WMDW). Les études de *Myers and Haines* (2000) et de *Castellari et al.* (2000) sont donc complémentaires concernant la variabilité interannuelle de la MTHC. En effet, la première s'attache à l'étude de sa variabilité interne et la deuxième à sa variabilité forcée par les flux de surface.

En utilisant un modèle type processus à très haute résolution, *Stratford and Haines* (2000) s'attachent à montrer que l'on peut simuler correctement le *cascading* de l'EMDW après le seuil d'Otrante en augmentant le frottement au fond. Les autres idées phare issus de cet article sont la résolution de la couche limite de fond ($\Delta z = 30-50$ m), l'utilisation d'un fond à profondeur variable (technique des *partial steps* en anglais) et une résolution horizontale élevée ($\Delta x = 3$ à 5 km). Dans *Stratford and Haines* (2000), le fait de ne pas satisfaire la 3ème condition n'empêche pas le cascading.

L'année 2000 marque un tournant dans les questions scientifiques liées à la modélisation numérique en Méditerranée. En effet, 4 ans après l'article de *Roether et al.* (1996) annonçant la *découverte* de l'EMT, les modélisateurs commencent à vouloir reproduire ce phénomène et à essayer de comprendre le rôle respectif des différents forçages. *Wu et al.* (2000) produisent l'une des premières simulations. Pour eux, une augmentation de +11% de la perte en eau sur la Méditerranée Est et quelques hivers froids sur la mer Egée (-1/-2°C en Février) suffisent à reproduire l'EMT ... oui, mais ces modifications sont faites *à la main* et non pas en forçant avec des flux observées. Dans cette nouvelle version de leur modèle, *Wu et al.* (2000) utilisent maintenant une résolution horizontale de 1/8° et 41 niveaux verti-

caux. *Brankart and Pinardi* (2001) utilisent des flux interannuels (tension de vent, chaleur) diagnostiqués par des formules bulk à partir de la base de données du COADS ($1^\circ \times 1^\circ$) qui ne va que jusqu'en 1993. Un rappel en SST ($\alpha = 25 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$) est appliqué pour simuler la rétroaction de la SST sur le flux de chaleur et le flux d'eau est toujours paramétré par un rappel en SSS. Différentes expériences de sensibilité sont effectuées pour trouver la ou les causes de l'EMT. *Rupolo et al.* (2003), utilisant une version de MOM développé par *Artale et al.* (2002), s'intéressent également à l'EMT avec un forçage par les vents ERA15, un rappel vers les SST quotidiennes haute résolution observées par satellite et un rappel vers des salinités climatologiques. Leur modèle possède seulement une résolution de $1/4^\circ$, 19 niveaux sur la verticale et une diffusion verticale constante ou presque mais ils introduisent une diffusion horizontale variable dans le temps et l'espace, dépendant localement de l'enstrophie et de l'énergie cinétique des tourbillons. L'originalité réside également dans les diagnostics.

Lascaratatos et al. (1999) et *Nittis et al.* (2003) réalisent des études avec la nouvelle version de POM déjà utilisée par *Lascaratatos and Nittis* (1998) et *Nittis and Lascaratatos* (1998). Cette fois-ci, le modèle inclut le bassin Ionien et la mer Egée en plus du bassin Levantin mais pas la mer Adriatique. *Lascaratatos et al.* (1999) utilisent une version à $1/4^\circ$ et *Nittis et al.* (2003) une version au $1/8^\circ$ mais toujours 19 niveaux verticaux. Ils utilisent des frontières ouvertes dont une au détroit des Dardanelles avec un système à deux couches pour mieux représenter les échanges mer Egée - mer Noire. Le système est décrit dans *Korres et al.* (2002). Le vent et le flux de chaleur possèdent une variabilité interannuelle ; ils sont calculés par des formules bulk à partir des champs 6h de la réanalyse ERA15 (1979-1994). Ces simulations ne sont pas encore parfaites en terme de variabilité interannuelle. En effet, le schéma de Smagorinsky a tendance à lisser cette variabilité. De plus, les précipitations sont climatologiques. Ce dernier point les obligent à imposer une diminution de 40% des précipitations pour les années 1989, 90, 92 et 93. De même, une modification du flux d'eau provenant de la mer Noire est imposée pour les mêmes années (-25%). Ces deux corrections *ad-hoc* ont sûrement une influence non-négligeable sur le préconditionnement de l'EMT. Elles devraient pouvoir être évitées à l'avenir puisque *Sevault and Somot* (2005) prouvent qu'une variabilité interannuelle correcte des précipitations est incluse dans les flux ERA40 et que des données interannuelles du flux de mer Noire existent (Staneva, communication personnelle, EGU 2005).

Utilisant le même modèle que *Nittis et al.* (2003), *Skliris and Lascaratatos* (2004) proposent une étude très intéressante de l'impact de la construction du barrage d'Assouan (Nil, 1964) sur la MTHC et sur les tendances à long terme observées dans les eaux profondes. C'est la seule étude à ce jour s'attaquant à la simulation des tendances des masses d'eau en Méditerranée.

La dernière génération de modèle méditerranéen provient de l'océanographie opérationnelle avec les projets MFSTEP et MERCATOR. C'est dans le cadre de ce deuxième projet qu'à été développé un modèle de mer Méditerranée au $1/16^\circ$ (environ 5 km) résolvant pour la première fois le premier rayon de déformation de Rossby sur l'ensemble de la Méditerranée et devenant ainsi *eddy-resolving* et non plus seulement *eddy-permitting*⁹.

⁹Le premier rayon de déformation de Rossby se calcule par (*Bougeault and Sadourny*, 2000) :

$$L_R = \frac{N.H}{f_0}$$

Que ce soit la version PAM (*Drillet et al.*, 2005, Atlantique + Méditerranée) ou la version MED16 (*Béranger et al.*, 2005, Méditerranée seule), ce modèle permet des études liées aux tourbillons de méso-échelle (*Béranger et al.*, 2004; *Alhammoud et al.*, 2005; *Drillet et al.*, 2005). Son coût numérique ainsi que le manque de forçage de qualité sur des longues durées empêchent cependant son utilisation pour des simulations climatiques. Comparant les flux de l'analyse (0.5° de résolution) et de la réanalyse du CEPMMT (1.125°) sur une période commune (1998-2002), *Béranger et al.* (2006) prouvent en effet que les flux issus de la réanalyse ERA40 (40 ans de recul) ne permettent pas de simuler correctement la convection profonde en Méditerranée et en particulier dans le golfe du Lion. Les flux de l'analyse sont meilleurs mais ils ne sont pas disponibles avant 1998. A noter que sur la période 1998-2004 avec les flux de l'analyse, *Béranger et al.* (2006) simulent une Adriatic Deep Water trop légère pour que l'EMDW plonge au fond du bassin Ionien et une convection dans le golfe du Lion qui n'atteint jamais le fond (1500 m au maximum). Une version au 1/8° (moins coûteuse) forcée par un jeu de flux différent a été développée pour les applications climatiques au cours de cette thèse. Présentée dans *Somot et al.* (2005), elle est également utilisée dans la thèse de Bozec avec la version OPA8.5 (communication personnelle).

2.2.2 Etat de l'art de la modélisation numérique en Méditerranée

Forçages

De nombreux types de forçages (rappel en SST et SSS, flux issus de modèles, flux issus de données observées, vents ou SST satellitaires, formules bulk interactives avec la SST du modèle, méthode two-tier) ont été utilisés pour les modèles de Méditerranée sans qu'un tri ne s'effectue réellement. Quelques tendances se dégagent cependant : Il est clair par exemple que les techniques de rappel en surface disparaissent petit à petit au profit de flux possédant une variabilité interannuelle. De ce point de vue-là, le flux d'eau reste encore problématique avec très peu de données (modèle ou observées) de qualité. Le réalisme de la variabilité interannuelle des modèles de Méditerranée en souffre sûrement. L'équilibre du flux de chaleur moyen autour de la valeur de $-7 \pm 3 \text{ W.m}^{-2}$ (*Béthoux*, 1979) semble également devenir une condition nécessaire. Une autre tendance est l'augmentation de la résolution pour la tension de vent. Sans parler de modélisation côtière ou par bassin, l'état de l'art est une résolution spatiale de 50 km et l'objectif semble être des flux à une résolution de 20 ou 10 km. Concernant la fréquence de forçage, des données à variabilité quotidienne semblent le minimum et une fréquence de 6h a déjà été testée. Le forçage interannuel n'est pas encore généralisé surtout pour des simulations dépassant les 10 ans. Un jeu de données très récent pourrait révolutionner le forçage des modèles de Méditerranée dans les années à venir. En effet, suite aux travaux de *Sotillo et al.* (2005), il existe maintenant une version haute résolution (50 km) de la réanalyse du NCEP réalisée par une méthode de descente en échelle dynamique sur la période 1958-2001.

D'après *Korres et al.* (2000a), ce rayon vaut typiquement 10 km en Méditerranée. Pour le golfe du Lion (zone moins stable), *Madec et al.* (1991b) citent une valeur de 6.53 km. Sur cette même zone mais avec des valeurs extraites de nos conditions initiales *MEDAR/MEDATLAS Group* (2002), on retrouve une valeur de 6.3 km en prenant une fréquence de Brunt-Vaisala telle que $N^2 = 10^{-5} \text{ s}^{-2}$, une profondeur de la thermocline principale de 200 m et $f_0 = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. Notons que selon la théorie de l'instabilité barocline et dans les conditions du problème d'Eady (*Bougeault and Sadourny*, 2000), les perturbations de longueur d'onde supérieure à 16 km sont instables et les perturbations les plus instables sont celles de longueur d'onde environ égale à 25 km.

Pour l'interaction avec l'Atlantique, frontière ouverte ou zone de rappel 3D ont été testées. Un cycle saisonnier dans ce forçage à Gibraltar est acquis mais pas de variabilité interannuelle pour le moment. Quel est l'impact de la variabilité interannuelle de la SST de l'Atlantique sur la Méditerranée ? Pour l'instant les outils techniques ne sont pas prêts à résoudre cette question tout comme celle de l'impact d'une MOW réaliste (i.e. créée par un modèle de Méditerranée à haute résolution) sur l'océan Atlantique. Mentionnons également que dans le choix de la zone de rappel, l'incohérence entre la MOW sortante et la MOW vers laquelle on rappelle est problématique. Un rappel uniquement sur le flux entrant en Méditerranée serait une meilleure stratégie. Aucune étude n'a été faite sur le sujet.

Les fleuves ne sont représentés dans les modèles de Méditerranée que depuis les études de *Béranger et al.* (2004) et *Béranger et al.* (2005) et encore grâce à des flux climatologiques (1 point par mois) et en ajoutant un rappel à la SSS bridant ainsi cette source locale de variabilité.

Dans la littérature, on trouve différentes manières de prendre en compte les échanges avec la mer Noire : du rappel en SSS au fleuve en allant vers un modèle simple de détroit.

Nous verrons ci-dessous que cette thèse essaie d'aller plus loin que l'état de l'art dans différents domaines : flux de sel, fleuves, forçage interannuel sur de longues périodes, résolution des flux, couplage océan-atmosphère.

Grille

La résolution horizontale va de $1/4^\circ$ à $1/16^\circ$. Pour des simulations supérieures à 10 ans, le $1/8^\circ$ est relativement rare. Pour la résolution verticale, on trouve des publications récentes à 19 mais aussi à 43 niveaux. L'intérêt des *partial steps* pour la Méditerranée a été montré par *Stratford and Haines* (2000) dans le cadre de l'étude de *cascading* de l'EMDW. Cette manière de représenter la bathymétrie est également utilisée par Bozec avec une version Méditerranée d'OPA8.5 (communication personnelle).

Paramétrisation

Le calibrage de la diffusion horizontale pose des problèmes (elle dépend du modèle) mais il semble que le principe de Haines soit intéressant : l'idée est d'avoir une diffusion la plus faible possible pour laisser les tourbillons se développer car ceux-ci possèdent une importance non négligeable dans l'advection des masses d'eau à travers la Méditerranée. C'est principalement vrai pour la LIW.

Dans cette optique, on choisira plutôt un opérateur biharmonique plus sélectif qu'un opérateur harmonique sur les petites échelles et moins sur les grandes. Une autre manière de fixer la diffusion horizontale est de raisonner en terme d'ordre de grandeur (Le Provost, communication personnelle). Pour un opérateur bi-harmonique, l'équation de vorticité peut s'écrire sous la forme :

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} \sim \nu \Delta^4 \psi$$

d'où

$$\nu \sim \frac{L^4}{T}$$

avec T temps caractéristique et L longueur caractéristique. Avec une résolution spatiale égale à Δx , la plus petite onde résolue (L) par le modèle vaut $2\Delta x$. L'idée est d'atténuer

rapidement les ondes plus courtes et de conserver les ondes plus longues. Si on applique ces calculs à *Castellari et al.* (2000) ou à *Rupolo et al.* (2003) (et les articles de l'école italienne), on obtient que la plus petite onde résolue par le modèle ($L = 40$ km) est amortie en moins d'une seconde (un pas de temps en fait). Avec une résolution plus élevée ($1/8^\circ$), *Wu et al.* (2000) (et les articles de l'école anglaise) utilisent un coefficient permettant également d'amortir la plus petite onde en moins d'une seconde. *Béranger et al.* (2005) appliquent une diffusion plus légère qui atténue la plus petite onde ($L = 10$ km) en 30 jours permettant ainsi le développement des tourbillons de la taille du premier rayon de déformation (10-12 km). Comme nous le verrons par la suite, nous utiliserons dans cette thèse une diffusion/viscosité horizontale bi-harmonique dans OPAMED8 dont le coefficient vaut $-1.0 \cdot 10^{10} \text{ m}^4/\text{s}$ pour les traceurs et pour la dynamique. La plus petite onde (méandre, tourbillon) représentée dans OPAMED8 a une taille caractéristique d'environ 20 km (2 fois la taille de la maille). Son temps caractéristique d'atténuation par la diffusion vaut 150 jours. Il vaut 10 jours pour une structure de 10 km. La diffusion choisie peut être considérée comme relativement faible. Elle va par exemple favoriser le développement et la conservation des méandres dûs à l'instabilité barocline dans le phénomène de convection profonde dont la taille caractéristique vaut 40 et 80 km (*Madec, 1990*). Le Provost plaide plutôt pour une diffusion capable d'amortir la plus petite longueur d'onde en 1 pas de temps. Dans notre cas, avec un pas de temps de 1200 s (20 min), cela équivaut à un coefficient biharmonique d'environ $-1 \cdot 10^{14} \text{ m}^4/\text{s}$. Nous avons choisi une diffusion plus douce en accord avec les travaux de MERCATOR (*Béranger et al., 2004, 2005; Drillet et al., 2005*).

La paramétrisation de *Gent and McWilliams* (1990) a également été testée par *Stratford and Haines* (2000) mais est de moins en moins utile avec l'apparition des modèles à haute résolution qui résolvent le premier rayon de déformation.

En Méditerranée, le nombre de détroits rend le phénomène de *cascading* essentiel. *Stratford and Haines* (2000) ont montré qu'un coefficient de frottement fort au fond permet de simuler correctement ce *cascading* dans le cas de l'EMDW à la sortie du seuil d'Otrante. Pour le moment, à ma connaissance, aucun article n'est paru utilisant un schéma de *Bottom Boundary Layer* qui devrait mieux simuler ce phénomène. Bozec travaille sur un modèle de mer Méditerranée comprenant un schéma de BBL (communication personnelle). Sur le sujet du *cascading*, l'étude de *Dufau-Julliand et al.* (2004) concernant le *cascading* de l'eau formée sur le plateau continental est également instructive quoique plus locale (golfe du Lion) et à plus haute résolution (3 km).

La condition de frottement aux bords est également problématique surtout pour la valeur du transport dans les détroits et pour la création d'instabilité dans les courants côtiers. Les modèles à basse résolution ont tendance à utiliser une condition de glissement sans frottement (*free-slip*) et les modèles à haute résolution une condition de frottement sans glissement (*no-slip*). A la résolution de $1/16^\circ$, *Béranger et al.* (2005) utilise l'hypothèse *no-slip* mais le modèle PAM (MERCATOR, Drillet, communication personnelle) utilise l'hypothèse *free-slip* à la même résolution. *Béranger* (2001) prouve qu'avec l'hypothèse *no-slip*, le transport à Gibraltar est moins fort et moins réaliste (0.55 Sv pour 0.69 en *free-slip*) mais que le gyre ouest d'Alboran est mieux représenté et que le courant Algérien et les courants côtiers en général sont plus instables. *Béranger* (2002) confirme ces résultats avec une diminution d'environ 1/3 des transports aux détroits, ce qui est réaliste sauf pour Gibraltar. Au $1/8^\circ$ (résolution utilisée pendant cette thèse), le problème

réside dans le détroit de Gibraltar qui ne possède que deux points de grille en largeur. Il est donc difficile d'appliquer l'hypothèse *no-slip* même si c'est le cas au $1/4^\circ$ par *Castellari et al.* (2000). Bozec (communication personnelle) a choisi une solution intermédiaire avec l'hypothèse *no-slip* en Méditerranée et l'hypothèse *free-slip* à Gibraltar.

Concernant la paramétrisation du mélange vertical, on trouve dans la littérature des schémas avec coefficient de mélange constant ou avec profil vertical imposé mais aussi des schémas dépendant du nombre de Richardson ou des schémas en TKE d'ordre 1.5 ou encore des schémas de Mellor et Yamada d'ordre 2.5.

Tout est possible mais aucune étude à ma connaissance n'a prouvé que l'un des schémas était meilleur que les autres pour représenter les processus méditerranéens et en particulier la convection profonde.

La paramétrisation de la convection lors des cas instables est rarement détaillée dans les articles. On trouve l'ajustement convectif (*Madec et al.*, 1991b; *Myers and Haines*, 2000; *Castellari et al.*, 2000) et le mélange vertical renforcé *Korres et al.* (2000a).

Simulation

En terme de longueur des simulations, l'état de l'art est 100 ans au $1/4^\circ$ (*Wu and Haines*, 1998; *Myers and Haines*, 2000; *Rupolo et al.*, 2003; *Skliris and Lascaratos*, 2004) et 10 ans au $1/8^\circ$ (*Wu et al.*, 2000) ou au $1/16^\circ$ (*Béranger et al.*, 2005). Cette thèse présentera des simulations de 100 ans au $1/8^\circ$.

Simuler la MTHC

La simulation d'une circulation thermohaline correcte sur plusieurs années est un des challenges de la modélisation numérique 3D en Méditerranée. Flux océan-atmosphère, préconditionnement, mélange violent, restratification, répartition de la masse d'eau formée, trajet des masses d'eau et interactions entre elles sont les éléments à bien modéliser.

La formation de la LIW est compliquée car cette masse d'eau étant intermédiaire, il faut la former avec la bonne densité pour qu'elle s'arrête à la bonne profondeur. Sa salinité doit être élevée et son trajet (advection, diffusion, tourbillons) bien simulé car elle préconditionne la formation des eaux profondes en Adriatique et au nord du bassin Liguro-Provençal. Dans des modèles globaux, ce challenge semble avoir été réussi par *Wu and Haines* (1996) puis par *Wu and Haines* (1998) et *Haines and Wu* (1998) mais avec une forte correction de flux dans le gyre de Rhodes ainsi que plus récemment par *Béranger et al.* (2006). *Lascaratos and Nittis* (1998), *Nittis and Lascaratos* (1998) et *Nittis et al.* (2003) forment la LIW mais ne se préoccupent pas de son advection dans le bassin Ouest et en Adriatique car leur modèle ne comprend pas ces bassins.

La formation de l'EMDW semble plus facile à simuler mais il est beaucoup plus difficile de la faire plonger en profondeur après le seuil d'Otrante (*Stratford and Haines*, 2000) car elle s'allège en se mélangeant et a tendance à subir la force de Coriolis et à longer l'Est de la Sicile sans cascader. *Castellari et al.* (2000), *Stratford and Haines* (2000) et *Myers and Haines* (2002) semblent y parvenir.

Le point le plus dur est bien sûr la formation de la WMDW et le maintien d'une circulation thermohaline profonde dans le bassin Ouest. *Myers et al.* (1998a) prouvent que parmi 4 jeux de vents (analyses NMC, réanalyses NMC, données SOC, analyses du

CEPMMT), seuls les vents issus des analyses du CEPMMT (résolution de 1.125° à l'époque) sont assez forts pour créer un soulèvement des isopycnes suffisant dans le gyre Provençal, permettant ainsi une convection profonde stable pendant 100 ans. Cette réussite nécessite néanmoins des corrections de salinité et de température dans le bassin Est (LIW) et le bassin Ouest (diminution du flux d'eau douce à Gibraltar, transport égal à 0.6 Sv). *Myers and Haines* (2000) simulent également une convection profonde réaliste pendant 100 ans avec un taux de formation moyen de 0.2-0.3 Sv. *Myers and Haines* (2002) et *Skliris and Lascaratos* (2004) obtiennent des valeurs comparables. *Castellari et al.* (2000) simulent la formation de la WMDW avec modification du champ de SSS vers lequel on rappelle en surface et des flux quotidiens. *Béranger et al.* (2006) simulent la formation de la WMDW grâce à un rappel en sel et aux forçages à haute résolution spatiale (0.5°) et temporelle (1 jour) des analyses du CEPMMT.

Diagnostiquer la MTHC

Je voudrais détailler rapidement les différentes manières utilisées dans la littérature pour diagnostiquer la MTHC dans les modèles de Méditerranée. On s'appuiera sur ces exemples dans cette thèse.

Tout a commencé par la réalisation de champs de vitesses horizontales et de sections verticales (*Roussenov et al.*, 1995). *Haines and Wu* (1995), *Wu and Haines* (1996) et *Lascaratos and Nittis* (1998) ont ensuite introduit l'idée de suivre la LIW par ses caractéristiques i.e. maximum de salinité mais aussi minimum de vorticité ou encore en traçant la salinité sur une isopycne bien choisie. Tracer des cartes de la profondeur de l'isopycne caractérisant une masse d'eau permet également de voir l'affleurement de cette isopycne (*Lascaratos and Nittis*, 1998; *Castellari et al.*, 2000). L'analyse des masses d'eau par classes de température ou de densité avec des méthodes proches de celles utilisées sur les flux observés (*Lascaratos*, 1993; *Tziperman and Speer*, 1994) a été réalisée par *Myers and Haines* (2000) et *Rupolo et al.* (2003). Nous utiliserons ce type d'analyse. Notons que ce diagnostic donne une limite supérieure au taux de formation puisqu'il se base sur les flux de surface. Après sa formation, les caractéristiques de la masse d'eau sont modifiées par le mélange et le volume d'eau profonde réellement formé avec la bonne densité en est diminué. De plus ce diagnostic ne présume pas de la quantité d'eau qui sera réellement subductée, c'est-à-dire non réentraînée dans la couche de mélange les années suivantes. L'introduction de traceur passif simulant les CFCs a également été utilisée dans MOM (*Stratford and Haines*, 2000; *Wu et al.*, 2000). Des diagnostics énergétiques se trouvent chez *Madec et al.* (1991b) et *Korres et al.* (2000a). Les seuls à avoir montré une *Zonal Overturning stream Function* ou ZOF pour la mer Méditerranée sont *Myers and Haines* (2002). *Artale et al.* (2002) mentionnent ce diagnostic sans le montrer. Elle est pourtant naturelle quand on connaît les travaux sur l'océan atlantique. En revanche aucune trace de *Meridional Overturning stream Function* ou MOF permettant de suivre la WMDW et l'EMDW juste après le seuil d'Otrante. Nous utiliserons ces deux fonctions au cours de cette thèse. Le taux de formation d'une masse d'eau (définie par sa densité) pour une année A est défini comme la différence entre le volume maximal de cette masse d'eau pour l'année A et son volume minimal pour l'année A-1, le tout ramené en Sv sur 1 an. Ce diagnostic simple et utile se retrouve chez *Castellari et al.* (2000), *Lascaratos and Nittis* (1998) et *Nittis et al.* (2003) ainsi que dans cette thèse. *Lascaratos and Nittis* (1998) présentent une autre méthode : calculer le volume de la masse d'eau présente dans la couche de mélange à la fin de l'hiver avec les bonnes caractéristiques T-S et normaliser sur 1 an. Ces deux dernières méthodes donnent une limite supérieure au

taux de formation puisqu'elles font l'hypothèse que l'ensemble du volume d'eau formé va subduire dans l'année sans être réentraîné par la couche de mélange de l'année suivante. L'introduction de flotteurs lagrangiens a aussi permis des études très intéressantes par *Jan* (2001) et *Rupolo et al.* (2003).

Variabilité étudiée

La variabilité saisonnière a été bien modélisée et étudiée.

La variabilité interannuelle commence à être étudiée mais soit sur des durées courtes (10 ans) avec flux interannuels (*Nittis and Lascaratos*, 1998; *Castellari et al.*, 2000; *Béranger et al.*, 2006, et les études sur l'EMT), soit sur des durées longues mais avec forçage répété (*Wu et al.*, 2000; *Myers and Haines*, 2000). Les meilleures sources de forçage étaient les réanalyses ERA15 et NCEP jusqu'à maintenant. L'apparition de la réanalyse ERA40 (*Sevault and Somot*, 2005; *Béranger et al.*, 2006) et des modèles de climat à résolution suffisante vont nous permettre de combler ce manque. La modélisation couplée océan-atmosphère est également essentielle pour l'étude de la variabilité interannuelle mais aucun AORCM¹⁰ n'est disponible actuellement.

Les tendances sur le 20ème siècle détectées dans les observations (cf. chap. 1) sont pour le moment très peu modélisées. Seule l'étude de *Skliris and Lascaratos* (2004) s'intéresse au problème à partir du changement de débit des fleuves. A notre connaissance, personne n'a encore modélisé le rôle du réchauffement climatique sur les tendances observées.

Les études traitant du changement de régime de la circulation thermohaline en Méditerranée sont plus nombreuses : études paléoclimatiques (*Myers et al.*, 1998b; *Matthiesen and Haines*, 2003), étude théorique sur l'impact du flux d'eau (*Myers and Haines*, 2002), simulation de l'EMT (*Lascaratos et al.*, 1999; *Wu et al.*, 2000; *Brankart and Pinnardi*, 2001; *Ashkenazy and Stone*, 2003; *Rupolo et al.*, 2003; *Nittis et al.*, 2003). Aucune simulation n'a permis jusqu'à présent d'évaluer l'impact du réchauffement climatique sur la MTHC.

2.2.3 Le modèle OPAMED8

Le modèle OPA

Le modèle OPA (Ocean PArallélisé) est un modèle d'océan aux équations primitives. Le modèle résout les équations de Navier-Stokes sous l'approximation hydrostatique et l'hypothèse de Boussinesq. Les équations de base sont l'équation de conservation de la quantité de mouvement, l'équation de la continuité, l'équation de la conservation de la température et celle de la salinité. Ces équations ainsi que les paramétrisations des processus non résolus sont présentées dans le manuel d'utilisation de la version 8 d'OPA (*Madec et al.*, 1998). La discrétisation du modèle est basée sur la grille C de la classification d'Arakawa (*Arakawa*, 1972).

Le modèle OPA a été écrit de manière modulaire et différentes options sont disponibles. Cela permet l'utilisation d'OPA dans de nombreuses configurations à différentes résolutions et pour différentes parties de l'océan mondial.

¹⁰AORCM : *Atmosphere-Ocean Regional Coupled Model*

La version Méditerranée du modèle OPA

La version d'OPA utilisée dans cette thèse sera nommée OPAMED8 pour version Méditerranée d'OPA au $1/8^\circ$. Actuellement deux autres versions Méditerranée d'OPA sont utilisées, MED16 (*Béranger et al.*, 2004, 2005; *Alhammoud et al.*, 2005) et MED8 (*Alexandra Bozec*, communication personnelle).

OPAMED8 peut être considéré comme le fils de MED16, le petit-fils du modèle PAM (*Drillet et al.*, 2005) du projet MERCATOR et l'arrière petit-fils du projet CLIPPER. Il correspond à la version OPA8.1 modifiée au cours de sa généalogie. Son premier fils est MED8 qui en découle pour ce qui est de la grille et de la bathymétrie mais dans la version OPA8.5. OPAMED8 est décrit dans *Somot et al.* (2005) mais nous allons ici résumer ses principales caractéristiques.

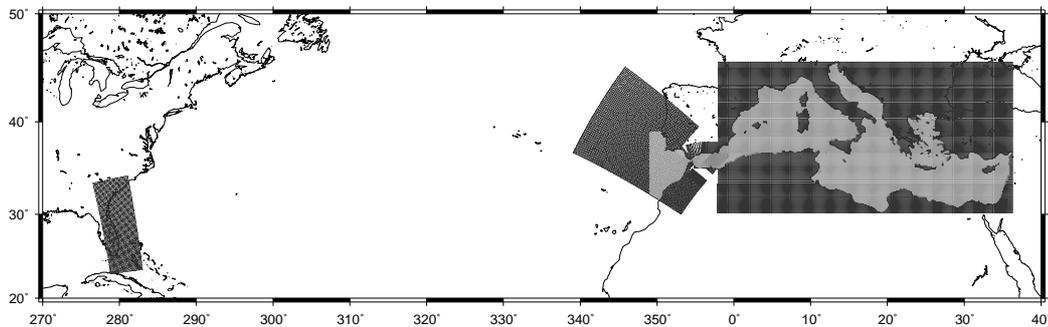


FIG. 2.4 – Grille d'OPAMED8.

La diffusion horizontale est biharmonique pour les traceurs (température, salinité) et pour la dynamique (vitesse). Un coefficient de $-1.0 \cdot 10^{10} \text{ m}^4/\text{s}$ a été choisi. Pour la diffusion verticale, nous utilisons le schéma TKE (turbulent kinetic energy) de fermeture turbulente à l'ordre 1.5 de *Blanke and Delecluse* (1993). Il est également décrit en détail dans *Jan* (2001). Il permet d'obtenir le coefficient de mélange vertical à partir d'une équation pronostique sur le TKE. La valeur de base du coefficient a été fixée à $1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ pour la dynamique et $1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ pour les traceurs. En cas de stratification instable, le phénomène de convection est paramétré par une diffusion verticale renforcée qui est fixée alors à $1 \text{ m}^2/\text{s}$.

La densité est calculée comme une fonction de la température potentielle, de la salinité et de la profondeur (*Jackett and McDougall*, 1995). La bathymétrie est calculée à partir de données ETOPO5'x5' (*Smith and Sandwell*, 1997). L'hypothèse de toit rigide est appliquée ainsi que celle de glissement sans frottement ou *free slip* sur les bords. Le terme de frottement au fond est pris quadratique en fonction de la vitesse du dernier niveau du modèle et tient compte d'un terme lié à l'énergie turbulente près du fond. Un pas de temps de 1200 s (20 min) est utilisé.

La résolution d'OPAMED8 est de $1/8^\circ \times 1/8^\circ \cos(\phi)$ avec ϕ la latitude. Cela équivaut à une résolution qui varie de 12 km au sud du modèle à 9 km au nord avec des points de grille carrés. Cette résolution correspond environ au premier rayon de déformation et rend le modèle *eddy-permitting* et non pas *eddy resolving* comme PAM (*Drillet et al.*, 2005) ou MED16 (*Béranger et al.*, 2004). Augmenter plus la résolution est actuellement impossible si l'on veut garder des objectifs climatiques avec des simulations multi-décennales et des simulations couplées océan-atmosphère. OPAMED8 possède également 43 niveaux verticaux

de type Z avec une distribution inhomogène de 6 m d'épaisseur en surface à 200 m au fond et avec 25 niveaux dans les 1000 premiers mètres. La profondeur maximale représentée dans le modèle est de 4100 m dans le bassin Est.

La grille d'OPAMED8 est tournée et étirée au niveau du détroit de Gibraltar permettant une meilleure résolution (2 points de grille à 6 km de résolution) et une meilleure prise en compte de l'axe SO-NE de ce détroit. La grille ne contient pas la mer Noire comme on peut le voir sur la figure 2.4. Pour des raisons de stabilité, le détroit de Gibraltar a été simplifié sur une longueur de 5 points et se présente sous la forme d'un canal de section rectangulaire et de profondeur égale à 700 m. La zone couverte par le modèle, son trait de

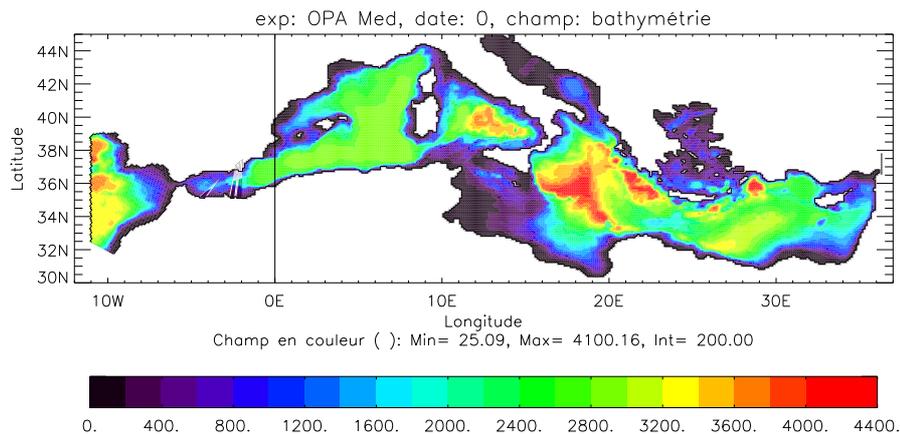


FIG. 2.5 – Bathymétrie et trait de côte d'OPAMED8.

côte ainsi que sa bathymétrie sont visibles sur la figure 2.5.

L'océan Atlantique est représenté par une zone de rappel ou *buffer zone* de quelques degrés de large à l'ouest de Gibraltar. Il n'y a pas de frontière ouverte. Dans cette zone, un rappel newtonien se fait vers une climatologie saisonnière 3D pour la température potentielle et la salinité (Reynaud et al., 1998). Le terme de rappel vaut 100 jours près de Gibraltar à 7.5°E et augmente jusqu'à atteindre 3 jours à 11°W. Précisons que dans la zone de rappel, les niveaux verticaux ne sont pas les mêmes que dans la Méditerranée (on va plus profond) mais qu'ils coïncident jusqu'au niveau 18 (404 m).

Le forçage en surface s'effectue par des flux (flux de chaleur sensible, latente, flux infrarouge, flux solaire, bilan évaporation - précipitation, tension de vent) issus de simulations atmosphériques. Concernant l'équation de température de surface, un terme de rappel newtonien est ajouté en plus des flux de chaleur (Barnier et al., 1995). Ce terme vaut $-(SST - SST_0)/\tau$, avec SST, la température de surface du modèle, SST_0 une température observée (souvent celle vue par le modèle atmosphérique) et τ le coefficient de rappel qui est homogène à un temps. Ce terme correspond au développement à l'ordre 1 en SST_0 du flux de chaleur et représente la rétroaction de la SST du modèle sur le flux de chaleur. C'est un couplage océan-atmosphère au premier ordre. Un des défauts courants de cette méthode est l'utilisation d'un champ SST_0 de faible résolution spatiale et temporelle.

Dans OPAMED8, en mode océan forcé, τ (échelle de décroissance exponentielle) vaut 8 jours. Cette valeur découle de la dérivée au premier ordre du flux de chaleur par rapport

à la SST (*Barnier et al.*, 1995, $40 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$) et de l'équation suivante :

$$\tau = \frac{\rho_0 C_p \Delta z}{\left(\frac{\partial Q}{\partial T}\right)_0}$$

avec Δz l'épaisseur du premier niveau. Dans OPAMED8, on utilisera toujours la SST vue par le modèle atmosphérique pour fixer la valeur de SST_0 , c'est-à-dire les RSST dites de Reynolds (*Smith et al.*, 1996) pour les simulations forcées par ARPEGE-Climat et les analyses de SST du CEP pour les simulations forcées par ERA40.

En mode océan couplé, ce terme est évidemment supprimé ce qui élimine toute référence à une climatologie de basse résolution spatiale et temporelle en surface et ce qui nous affranchit de la valeur fixe de $40 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$. En effet, ce terme devrait en réalité varier spatialement et temporellement.

Le flux d'eau est constitué du bilan Evaporation (E) - Précipitations (P) auquel on ajoute le débit des fleuves ou ruissellement (R). Le débit des fleuves provient d'une base de données de l'UNESCO RivDis (*Vörösmarty et al.*, 1996). On en a extrait 33 fleuves climatologiques (1 valeur par mois). Pour information, le débit annuel moyen vaut $1700 \text{ m}^3/\text{s}$ pour le Rhône, 1498 pour le Pô, 1437 pour le Nil et 521 pour l'Ebre (après 1962). La valeur du débit du Nil est celle d'après la construction du barrage d'Assouan (Sevault, communication personnelle). Les fleuves du nord (et ceux de la mer Noire) ont un cycle saisonnier avec un minimum en été et un maximum en hiver et au printemps alors que le Nil a un débit maximum en été (figure 2.6a). La mer Noire pilote le cycle saisonnier de l'ensemble du flux d'eau douce des fleuves (figure 2.6b). L'ensemble des fleuves apporte

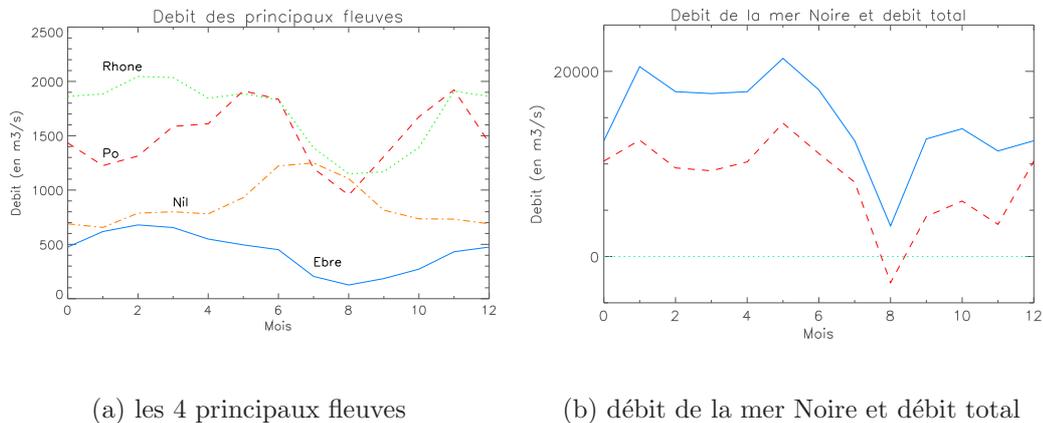


FIG. 2.6 – Cycle saisonnier du débits des fleuves pour (a) le Rhône, le Pô, le Nil et l'Ebre et (b) la mer Noire (pointillés) et le débit total des 33 fleuves plus la mer Noire (plein).

$7379 \text{ m}^3/\text{s}$ à la mer Méditerranée en moyenne annuelle. A ces fleuves, on a ajouté la mer Noire considérée comme le 34ème fleuve se jetant en mer Méditerranée comme expliqué au chapitre 1. Utilisant les données de *Stanev et al.* (2000) concernant le bilan E-P-R de la mer Noire, on a mis en place une paramétrisation des échanges mer Noire - mer Egée en se basant sur la conservation du sel en mer Noire (*Somot et al.*, 2001). On aboutit à un flux d'eau douce dont la valeur moyenne sur l'année vaut environ $8000 \text{ m}^3/\text{s}$, plus élevée que la valeur de $6000 \text{ m}^3/\text{s}$ donnée par *Tixeront* (1970). Quand on additionne les 33 fleuves plus

la mer Noire, on obtient un débit de $15416 \text{ m}^3/\text{s}$ équivalent à une épaisseur de $0.20 \text{ m}/\text{an}$ répartie sur la surface de la mer Méditerranée. Cette valeur est comparable à celles de la littérature, $0.10 \text{ m}/\text{an}$ pour *Mariotti et al.* (2002), $0.12 \text{ m}/\text{an}$ pour *Boukthir and Barnier* (2000), $0.22 \text{ m}/\text{an}$ pour *Tomczak and Godfrey* (1994) et $0.27 \text{ m}/\text{an}$ pour *Béthoux* (1979). La tendance observée dans les valeurs décrites dans la littérature de 1979 à 2002 pourrait être réelle et pas uniquement liée aux incertitudes des méthodes utilisées (*Boukthir and Barnier*, 2000). Le Rhône, le Pô, le Nil, l'Ebre et la mer Noire représentent 86% des 34 fleuves en terme de débit. Des détails sur les fleuves utilisés dans OPAMED8 peuvent être obtenus dans l'étude de *Somot* (2002b) avec entre autres une description du schéma d'advection *up-stream* qui est activé au voisinage des points d'embouchure. L'impact des fleuves a également été testé en enlevant le terme R du bilan E-P-R (simulation MED8-07 dans *Somot*, 2002b). Une dérive irréaliste de $+0.04 \text{ psu}$ sur 10 ans est observée sur la salinité moyenne de la colonne d'eau.

Dans le modèle OPA, le flux d'eau est transformé en flux virtuel de sel par un terme de dilution/concentration. Concernant la salinité de surface, et après plusieurs tests (*Somot*, 2002b; *Barlan et al.*, 2003; *Benoit et al.*, 2004), on a choisi de supprimer le rappel en salinité. Ce terme de rappel est utilisé classiquement en océanographie mais n'a pas de justification physique (*Ferry*, 2001). En effet, il n'existe pas de rétroaction du sel sur les flux d'eau de l'atmosphère et ce terme de rappel sert en fait à corriger les flux hydriques qui sont souvent de mauvaise qualité dans les modèles atmosphériques. Le problème étant qu'il limite fortement la variabilité de ces flux (*Ferry*, 2001) en inhibant la formation et la propagation d'anomalie de SSS.

Lorsqu'on utilise les flux ARPEGE-Climat, le bilan E-P-R est suffisamment bon pour maintenir une salinité du modèle stable et correcte et aucun terme correctif n'est appliqué. Lorsqu'on utilise les flux ERA40, le bilan E-P-R est corrigé en deux étapes sur les conseils de Terray (communication personnelle) et en suivant l'exemple de *Ferry* (2001). Nous avons premièrement fait tourner une simulation avec le terme de rappel ($\tau = 8$ jours) vers la climatologie mensuelle MEDATLAS-II (*MEDAR/MEDATLAS Group*, 2002). Celle-ci nous a servi à diagnostiquer l'erreur sur le flux E-P-R. Nous avons utilisé cette valeur (moyennée sur 40 ans et sur l'ensemble de la Méditerranée) pour corriger mensuellement notre deuxième simulation. On a ainsi trouvé une manière de "débiaiser" le terme E-P-R sans pour autant affecter la variabilité de la salinité de surface ce qui est le cas avec un rappel newtonien.

Somot (2002a) et *Barlan et al.* (2003) montrent en effet que le choix entre rappel newtonien ou pas de rappel a un impact important sur la variabilité interannuelle du flux E-P-R et de la salinité de surface. La figure 2.7a, extraite de *Barlan et al.* (2003) illustre ce fait sur des simulations de 10 ans. L'écart-type interannuel est multiplié par deux en ce qui concerne la SSS : 0.016 psu avec rappel, 0.032 psu sans (*Somot*, 2002a, la différence est significative à 95%). *Barlan et al.* (2003) montrent de plus que la simulation avec rappel entraîne une dérive de la salinité moyenne de la colonne d'eau (équivalente au contenu salin et notée S3D dans la suite), ce qui n'est pas le cas sans rappel et avec les fleuves (cf. figure 2.7b). Aucun impact sur la SST ou sur la température moyenne de la colonne d'eau (T3D) n'est observé.

Enfin, *Barlan et al.* (2003) montrent que la convection profonde est différente dans les deux expériences : elle est plus réaliste dans la simulation avec fleuves qu'avec rappel (plus profonde dans la zone de formation de la WMDW, et moins profonde dans la zone de la formation de la LIW). Ces résultats ainsi que ceux de *Ferry* (2001)

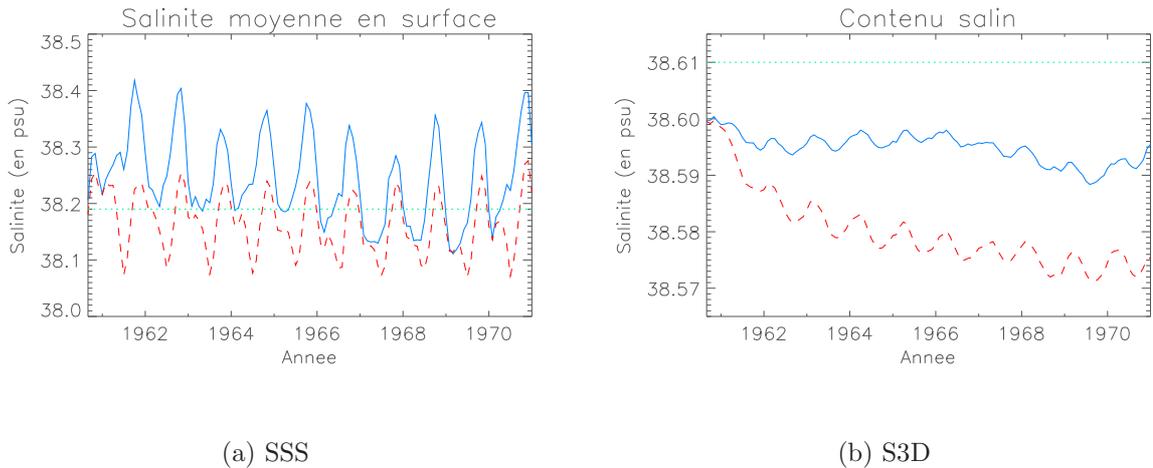


FIG. 2.7 – Evolution temporelle de (a) la salinité de surface et (b) la salinité moyenne de la colonne d'eau à partir de deux simulations de 10 ans, l'une avec rappel newtonien pour la SSS (pointillés) et l'autre avec des fleuves explicites et sans rappel pour la SSS (trait plein).

sur l'Atlantique Nord ont fini de nous convaincre que pour étudier la variabilité interannuelle en mer Méditerranée, il fallait absolument supprimer le terme de rappel newtonien pour la salinité de surface sous peine de trop contraindre la variabilité de la SSS. La question du rappel newtonien en SST sera abordée lors de la comparaison couplé-forcé au chapitre 4 car pour le modèle couplé, aucun terme de rappel n'est appliqué.

Les conditions initiales choisies pour nos simulations proviennent de la base de données mensuelles MEDATLAS-II (*MEDAR/MEDATLAS Group*, 2002) pour la mer Méditerranée et d'une base de données saisonnière pour la partie Atlantique (*Reynaud et al.*, 1998). Pour la Méditerranée Est, ces conditions initiales correspondent plutôt à une situation post-EMT (Béranger, communication personnelle).

2.2.4 Les simulations numériques de la mer Méditerranée

Choix des forçages en surface

Au cours de cette thèse, nous avons testé différents jeux de données pour les flux de surface. Seuls certains seront réellement utilisés dans ce manuscrit.

CEPMMT 98/99 : chronologiquement, le premier forçage utilisé fut l'année mars 1998 - mars 1999 du CEPMMT suivant en cela la pratique de Béranger et du projet MERCATOR. Sa résolution de 0.5° et son réalisme chronologique sont très utiles (*Béranger et al.*, 2006). Cependant les analyses du CEPMMT ne sont disponibles à cette résolution là qu'au maximum sur 6 ans (mars 1998 - juin 2004) et encore avec un forçage non-homogène (changement de modèle, changement dans l'assimilation). Cet intervalle temporel de 6 ans est trop court pour une étude significative de la variabilité interannuelle. De plus il était impossible de faire des scénarios de changement climatique avec ce modèle. Dans le manuscrit, il sera uniquement utilisé pour fixer la durée du spin-up (cf. ci-dessous).

ERA15 : le forçage par la réanalyse ERA15 a été envisagé. Sa faible résolution spatiale (1.125°) et la mauvaise qualité de ses flux nous en a détourné. En effet, son bilan E-P d'environ -0.60 m/an en moyenne sur 15 ans et sur la surface de la mer Méditerranée (*Boukthir and Barnier, 2000; Mariotti et al., 2002*) et son bilan de chaleur ($+0.01$ W.m^{-2}) ne conviennent pas au forçage d'un modèle de mer Méditerranée (cf. chap. 1).

ERA40 : la réanalyse ERA40 (*Simmons and Gibson, 2000*), beaucoup plus récente, présente 40 ans de flux homogènes (pas de changement dans la configuration du modèle) dont la chronologie synoptique est de très bonne qualité grâce au schéma d'assimilation. Sa résolution est toujours faible (1.125°) mais ses flux nets sont meilleurs : -12.3 W.m^{-2} pour le flux de chaleur et -0.69 m/an pour le flux d'eau. Ces flux ont été utilisés au CNRM au cours de ma thèse mais aussi dans les études de *Benoit et al. (2004)* et *Sevault and Somot (2005)*. Dans ce manuscrit, nous les utiliserons dans le chapitre 3 pour l'étude de la convection profonde de l'hiver 1986-87 au large du golfe du Lion utilisant ainsi sa chronologie synoptique (expérience OM8-15.X ainsi que OM8-17.1 et OM8-17.2). Nous utiliserons également une simulation de 40 ans forcée par les flux ERA40 et débiaisée en sel (cf. ci-dessus et *Ferry (2001)*) pour expliquer les défauts de ces flux et valider les flux ARPEGE-Climat : le nom de cette simulation de 40 ans est **OM8-ERA**.

ARPEGE-Climat, Medias : finalement notre étude se basera surtout sur les données issues du modèle ARPEGE-Climat présenté ci-dessus dans sa version Medias, c'est-à-dire zoomé sur le bassin méditerranéen. Sa haute résolution (50 km), la longueur des simulations (40 ans en climat présent) et la qualité de ces flux (-34.3 W.m^{-2} puis -5.9 W.m^{-2} corrigé par le rappel en SST et E-P = -0.90 m/an) en font un outil indispensable de l'étude de la variabilité interannuelle du bassin méditerranéen. La simulation d'ARPEGE-Climat (1961-1999) utilisée dans cette thèse s'appelle **ARP**. La simulation correspondante d'OPAMED8 est **OM8-ARP**.

Scénario IPCC-A2 : une simulation **ARP-SA2** transitoire du 21ème siècle (2000-2099) suivant le scénario IPCC-A2 et réalisée avec la même version d'ARPEGE-Climat sera utilisée afin d'estimer l'évolution possible de la mer Méditerranée sous l'impact du réchauffement climatique. Les résultats peuvent également être trouvés dans *Somot and Sevault (2005)* et *Somot et al. (2005)*. La simulation d'OPAMED8 correspondante s'appelle **OM8-SA2**. Une simulation de contrôle, jumelle de la première, est également effectuée, son nom est **OM8-CTL**.

Scénario IPCC-B2 : on a également utilisé la simulation atmosphérique **ARP-SB2** (identique à ARP-SA2 mais suivant le scénario IPCC-B2) pour forcer OPAMED8. Les résultats de cette simulation océanique (**OM8-SB2**) sont décrits dans *Sevault et al. (2003)* et ne seront pas repris dans ce manuscrit.

Question de spin-up

Toute simulation océanique démarre par un *spin-up* permettant au modèle océanique d'atteindre un quasi-équilibre entre les courants et les masses d'eau que l'on veut étudier à partir d'un état de repos. Pour nous qui voulons étudier autant la surface que le fond de la

mer Méditerranée, un “bon” spin-up sera celui où toutes les couches de la mer Méditerranée auront atteint un équilibre. La longueur de spin-up détermine en grande partie la stabilité et le biais du modèle lors du reste de la simulation. Plus le spin-up est long, plus le modèle sera stable ensuite. En revanche, plus il est long et plus le modèle a le temps de s’écarter des conditions initiales et de présenter des masses d’eau biaisées. L’objectif de cette thèse étant d’étudier la variabilité interannuelle autour d’un état d’équilibre et/ou de considérer des tendances dues au réchauffement climatique, nous nous devons de faire un spin-up assez long pour atteindre cet équilibre. Ce n’est bien sûr pas le cas ni des études en océanographie opérationnelle où le but est de coller aux observations (*Drillet et al.*, 2005, Projet MERCATOR), ni des études se consacrant à la surface (*Béranger et al.*, 2004; *Alhammoud et al.*, 2005).

Le temps de renouvellement des eaux méditerranéennes étant de l’ordre de 100 ans (*Robinson et al.*, 2001), plusieurs centaines d’années sont nécessaires en théorie pour un bon spin-up. Dans notre cas, on part de la climatologie MEDATLAS-II qui possède une structure 3D de température et de salinité représentant toutes les masses d’eau en Méditerranée. Par conséquent, le spin-up sera plus court. Pour les courants, la mise à l’équilibre est relativement rapide et l’énergie cinétique est un bon traceur de l’état d’équilibre du modèle. L’énergie cinétique au cours du spin-up pour différentes couches de la mer Méditerranée est visible sur la figure 2.8 avec 2 forçages différents. L’utilisation du forçage répété identique à lui-même d’une année à l’autre permet de déterminer que la stabilisation en énergie cinétique a lieu au bout de 2 à 3 ans. L’énergie cinétique s’atténue avec la profondeur mais son cycle saisonnier avec un maximum en hiver est tout de même visible dans les couches intermédiaires et profondes. L’amplitude du cycle saisonnier est plus marquée avec un forçage ARPEGE-Climat qu’avec un forçage CEPMMT ce qui tend à prouver que les vents sont plus forts dans ARPEGE-Climat. La variabilité interannuelle de l’énergie cinétique est plus marquée avec le forçage interannuel et est surtout visible en hiver.

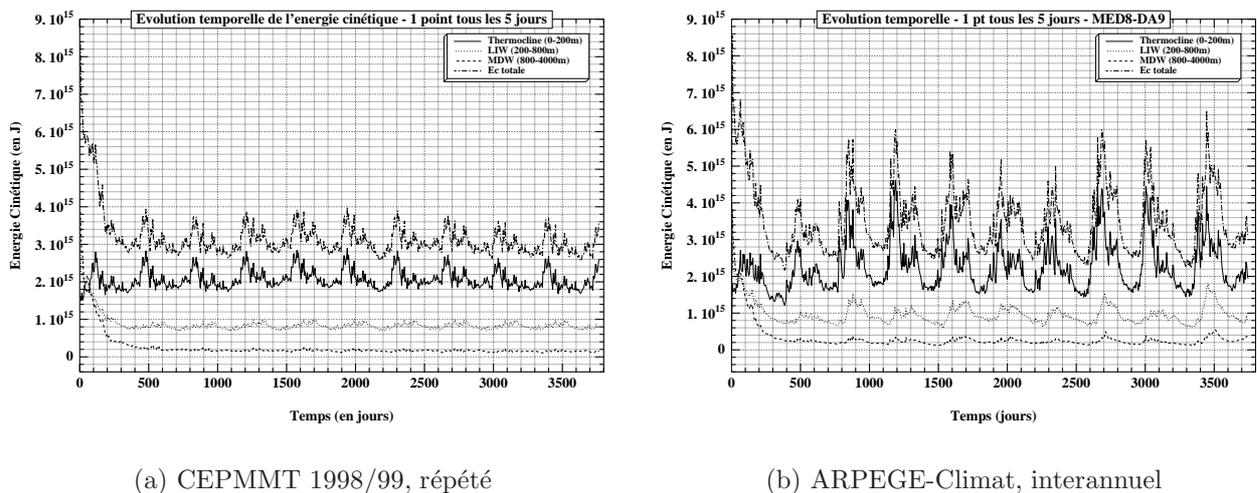


FIG. 2.8 – *Energie cinétique en J (un point tous les 5 jours) dans deux simulations de 10 ans et pour différentes couches de la mer Méditerranée, (a) simulation avec forçage perpétuel par l’année 1998-99 du CEPMMT et (b) simulation avec forçage interannuel issu d’ARPEGE-Climat.*

La durée de 3 ans diagnostiquée à partir de l’énergie cinétique serait suffisante si les masses d’eau ne dériveraient pas sous l’effet combiné de la dynamique interne du modèle et des flux en surface. Finalement, nous avons décidé de faire 20 ans de spin-up pour chacune

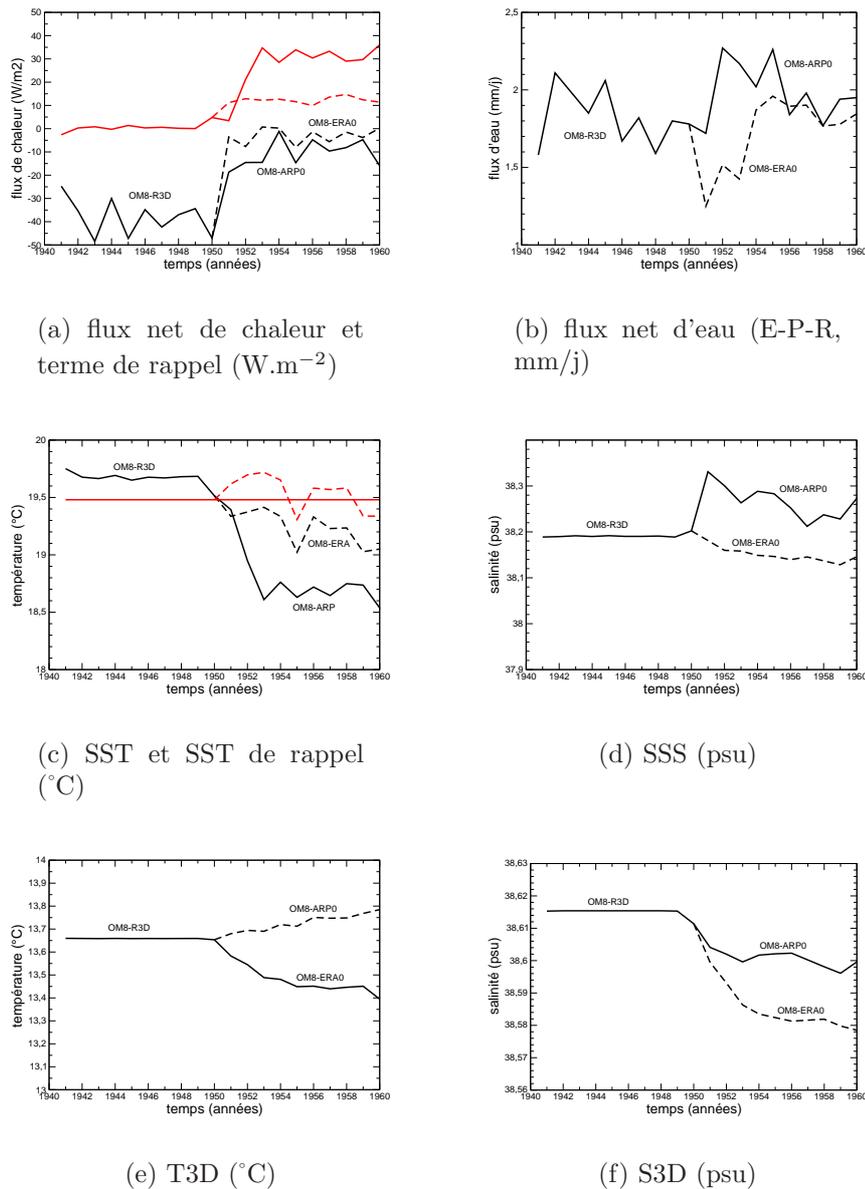


FIG. 2.9 – Evolution temporelle de plusieurs variables (flux de chaleur, flux d'eau, température et salinité de surface, température et salinité moyenne) pour les spin-up des expériences OM8-ARP (trait plein) et OM8-ERA (tiret). Premier spin-up avec rappel dans la masse de 1941 à 1950 (OM8-R3D), deuxième spin-up de 1951 à 1960 (OM8-ARP0 et OM8-ERA0). Le terme de rappel en température est en rouge sur la figure (a) et la SST de rappel est en rouge sur la figure (c).

de nos expériences. Nous faisons tout d'abord 10 ans avec un rappel fort ($\tau = 3$ jours) en 3D vers la température et la salinité des conditions initiales. Cette simulation s'appelle **OM8-R3D** pour rappel en 3D. Nous espérons ainsi permettre la mise en place des courants tout en conservant les masses d'eau intactes. Puis, nous poursuivons avec un spin-up de 10 ans avec un forçage interannuel. L'idée d'un spin-up avec flux climatologiques a été rejeté car un flux climatologique est une moyenne et présente donc des caractéristiques quotidiennes lissées ne permettant pas la formation des masses d'eau en Méditerranée. Ce deuxième spin-up correspond aux années 1960-70 des forçages. Il s'appellera **OM8-ARP0** ou **OM8-ERA0** suivant le flux appliqué. Il existe une différence fondamentale entre ces

deux spin-up : c'est l'utilisation d'un rappel newtonien en sel en surface pour OM8-ERA0 et aucun rappel en sel pour OM8-ARP0. Comme expliqué ci-dessus, OM8-ERA0 est la simulation qui nous a permis de diagnostiquer le terme de "débiaisage" du flux de sel pour l'expérience OM8-ERA qui elle se déroule sans rappel. A la fin de ce spin-up, nous rebaptisons le *restart* d'août 1970 en août 1960 afin de démarrer nos simulations définitives en août 1960 (**OM8-ARP** et **OM8-ERA**).

Tous les démarrages d'expérience et tous les changements brutaux de flux se font au mois d'août (stratification forte, pertes de flottabilité faibles, vents faibles) afin d'éviter de trop gros chocs pour la simulation. Un démarrage en janvier se traduit souvent par la formation de masses d'eau irréalistes qu'il est très difficile de détruire par la suite.

Afin de vérifier *a posteriori* la validité de notre approche de spin-up, nous avons tracé l'évolution temporelle de plusieurs variables intégrées sur l'ensemble du bassin méditerranéen. La figure 2.9 montre cette évolution (1 point par an) pour les flux de surface, le terme de rappel en température, la SST et la SST de rappel, la SSS ainsi que la température et la salinité moyenne intégrée sur toute la colonne d'eau pour diagnostiquer le temps de mise à l'équilibre des masses d'eau. On vérifie bien que ces quantités sont quasiment constantes et égales aux conditions initiales pendant OM8-R3D et qu'elles se mettent à l'équilibre en moins de 10 ans dans OM8-ARP0 et OM8-ERA0. On a numéroté fictivement les années de 1941 à 1960 puisque les simulations libres (OM8-ARP et OM8-ERA) démarrent en août 1960.

On note sur la figure 2.9a que les termes de rappel en température sont positifs, c'est-à-dire que la SST modélisée est plus froide que la SST observée (cf. figure 2.9c). Le terme de rappel est plus faible dans OM8-ERA0 car le flux de chaleur moyen d'ERA40 sans correction (-12.3 W.m^{-2} , non tracé) est plus proche des -7 W.m^{-2} (Béthoux, 1979) qu'ARPEGE-Climat (-34.3 W.m^{-2}). Par conséquent la dérive en SST est plus importante dans OM8-ARP0 que dans OM8-ERA0. Dans les deux cas, la stabilisation est obtenue en moins de 5 ans. Pour la salinité de surface, il est difficile de comparer puisqu'il existe un rappel en surface pour OM8-ERA0 (flux vraiment trop mauvais) et pas pour OM8-ARP0. On peut noter que sans rappel, la salinité de surface d'OM8-ARP0 est très correcte et beaucoup plus variable que celle d'OM8-ERA0. Concernant les champs 3D, la stabilisation semble plus lente mais elle est terminée au bout de 10 ans. L'état d'équilibre d'OM8-ERA0 est 0.1°C plus chaud que MedAtlas-II et OM8-ARP0, 0.2°C plus froid. La dérive en salinité moyenne est également faible pour les deux simulations. OM8-ARP0 se stabilise à une salinité 0.015 psu plus faible que MedAtlas-II et OM8-ERA0 à une salinité 0.35 psu plus faible. On peut souligner que le rappel en sel qui entraîne une meilleure SSS pour OM8-ERA0 implique une moins bonne S3D.

2.3 Modèle couplé régional AORCM : SAMM

2.3.1 Motivation pour les modèles couplés régionaux

Depuis peu, une nouvelle génération de modèles de climat régionaux a été développée pour l'étude de zones où les interactions océan-atmosphère sont importantes (mer Baltique, océan Arctique, Indonésie). Ce sont des modèles couplés régionaux ou AORCM¹¹ couplant

¹¹AORCM : *Atmosphere-Ocean Regional Climate Model*

deux modèles à vocation régionale. C'est le cas de RCAO (*Räisänen et al.*, 2004, et articles cités dans cette étude) consacré à l'étude de la région de la mer Baltique et couplant un LAM (RCA2, Rossby Center Atmospheric model, version 2, 49 km de résolution) et un modèle d'océan régional de la mer Baltique (RCO, 11 km de résolution). *Räisänen et al.* (2004), *Jacob et al.* (2005) et Kjellström (communication personnelle) justifient l'utilisation de RCAO (à la place d'un LAM atmosphérique classique forcé par des SSTs issues d'une AOGCM basse résolution) par une prédiction plus réaliste de la SST sur la mer Baltique au cours du 21ème siècle. On peut penser que ce problème de SST s'applique également pour le bassin méditerranéen et les scénarios de changement climatique qui l'étudient.

Pour étudier le climat de l'Indonésie, *Aldrian et al.* (2005) utilisent une technique de modélisation régionale couplée différente de celle de *Räisänen et al.* (2004). Ils utilisent un LAM (REMO), forcé aux bords par des réanalyses pour l'atmosphère, couplé à un océan global à maille variable. En comparant l'AORCM avec chacune des deux composantes en mode forcé, ils obtiennent une meilleure représentation de la SST et des pluies sur océan dans l'AORCM. Ils attribuent ces améliorations à une meilleure représentation des reliefs et du trait de côte ainsi qu'à l'interactivité de la SST à haute résolution. Ils observent également une variabilité plus faible des transports dans les détroits et concluent que l'AORCM amortit la circulation atmosphérique et océanique par rapport aux modèles forcés. Obtenus dans une région à fortes interactions air-mer et à relief complexe, leurs résultats constituent une motivation supplémentaire pour l'utilisation d'un AORCM en Méditerranée pour étudier le climat présent et sa variabilité.

Il existe d'autres motivations pour l'utilisation d'un AORCM en Méditerranée. Comme on l'a vu ci-dessus pour la salinité, le rappel newtonien imposé pour la température de surface pourrait très bien contraindre la variabilité saisonnière et interannuelle de la SST. Dans une étude de variabilité comme on l'envisage dans cette thèse, il serait bon de lever cette contrainte. *Ferry* (2001) prouve, par exemple, que l'absence de couplage entraîne une nette surestimation de l'écart-type interannuel de la SST par rapport aux observations dans une simulation de l'Atlantique Nord avec OPA.

Par ailleurs, les deux processus physiques que l'on souhaite étudier dans cette thèse (cyclogénèse méditerranéenne et convection profonde) sont fortement liés aux interactions air-mer à l'échelle régionale. Il semble donc tentant de les étudier avec un modèle couplé régional. Pour la cyclogénèse, il est clair que le passage d'une dépression au dessus de la mer Méditerranée va entraîner l'approfondissement et le refroidissement de la couche de mélange ce qui pourrait avoir une rétroaction non négligeable sur la dépression elle-même (flux de chaleur, d'eau, trajectoire). Pour la convection profonde, le mélange vertical intense sur une zone réduite spatialement et le phénomène d'entraînement de la LIW dans la couche de mélange au cours du mélange impliquent que les caractéristiques T-S des eaux de surface peuvent être modifiées sur une petite échelle de temps et d'espace et en retour influencer les flux air-mer. De plus, le rappel en SST vers une climatologie de grande échelle spatiale et temporelle va avoir tendance à gommer ces particularités de petites échelles.

L'ensemble de ces motivations nous a guidé pour mettre en place au CNRM le modèle

S.A.M.M. pour *Sea-Atmosphere Mediterranean Model* couplant ARPEGE-Climat étiré version Medias au modèle OPAMED8, deux modèles à vocation régionale. C'est le premier AORCM dédié à l'étude de la mer Méditerranée. Le construire et le valider fut l'un des objectifs de cette thèse afin de pouvoir l'utiliser pour étudier la variabilité interannuelle en Méditerranée, la cyclogénèse et la convection océanique profonde. Un scénario de changement climatique de type IPCC-A2 utilisant le modèle SAMM est prévu pour février 2006 dans le cadre du projet CYPRIM. Le projet européen CIRCE (en préparation) devrait voir l'apparition d'autres AORCM pour la mer Méditerranée avec la possibilité d'inter-comparaison.

2.3.2 Couplage ARPEGE-Climat / OPAMED8

Comme il est explicité sur la figure 2.10, les deux modèles sont couplés au pas de temps quotidien par l'intermédiaire du coupleur OASIS version 2.4 (Valcke *et al.*, 2000). A chaque couplage, la Méditerranée fournit sa SST (moyennée sur le jour précédent) au

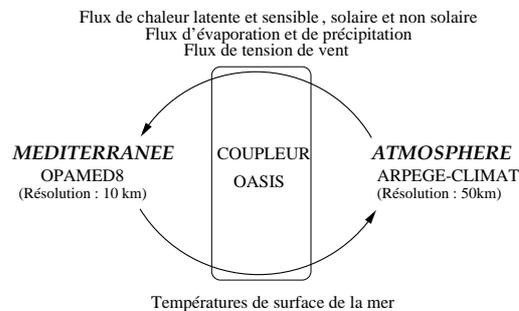


FIG. 2.10 – Fonctionnement du couplage régional des modèles OPAMED8 et ARPEGE-Climat.

modèle ARPEGE-Climat qui en retour fournit les flux de chaleur latente, sensible, solaire et infra-rouge ainsi que le bilan E-P et la tension de vent. Ce type de couplage est classique à l'échelle globale pour les AOGCMs (Royer *et al.*, 2002) mais pose quelques problèmes supplémentaires pour les AORCMs. Les différentes étapes du couplage sont décrites dans Sevault *et al.* (2002). Les différents points à retenir pour faire un couplage régional sont les suivants :

En dehors de la Méditerranée : le principe même du couplage régional est qu'on ne couple que sur une sous-partie de la surface océanique. Or le modèle ARPEGE-Climat nécessite des SST sur l'ensemble de l'océan. Il a donc fallu faire appel à la fonction *filling* d'OASIS qui permet lors du couplage d'ajouter un champ de SST lu par ailleurs pour compléter la SST venant d'OPAMED8. Ce champ lu est le même que dans le cas où on utilise ARPEGE-Climat non couplé (Smith *et al.*, 1996).

Problème de voisinage : lorsqu'un point mer d'ARPEGE-Climat a un voisin mer d'OPAMED8, pas de problème pour interpoler. Cependant, le cas d'un point mer OPAMED8 en dessous de points terre ARPEGE-Climat se produit pour 340 points OPAMED8. En masquant la terre d'ARPEGE puis en extrapolant les champs atmosphériques mer, l'option MASK EXTRAP d'OASIS a permis d'en venir à bout. Le cas d'un point mer d'ARPEGE-Climat au dessus de points terre d'OPA (9806 points) ne se produit qu'au dessus de la mer Noire et de l'océan Atlantique et ne

pose pas de problème.

Principe de conservation : lorsque l'on réalise un AOGCM, la conservation des flux (eau, chaleur, quantité de mouvement) en moyenne sur l'ensemble du globe est une nécessité et permet de renormaliser les champs après interpolation. Ce n'est pas le cas dans un AORCM où, par exemple, une partie des pluies d'ARPEGE-Climat remplit la Loire qui ne se jette pas en Méditerranée ... on perd de l'eau. Quoiqu'il en soit, on a essayé de conserver l'intégrale des flux sur le domaine (en Watts ou en mm/s) en tenant compte du fait que la surface de la mer Méditerranée n'est pas la même dans les deux modèles.

Couplage sur la buffer zone ? la question du couplage sur la buffer zone (zone de rappel en 3D) se pose. Le rappel 3D dans OPA ne se faisant pas pour la couche de surface, nous avons décidé de conserver le couplage sur la zone Atlantique.

Conservation des petites échelles spatiales : lorsqu'on passe d'un modèle à 50 km de résolution à un modèle à 10 km de résolution et que l'on sait que les petites échelles atmosphériques sont essentielles pour la Méditerranée, on essaye de les conserver lors de l'interpolation. C'est ce qu'on a fait en utilisant autant que possible une interpolation gaussienne à 4 voisins avec une gaussienne assez piquée ($\sigma = 0.17$). Par exemple, si le point océanique se trouve exactement sous un point atmosphérique et qu'on a 3 autres points atmosphériques à égale distance, on obtient les poids suivants : 85% pour le point situé juste au dessus et 5% pour chacun des 3 autres. Ainsi les extrema des champs de forçage sont le moins lissés possible par l'interpolation Atmosphère vers Océan. L'inconvénient de cette méthode est l'obtention de champs plus bruités. Notons entre autres que pour les tensions de vent, nous n'avons pas utilisé d'interpolation bi-cubique qui a la propriété de conserver la continuité de la dérivée des champs (rotationnel de la tension de vent par exemple).

Couplage de deux grilles tordues : ARPEGE-Climat et OPAMED8 ont la particularité d'avoir chacun une grille non régulière, étirement/basculement pour ARPEGE-Climat et déformation à Gibraltar pour OPAMED8. C'était une configuration non prévue dans OASIS version 2.4 et qu'il a fallu ajouter pour créer le modèle SAMM.

Les fleuves : dans la version du couplage utilisé dans ce manuscrit, le couplage ne concerne que la Méditerranée et l'atmosphère et pas les fleuves. Ceux-ci restent climatologiques dans SAMM comme ils l'étaient dans OPAMED8. On néglige ainsi certaines rétroactions dont celle-ci : SST plus froide \Rightarrow l'évaporation diminue (et la SSS diminue) \Rightarrow le transport d'humidité diminue \Rightarrow les pluies diminuent sur le bassin versant de la Méditerranée \Rightarrow le débit des fleuves diminue \Rightarrow la SSS de la Méditerranée augmente contrecarrant la diminution de la SSS suite au changement d'évaporation. Nous estimons que cette boucle de rétroaction est de second ordre au regard de celles liant la SST aux flux océan-atmosphère. Cependant, ce couplage régional Océan-Atmosphère-Surface se fera dans l'avenir grâce au modèle de routage des fleuves TRIP (*Oki and Sud, 1998*) disponible à la résolution 0.5° (la même qu'ARPEGE-Climat) et déjà couplé dans le AOGCM du CNRM (Salas,

communication personnelle).

Ces différents principes du couplage régional sont illustrés par la figure 2.11 qui montre l'interpolation d'un champ de SST d'OPAMED8 vers ARPEGE-Climat Medias et d'un champ de flux d'eau (E-P) d'ARPEGE-Climat Medias vers OPAMED8. Pour la SST, on remarque que des structures assez fines sont transmises à ARPEGE comme la température froide du plateau continental du golfe du Lion, celle de l'*upwelling* au sud de la Sicile ou celle du gyre de Rhodes. Ces petites structures n'étant pas forcément représentées dans les climatologies. En revanche, pas de trace des gyres d'Alboran pourtant visible dans le champ OPAMED8. On voit également le travail de l'option *filling* d'OASIS. L'extrapolation de MASK EXTRAP semble aussi se faire correctement. Pour le flux d'eau, on est frappé par le côté bruité du champs (gros carrés sur la grille OPAMED8). En revanche, on voit clairement que les extrema de flux ne sont pas gommés (côte espagnole, côte au S-W de la Turquie), que le flux E-P n'est pas pollué par les flux sur terre.

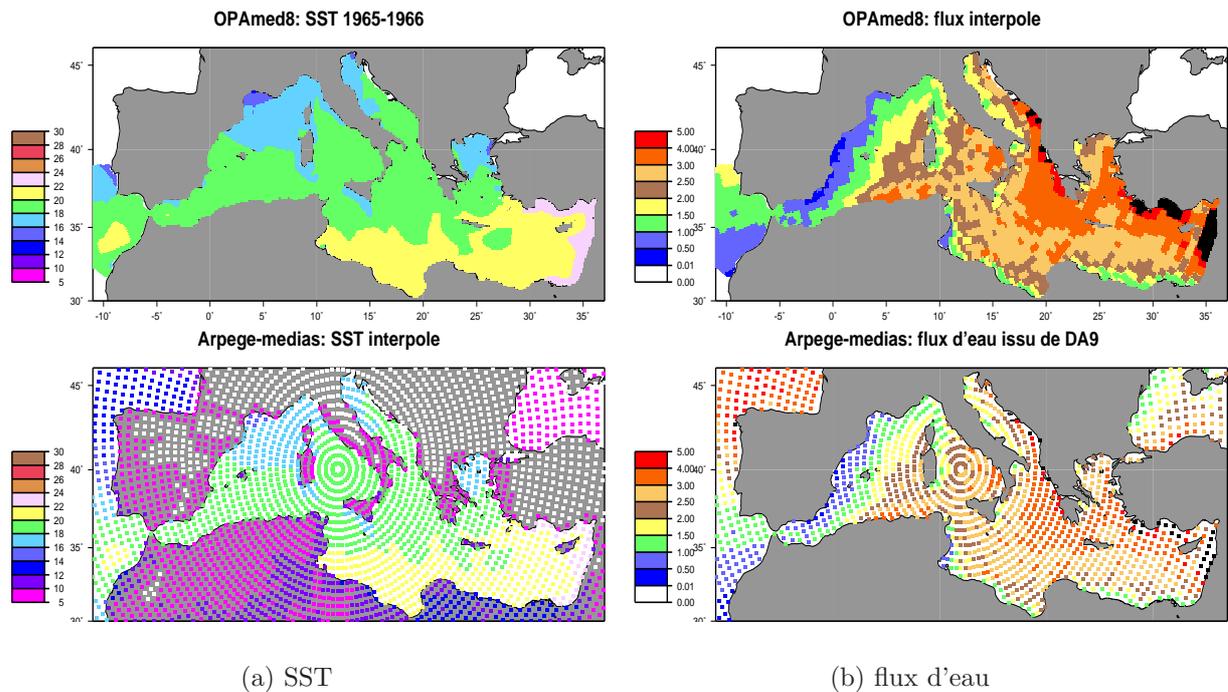


FIG. 2.11 – Exemple d'interpolation dans le modèle couplé régional SAMM (a) d'un champ de SST et (b) d'un champ de flux d'eau (E-P). Champs d'OPAMED8 en haut et d'ARPEGE-Climat Medias en bas.

2.3.3 Présentation des simulations couplées

Comme pour OM8-ARP, un spin-up de 20 ans est effectué avant le début des simulations. Les premiers 10 ans sont communs aux deux simulations (**OM8-R3D**), le deuxième spin-up se fait en mode couplé avec des SST correspondant aux années 1960-1970 à l'extérieur de la zone de couplage. Ce deuxième spin-up s'appelle **CAM0** pour Couplé Arpege-Méditerranée et **0** pour spin-up. A la suite de ce deuxième spin-up, une simulation de 40 ans est lancée avec les SST en dehors de la Méditerranée correspondant aux années

1960-1999 : cette simulation s'appellera **CAM**.

Une simulation supplémentaire s'est avérée nécessaire pour l'étude de la cyclogénèse (chap. 5), c'est une simulation avec ARPEGE-Climat seul forcé par des SST dont on a modifié les SST sur la mer Méditerranée pour qu'elles correspondent à celles de CAM. On appellera cette simulation **ARP-CAM**.

2.4 Récapitulatif des simulations climatiques

On présente ici uniquement les simulations longues. Les simulations de l'étude de cas de l'hiver 1986-87 seront décrites dans le chapitre 3. Une validation atmosphérique des simulations ARP et CAM se trouve en annexe B. La simulation OM8-CTL est validée dans (*Somot et al.*, 2005, cf. annexe D).

EXPÉRIENCES ATMOSPHÉRIQUES

Simulations	nom interne	durée	forçage	CO ₂ /aérosols	dates	spin-up	C.I.
ARP	DA9	40 ans	SST obs	obs	1960-99	1 an	obs 01/01/1961
ARP-CAM	DF9	40 ans	SST CAM	obs	1960-99	1 an	obs 01/01/1961
ARP-SA2	DE9	100 ans	anoSST AOGCM	IPCC-A2	2000-99	1 an	ARP 31/12/1999

EXPÉRIENCES OCÉANIQUES

Simulations	nom interne	durée	forçage	CO ₂ /aérosols	dates	spin-up	C.I.
OM8-R3D	OM8-07	10 ans	ARP	obs	1960-70	non	MedAtlas-II
OM8-ARP0	OM8-08	10 ans	ARP	obs	1960-70	10 ans	OM8-R3D 04/08/1970
OM8-ARP	OM8-09	40 ans	ARP	obs	1960-99	20 ans	OM8-ARP0 04/08/1970
OM8-ERA0	OM8-15	10 ans	ERA40	constant	1960-70	10 ans	OM8-R3D 04/08/1970
OM8-ERA	OM8-17	40 ans	ERA40	constant	1960-99	20 ans	OM8-ERA0 04/08/1970
OM8-CTL	OM8-11	120 ans	ARP	constant	1980-2099	20 ans	OM8-ARP 04/08/1980
OM8-SA2	OM8-DE9	100 ans	ARP-SA2	IPCC-A2	2000-99	20 ans	OM8-ARP 31/12/1999

EXPÉRIENCES COUPLÉES OCÉAN-ATMOSPHÈRE

Simulations	nom interne	durée	forçage hors Med.	CO ₂ /aérosols	dates	spin-up	C.I.
CAM0	CAM4	10 ans	SST obs	constant	1960-70	10 ans	OM8-R3D 04/08/1970
CAM	CAM5	40 ans	SST obs	constant	1960-99	20 ans	CAM0 04/08/1970

TAB. 2.1 – Récapitulatif des caractéristiques des simulations climatiques utilisées dans la thèse.

Chapitre 3

Formation de la WMDW en Méditerranée Ouest : étude de l'hiver 1986-87 et validité des flux ERA40

Sommaire

3.1 Etude de cas : l'hiver 1986-87	54
3.1.1 Présentation du cas observé	55
3.1.2 Présentation des simulations	55
3.1.3 Validation de la simulation de référence OM8-15.7	58
3.1.4 Mécanismes	64
3.1.5 Etude de sensibilité	84
3.1.6 Discussion	92
3.1.7 Conclusion sur l'étude de cas de l'hiver 1986-87	95
3.2 Validité des flux ERA40 à l'échelle climatique	95
3.2.1 La convection profonde	96
3.2.2 Les flux océan-atmosphère	98
3.3 Conclusion et validation d'OM8-ARP	103

Dans ce chapitre, on se focalise sur un processus physique particulier : la convection profonde en mer ouverte (*open-sea convection*¹) au large du Golfe du Lion et sur la formation de l'eau profonde de Méditerranée Ouest (*Western Mediterranean Deep Water* ou WMDW en anglais et dans la suite).

Ce processus dépend de manière fondamentale des interactions air-mer et on pense également qu'il pourrait subir fortement l'impact d'un changement climatique régional. Par ailleurs, en Méditerranée, chaque site de convection présente des mécanismes physiques assez différents. Il est donc illusoire de vouloir tous les traiter en même temps. On peut également ajouter comme motivation que la convection dans le bassin Ouest est difficile à reproduire et moins étudiée que les convections du bassin Est (gyre de Rhodes, Adriatique, EMT). Les études de *Madec* (1990); *Madec et al.* (1991b,a, 1996) très instructives se font néanmoins avec des forçages théoriques et des modèles simplifiés (modèle fermé, de forme rectangulaire et souvent à fond plat). Par ailleurs, les études plus réalistes (*Wu and Haines*,

¹Pour une revue récente du processus à l'échelle mondiale, voir *Marshall and Schott* (1999)

1996, 1998; *Wu et al.*, 2000; *Castellari et al.*, 2000) faites sur de plus longues échéances temporelles ne peuvent se passer d'une correction de flux de sel : augmentation de la valeur de la salinité de surface climatologique (vers laquelle on rappelle) en hiver au moment de la convection. Cette correction peu orthodoxe permet de simuler l'apport de sel en surface dû à la présence d'une couche intermédiaire de LIW dans le bassin Ouest. Cette couche, habituellement mal représentée dans les modèles, affleure au moment de la convection hivernale. *Myers et al.* (1998a) mettent également très bien en lumière l'importance du soulèvement ou *doming* des isopycnes comme préconditionnement essentiel de la convection. Ce *doming* est lié au rotationnel de la tension de vent durant l'année².

Dans ce chapitre, nous aborderons tout d'abord une étude de cas, l'hiver 1986/87, grâce aux forçages ERA40 (*Simmons and Gibson*, 2000) de cette année particulière. Cela nous permettra une confrontation aux observations. Puis nous passerons à l'échelle climatique en comparant le forçage ERA40 au forçage ARPEGE-Climat afin de comprendre la différence entre les deux jeux de données et de légitimer l'utilisation des flux d'ARPEGE-Climat pour l'étude de la convection profonde en Méditerranée Ouest.

3.1 Etude de cas : l'hiver 1986-87

La convection profonde est un phénomène difficilement observable. En Méditerranée, mer navigable en hiver et proche des côtes européennes, on a cependant un certain recul avec plusieurs campagnes en mer depuis la fameuse campagne MEDOC'69 (*MEDOC Group*, 1970).

L'hiver 1986/87 connu dans le Sud-Est de la France pour avoir été très froid³ fait partie des rares années à avoir bénéficié à la fois d'un phénomène de convection profonde et d'une campagne en mer visant à l'étudier (*Leaman and Schott*, 1991; *Schott and Leaman*, 1991). On peut également citer l'hiver 1991/92 (*Schott et al.*, 1996) que nous n'étudierons pas ici.

On peut aussi consulter *Mertens and Schott* (1998) pour avoir une liste plus ou moins exhaustive des années à forte ou faible convection. *Béthoux et al.* (2002) présentent quant à eux la chronologie des années présentant une convection intense sur le plateau continental du Golfe du Lion (*shelf convection*) en la comparant à celle donnée par *Mertens and Schott* (1998) pour l'*open-sea deep convection*. Ces auteurs qualifient respectivement l'hiver 1986/87 de *bottom convection* et *strong convection*.

Signalons également qu'une étude de cas très comparable à la nôtre mais pour l'hiver 1988 a été menée par *Artale et al.* (2002) avec un modèle décrit au chapitre 2 (résolution de 1/4°).

²On rappelle en effet que la vitesse verticale relative au pompage d'Ekman vaut (*Bougeault and Sourdoury*, 2000) :

$$\omega_E = \frac{1}{\rho_0 f_0} \overrightarrow{rot}(\vec{\tau})$$

³Dans mes souvenirs, cela correspond à une semaine sans école, celles-ci étant fermées pour cause de neige, ce qui n'arrive pas tous les ans en habitant Arles. Même si l'hiver 1987 n'a pas été l'hiver français le plus froid, il a vu descendre la température jusqu'à -10°C pendant 8 jours au mois de janvier sur toute la France.

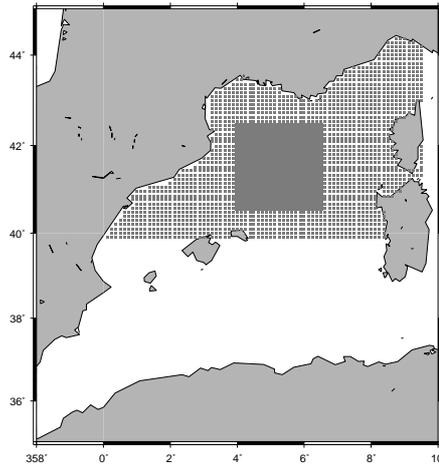


FIG. 3.1 – Présentation de la zone LION limitée à 9.5°E et à 40°N et de la zone LION₄ qui est une sous-zone du bassin LION. LION₄ couvre la zone de convection profonde au plus près. Ses limites sont 4°E - 6.5°E en longitude et 40.5°N - 42.5°N en latitude. Ces zones sont utilisées au cours de l'étude de l'hiver 1986-87.

3.1.1 Présentation du cas observé

A partir de mesures en mer, de mesures de flux aux stations côtières et de variables météorologiques issues du modèle PERIDOT (modèle de prévision de Météo-France à l'époque), on peut tirer les éléments suivants (Leaman and Schott, 1991; Schott and Leaman, 1991; Mertens and Schott, 1998) :

- De début décembre à fin février, il y a eu 3 événements météorologiques de quelques jours (Mistral, dépressions) entraînant de forts flux de chaleur (et de flottabilité) négatifs. Le flux de chaleur dépasse -1000 W/m^2 en moyenne quotidienne sur plusieurs jours. Des flux de -1500 W/m^2 sont même observés mi-janvier ;
- Sur la période du 1er décembre au 1er mars (3 mois, DJF), le cumul des flux de chaleur et de flottabilité atteint respectivement $-2.5\ 10^9\text{ J/m}^2$ et $-1.5\text{ m}^2/\text{s}^2$. Cela équivaut à des moyennes de l'ordre de -320 W/m^2 et $-1.9\ 10^{-7}\text{ m}^2/\text{s}^3$;
- Le flux de flottabilité est constitué à 83% du flux de chaleur sur DJF ;
- Pendant la période du 17 au 26 février (leg IV de MEDOC87), on a observé une convection atteignant 2200 m i.e. le fond ;
- Un modèle de couche de mélange 1D simule une couche de mélange atteignant le fond de mi-janvier à fin février ;
- Pour cette même période, l'eau nouvellement formée possède les caractéristiques suivantes : $\theta=12.76^{\circ}\text{C}$, $S=38.44\text{ psu}$ et $\sigma_{\theta}=29.11\text{ kg.m}^{-3}$;
- Sur la même période, la zone de convection définie par $S \geq 38.40\text{ psu}$ fait un triangle dont les coins sont approximativement : 42°N - 4°E , 43°N - 6°E , 41.5°N - 5.5°E .

3.1.2 Présentation des simulations

L'idée de ce chapitre est de *jouer* sur les flux océan-atmosphère fournis par ERA40 pour obtenir un jeu de simulations permettant d'étudier la sensibilité du processus de convection profonde aux flux océan-atmosphère. L'hiver 1986-87 étant bien observé, nous pourrons faire des choix dans les différentes simulations présentées et surtout juger de la

Corrections	ERA	17.1	15.2	15.4	15.5	15.6	15.7	15.8	17.2
C.I. : OM8-YYY	ERA	ERA	R3D	R3D	R3D	R3D	R3D	R3D	ARP
Chaleur (-1.10^9 J/m ²)		x			x	x	x	x	
Tension de vent (x2)				x	x				
Sel (biais/erp global)	x	x	x	x	x	x			x
K_{conv} : 100 m ² .s ⁻¹								x	
Volume de WMDW	0	0	0	0	2.04	2.60	1.72	1.82	0.38

TAB. 3.1 – *Caractéristiques des simulations de l’hiver 1986-87. Toutes les simulations s’appellent OM8-X, seul le X est précisé dans le tableau. La dernière ligne donne la valeur du volume de WMDW formée sur l’année (en Sv, zone LION, $\sigma_\theta > 29.10$ kg.m⁻³.)*

qualité des flux ERA40.

La principale qualité d’ERA40 réside dans la bonne chronologie des événements météorologiques. En effet, la qualité du modèle IFS et surtout l’assimilation de données permettent de bien simuler les systèmes d’échelle synoptique. Ainsi contrairement à ARPEGE-Climat, l’année 1986/87 représente l’année réelle.

En revanche, la faible résolution spatiale d’ERA40 ($1.125^\circ \times 1.125^\circ$) et/ou le peu de qualité de ses flux océan-atmosphère (Josey, 2003; Béranger et al., 2006) pourra nous amener à préférer des flux corrigés aux flux bruts.

Les corrections appliquées doivent être simples et ne pas modifier la variabilité des flux (ni la variabilité quotidienne, ni celle interannuelle). Par exemple, on ne mettra pas de terme de rappel newtonien en sel ou on ne renforcera pas le terme de rappel en température. On préférera une approche de correction intégrale. La liste des simulations est présentée dans le tableau 3.1 et le détail des corrections ci-dessous :

- La ligne intitulée *C.I. : OM8-YYY* indique le nom de la simulation dont sont extraites les conditions initiales utilisées au 4 août 1986 (cf. tableau 2.1 page 51 pour le nom des simulations). Les deux premières expériences (OM8-ERA et OM8-17.1) tirent leur conditions initiales de l’expérience OM8-ERA en août 1986. L’expérience de la première colonne est en fait la continuation d’OM8-ERA sur l’année 1986-87 sans changement. La série de simulation OM8-15.X démarre du dernier état océanique du spin-up de 10 ans avec rappel dans la masse (OM8-R3D), c’est-à-dire que les caractéristiques des masses d’eau intermédiaires et profondes n’ont pas eu le temps de diverger des valeurs de MEDATLAS-II. Ces simulations n’ont quasiment pas de biais dans la masse. Au contraire les simulations OM8-ERA et OM8-17.1 ont un historique derrière elles (spin-up OM8-R3D puis spin-up OM8-ERA0 puis 26 ans d’OM8-ERA de 1960 à 1986). Elles ont donc atteint un quasi-équilibre et sont biaisées dans la masse. La sensibilité de la convection profonde à cette *histoire* des simulations sera analysée. La simulation OM8-17.2 présente un 3^{ème} type de conditions initiales. En effet, celles-ci sont issues de la simulation OM8-ARP (même modèle océanique mais forcé par les flux d’ARPEGE-Climat) en août 1979 après 19 ans de simulation (1960-1979). Pratiquement, on a pris le *restart* du 4 août 1979 d’OM8-ARP rebaptisé en 4 août 1986. Cela nous permet de tester un 3^{ème} état initial. Le choix d’août 1979 est dû au fait que l’hiver 1979-80 est un hiver convectif d’OM8-ARP, les conditions initiales se prêtent donc à la convection.
- Pour la correction du flux de chaleur (OM8-15.5, OM8-15.6, OM8-15.7, OM8-15.8

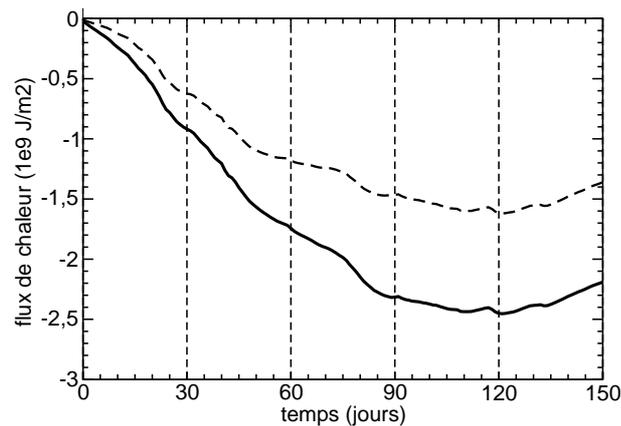


FIG. 3.2 – Série temporelle du flux de chaleur cumulé quotidiennement de début décembre à fin avril (en 10^9 J.m^{-2} , moyenne sur LION4). Le flux issu de la réanalyse ERA40 avant correction en tiret, après correction en trait plein.

et OM8-17.1), on a calculé une grandeur intégrale i.e. le cumul du flux de chaleur (après correction par le terme de rappel) sur la période hivernale DJF de 1986-87 dans OM8-ERA ($-1.5 \cdot 10^9 \text{ J/m}^2$ sur la zone LION4). On a ainsi pu mesurer qu'il manquait $-1.0 \cdot 10^9 \text{ J/m}^2$ à OM8-ERA pour être en accord avec *Mertens and Schott* (1998). On les a rajouté de manière homogène sur les trois mois soit environ -130 W/m^2 quotidiennement pour un flux total moyen de -320 W/m^2 . Cette correction est présentée figure 3.2. La courbe est un cumul du flux de chaleur au cours du temps (en 10^{-9} J/m^2) afin de valider la correction calculée à partir de la valeur du 90ème jour.

- Pour la correction de quantité de mouvement (tension de vent), on a préféré la simplicité en multipliant la tension de vent par 2 (τ_x et τ_y sont multipliés par 2). Comme nous le verrons plus tard cela correspond à l'erreur communément admise pour les vents ERA40 (*Signell et al.*, 2005; *Ruti et al.*, 2005) et aussi à l'écart entre ERA40 et ARPEGE-Climat. Cette correction est appliquée pour OM8-15.4 et OM8-15.5;
- Pour la correction en sel, on a tout d'abord fait une simulation avec un rappel en sel vers MEDATLAS-II (OM8-16, identique à OM8-ERA si ce n'est pour le rappel en sel). On a utilisé cette simulation pour calculer *a posteriori* la quantité du flux E-P-R manquante chaque mois. Puis on a ajouté cette valeur, intégrée sur 40 ans et sur le bassin méditerranéen, au flux d'ERA40. La correction vaut 0.53 mm/j en moyenne sur l'année mais elle varie mensuellement. Par exemple pour l'hiver (DJF), elle vaut 1.09 mm/j . Cette correction permet de stabiliser la salinité de surface à un niveau proche de MEDATLAS-II. C'est ce qui est fait dans OM8-ERA, OM8-17.1, OM8-15.2, OM8-15.4, OM8-15.5, OM8-15.6, OM8-17.2.
- Le coefficient de diffusion verticale codé dans OPA vaut $1 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ par défaut lorsque le schéma de convection est activé *Madec et al.* (1998). Par un calcul d'ordre de grandeur (voir plus loin), on s'aperçoit que pour la formation de la WMDW, une valeur de $100 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ semble plus réaliste. On a appliqué cette valeur dans OM8-15.8.

La dernière ligne du tableau 3.1 montre que seules les simulations avec la correction de chaleur produisent une quantité importante de WMDW.

Par conséquent, pour la partie "Résultats", on s'appuiera sur la simulation OM8-15.7

car elle simule correctement l'événement de l'hiver 1986/87 et elle contient le minimum de corrections possibles (correction du flux de chaleur uniquement).

Les études de sensibilité de la partie "Etude de sensibilité" utiliseront les autres simulations dans le but de répondre à différentes questions scientifiques concernant les différentes phases du processus de convection.

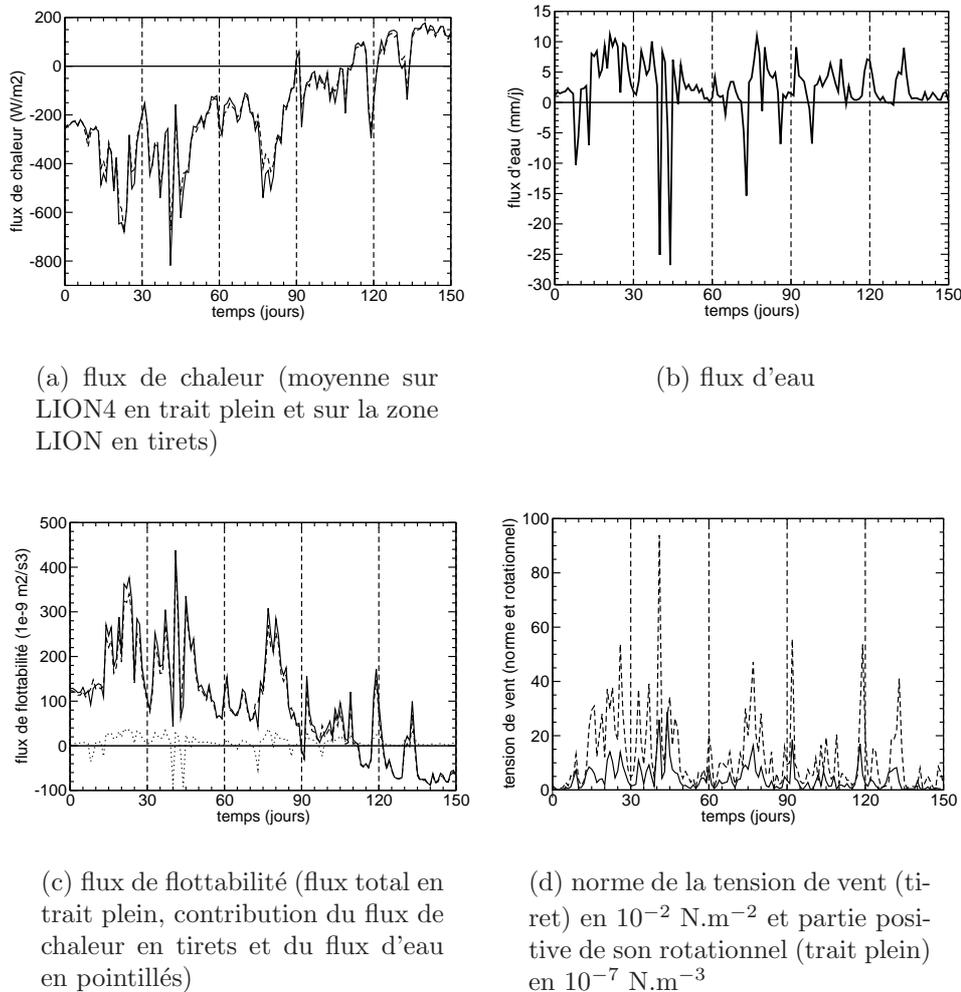


FIG. 3.3 – Série temporelle (en jours) de début décembre à fin avril pour les différents flux océan-atmosphère moyennés sur la zone LION4.

3.1.3 Validation de la simulation de référence OM8-15.7

Flux de surface

Sur la période DJF (celle couverte par les observations), la courbe 3.3 montre la présence de 3 événements météorologiques à fort flux de chaleur négatif (dépassant -450 W.m^2 en moyenne sur plusieurs jours). Ils ont lieu aux dates suivantes : 22-25 décembre (nommé E1 dans la suite), 11-16 janvier (E2) et 16-20 février (E3). Ces 3 événements sont parfaitement bien corrélés avec ceux mentionnés dans *Mertens and Schott (1998)* (MS98 dans la suite) sur leur figure 2a. Les données de MS98 sont issues de régressions à partir de données de stations météorologiques côtières. Elles tiennent compte entre autres de la variation

(affaiblissement) des flux entre la terre et la mer. Cela prouve qu'ERA40 possède même à cette échelle sous-synoptique de bonnes qualités chronologiques. On remarque cependant que la valeur du flux de chaleur même corrigé ne dépasse pas -800 W/m^2 (E2) lors des pics alors que MS98 donnent des valeurs dépassant les -1500 W/m^2 . Après la période d'observation (et c'est là que la modélisation et les réanalyses apportent un plus), ERA40 nous permet de voir que 2 événements supplémentaires ont lieu : l'un fin mars (E4) et l'autre entre le 10 et 15 avril (E5). Nous verrons leur importance par la suite.

La figure 3.3a montre également le faible impact du choix de la zone (LION versus LION4) sur laquelle on réalise les moyennes tout au moins pour les flux atmosphériques. La boîte la plus grande LION montre un flux de chaleur plus faible que LION4, ce qui est logique mais la différence vaut seulement 4% sur DJF. Cet écart est négligeable devant les autres erreurs du calcul des flux. Cette faible différence justifie notre correction en flux de chaleur pour laquelle on compare une valeur moyennée sur la boîte LION4 et la valeur donnée par MS98 qui ne correspond pas réellement à une boîte fixée. On peut cependant noter que la différence entre LION et LION4 est plus nette lors des événements de Mistral, l'écart pouvant aller jusqu'à 100 W.m^{-2} quotidiennement.

Sur une zone comparable à LION4, *Artale et al.* (2002) obtiennent en moyenne quotidienne des flux de chaleur atteignant -1500 W/m^2 pour l'hiver 1988.

Le flux d'eau (E-P-R) de la figure 3.3b piloté principalement par l'évaporation suit le flux de chaleur puisque celui-ci est piloté par le flux de chaleur latente. Les 5 événements météorologiques sont marqués sur le flux d'eau par des maxima positifs ($E > P+R$) mais ils sont moins nettement détachés de la moyenne que pour le flux de chaleur. De fortes pluies sont également observées sur des périodes très courtes rendant le bilan E-P-R négatif.

Le calcul du flux de flottabilité (cf. équation 3.4 page 73) et de ses composantes dues au flux de chaleur et au flux d'eau donne la part relative de ces deux flux. La figure 3.3c indique clairement la faible contribution du flux d'eau au flux total de flottabilité lors de la période hivernale ainsi qu'à sa variabilité haute fréquence en accord avec *Artale et al.* (2002). La valeur cumulée du flux de flottabilité vaut $1.27 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ (respectivement 1.24) sur la période DJF (respectivement DJFMA). On trouve donc un bon accord avec MS98 : $1.5 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ sur DJF. Le déficit vient du flux de sel puisque le flux de chaleur vaut $1.20 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ en très bon accord avec MS98 ($1.25 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$). Le pourcentage du flux de flottabilité expliqué par le flux de chaleur vaut 94% sur DJF et 91% sur DJFMA. Ces valeurs sont à comparer avec MS98 : 83%. Ces résultats montrent que les flux d'eau de la réanalyse ERA40 ne sont pas exploitables directement pour forcer des modèles d'océan (*Josey, 2003*).

Même si le flux d'eau (flux de sel dans notre modèle) ne joue pas un rôle prépondérant dans le forçage de la convection au cours de l'hiver, il est quand même essentiel pour la convection. En effet, au cours de l'année ou des années qui précèdent l'événement, il va contribuer à fixer la salinité de surface dans la zone. Celle-ci joue un rôle clé en fixant la température à laquelle la convection va avoir lieu.

La norme de la tension de vent a également un rôle important. En introduisant de l'énergie cinétique dans la couche de mélange, elle participe à son approfondissement. Cela est bien visible sur l'événement E1 lors duquel la couche de mélange s'approfondit alors que le profil de densité reste stable (cf. ci-dessous). La force du vent permet de commencer

à “grignoter” la stabilité en surface.

Le rotationnel du vent quant à lui est surtout important dans la phase de préconditionnement. En effet, une vorticité positive va d’une part entraîner une circulation océanique cyclonique. D’autre part, par l’intermédiaire du pompage d’Ekman, celle-ci va entraîner une remontée (*doming*) des isopycnes vers la surface déstabilisant ainsi les couches de surface et facilitant la convection profonde. Pour plus de détails, l’impact des différents forçages sur la convection profonde au large du Golfe du Lion est bien étudié dans *Madec* (1990) et *Madec et al.* (1996). La figure 3.3d nous montre la variabilité quotidienne de la norme de la tension de vent et de la partie positive de son rotationnel sur la zone LION4. Ces deux paramètres sont corrélés aux événements météorologiques déjà mentionnés.

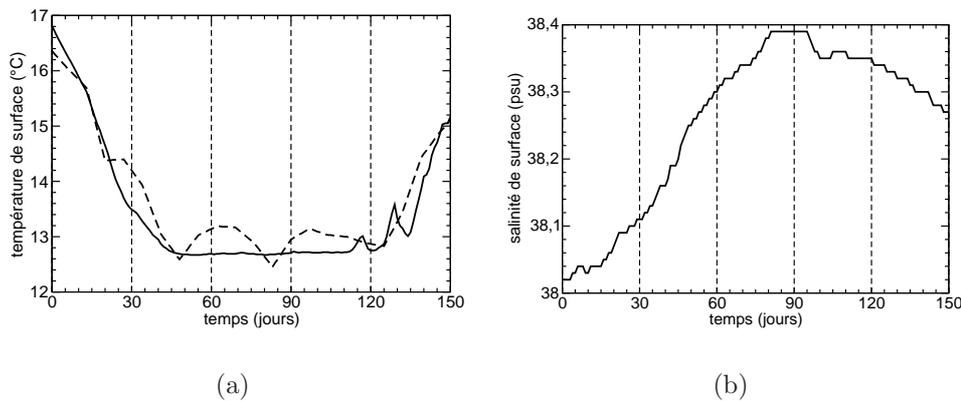


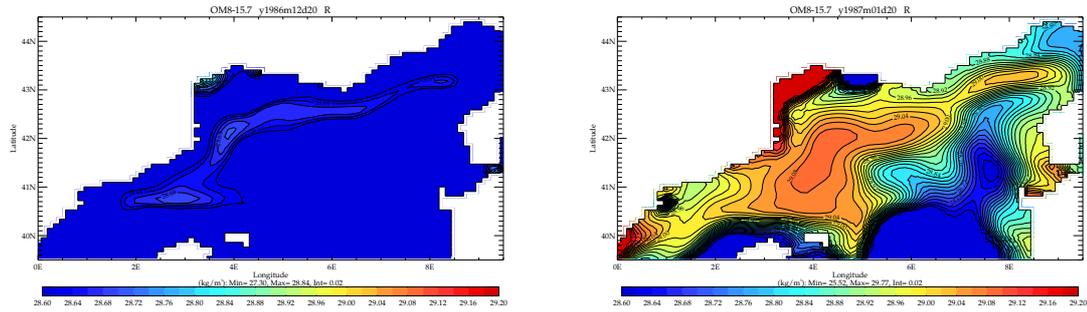
FIG. 3.4 – Série temporelle de début décembre à fin avril en moyenne sur la zone LION4 de (a) la température de surface (trait plein en °C) et la température de surface de rappel (tiret) et (b) la salinité de surface (trait plein en psu).

Quantité de surface

Les courbes de la figure 3.4 traduisent l’effet des forçages sur les champs de surface du modèle. L’augmentation progressive de la salinité de surface et la diminution de la température traduisent bien la perte de flottabilité et le poids prépondérant des 3 événements à forts flux. Sans eux, cet hiver serait resté banal en terme de perte de flottabilité. La figure 3.4a montre que la SST simulée d’OPAMED8 et la SST observée sont très proches. Le fait d’avoir choisi un coefficient de rappel assez faible ($\tau = 8$ jours) permet à la SST modélisée d’être relativement indépendante du rappel concernant sa variabilité quotidienne. On observe entre autres une SST parfaitement constante de mi-janvier à fin mars, ce qui n’est pas le cas pour la SST observée. La faible résolution de la SST ERA40 ne permet pas de résoudre correctement le phénomène de convection.

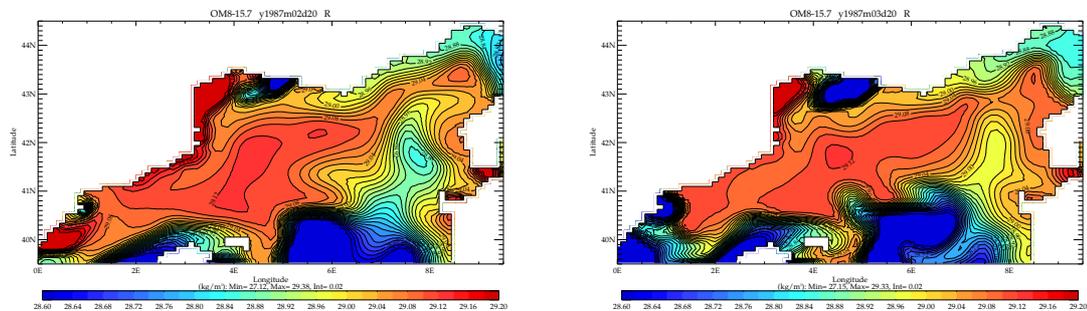
La SSS atteint son maximum mi-février i.e. un mois après la SST.

Les cartes de densité de surface de la figure 3.5 prise au 20 de chaque mois sont également instructives. En décembre, il existe un maximum de densité sur la future zone de convection mais la densité est encore trop faible pour obtenir une convection profonde. En janvier et février, la densité augmente jusqu’à atteindre une zone supérieure à 29.10, valeur de la densité de la WMDW. Une eau très dense est également visible sur le plateau continental. Les panaches du Rhône et de l’Ebre sont également visibles. Le courant Nord est bien marqué. En mars, des instabilités sont présentes à la bordure du vortex. En avril, la restratification est déjà bien engagée.



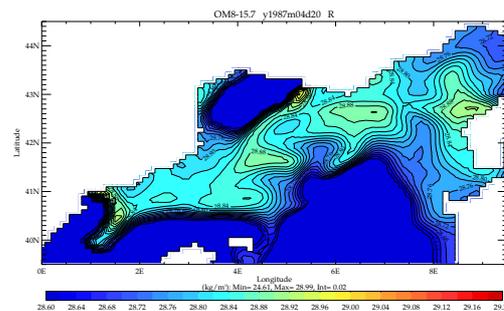
(a) 20 décembre 1986

(b) 20 janvier 1987



(c) 20 février 1987

(d) 20 mars 1987



(e) 20 avril 1987

FIG. 3.5 – Moyenne quotidienne du champ de densité en surface pour l'expérience OM8-15.7.

Profondeur de couche de mélange quotidienne

La figure 3.6 montre l'évolution temporelle du maximum de la profondeur de la couche de mélange océanique (CMO dans la suite) sur la zone LION4. Dans nos expériences, on définit la profondeur de la CMO grâce à une valeur seuil sur le coefficient de diffusion verticale ($5 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$). On parle alors de turbocline ou de couche mélangeante. La valeur de

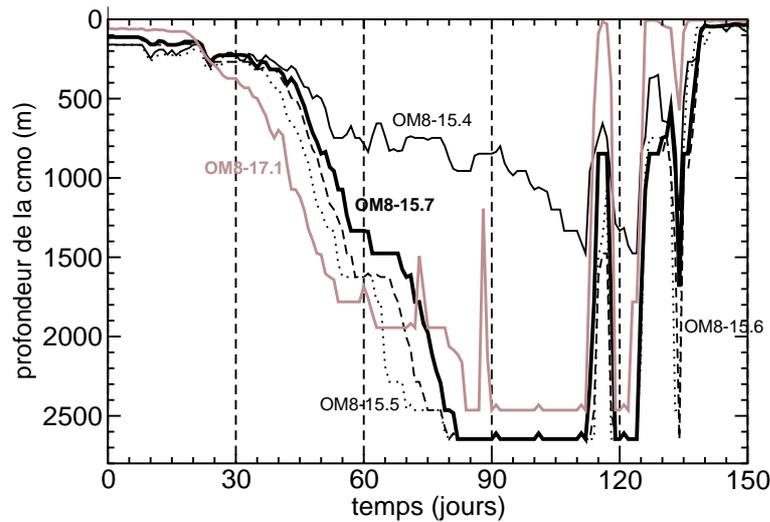


FIG. 3.6 – Série temporelle du maximum sur la zone LION₄ de la profondeur de la CMO (en m) de début décembre à fin avril. L'expérience de référence avec correction du flux de chaleur (OM8-15.7) en trait épais, avec correction du flux de chaleur et de sel (OM8-15.6) en tirets, avec correction du flux de chaleur, du flux de sel et du flux de quantité de mouvement (OM8-15.5) en pointillés, sans correction du flux de chaleur mais avec correction du flux de sel et de quantité de mouvement (OM8-15.4) en trait plein. L'expérience avec des conditions initiales issues d'une simulation forcée par ARPEGE-Climat est en gris (OM8-17.2).

cette profondeur est stockée en moyenne quotidienne et l'on prend le maximum spatial de cette valeur quotidienne sur la zone LION₄.

On observe une convection profonde qui atteint le fond de mi-février à fin mars. On tient donc là une année exceptionnelle mais qui correspond à ce que l'on trouve dans la littérature. Le point de mesure officiel est une CMO à 2200m (le fond) lors de la campagne de mesure du 18-24 février 1987. C'est bien le cas chez nous. L'approfondissement se fait en deux fois : la CMO atteint 1500m fin janvier principalement sous l'influence de E2 puis elle atteint le fond (>2500m dans OPAMED8) à la fin de E3.

Si l'on se réfère maintenant au modèle 1D de CMO de MS98, le fond semble être atteint de mi-janvier à fin février. D'après ce modèle 1D et avec toutes les limitations dont il peut souffrir, E2 serait suffisant pour entraîner une convection jusqu'au fond et la restratification aurait lieu beaucoup plus tôt qu'avec OPAMED8. Sur ce point, nous ne disposons pas d'éléments pour trancher entre les deux modèles. Signalons cependant que MS98 ne possède pas les flux de mars et d'avril pour faire tourner leur modèle. Notons que l'événement E1 sert de préconditionnement à la convection en refroidissant fortement la surface même si cela n'est que peu visible dans la CMO.

Avec OPAMED8, un début de restratification apparaît vers le 20 mars avant d'être stoppée par l'événement E4 qui entraîne la couche de mélange vers le fond jusqu'au 5 avril. Une nouvelle restratification démarre alors, elle aussi stoppée mais par E5 cette fois-ci. La restratification définitive a lieu mi-avril ce qui est tardif. Nous tenterons de comprendre ce qui déclenche cette restratification plus loin dans le texte. On peut déjà dire qu'une restratification démarre à chaque fois que le flux de flottabilité devient négatif (cf. figure 3.3c).

Deux dates importantes sont à retenir dans cette chronologie. Tout d'abord le moment où la CMO atteint la couche intermédiaire chaude et salée de LIW : 300 m, 10 janvier.

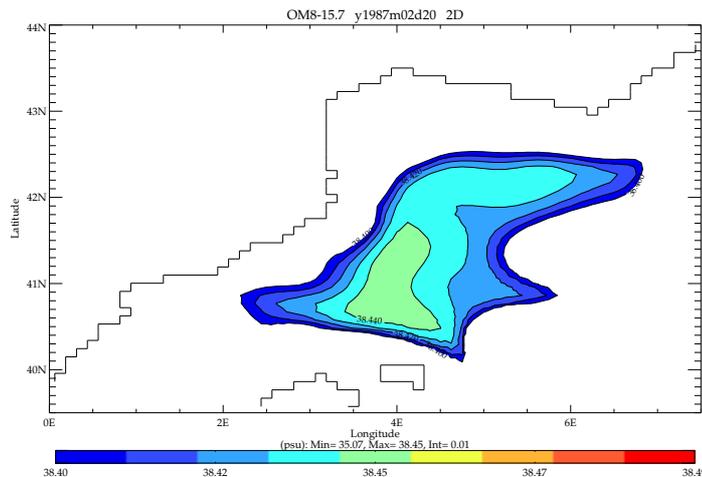


FIG. 3.7 – Salinité de surface le 20 février 1987 pour l'expérience de référence OM8-15.7. Selon le critère donné par (Leaman and Schott, 1991), la zone de convection profonde est délimitée par l'isoligne 38.40 psu.

Et ensuite le moment où elle atteint l'isoligne 29.10 kg.m^{-3} , c'est-à-dire l'eau profonde (WMDW) : 1300 m, 25 janvier.

L'approfondissement de la couche de mélange peut également être suivi sur des sections verticales en température, salinité et densité. Pour montrer cela, nous avons choisi une section verticale à 4.5°E que l'on représente le 20 de chaque mois de décembre à avril (cf. les sections de droite des figures 3.8 à 3.12). On voit clairement la forte stratification en décembre ainsi que le *doming* des isopycnes. La thermocline permanente est érodée en janvier (la CMO pénètre la couche de LIW) et la colonne homogène en densité atteint 700-800 m vers 42°N . Le 20 février et le 20 mars, la convection atteint le fond alors que le 20 avril montre une situation déjà bien restratifiée mais uniquement près de la surface comme mentionné par Madec (1990). La couche de LIW mettra plus de temps à se reformer.

Zone géographique de convection

Lors du leg IV (17-26 février) de MEDOC87 en plein événement E3, une zone 2D de convection a été définie par une salinité $S \geq 38.40$ psu. La figure 3.7 nous montre la situation du 20 février dans OPAMED8. On conclut que la zone de convection est plutôt mal représentée dans le modèle. En effet, elle est trop grande et s'étend trop sud. L'extension de la zone correspond environ à une profondeur de couche de mélange supérieure à 1500 m au 20 février.

Par ailleurs, la forme de la zone est très correcte (triangulaire et bordée de méandres). Nous attribuons ce problème à deux causes principales : la faible résolution spatiale des flux ERA40. En effet, à la résolution d'ERA40, les vents tels que le Mistral et la Tramontane sont mal canalisés et la zone de forçage intense peut donc être peu précise. La 2ème cause peut être un trop faible isolement de la zone de convection qui conduit à une advection vers le sud-Ouest d'eaux très denses formées dans une zone plus restreinte. Les deux processus sont évoqués dans Madec (1990).

Notons que ce problème peut avoir une influence sur le volume d'eau formé. Une trop grande zone de convection entraîne la formation d'un volume d'eau profonde trop important.

Caractéristiques de l'eau formée

Les sections verticales 3.10 et 3.11 nous montrent que l'eau nouvellement formée possède une température potentielle comprise entre 12.70 et 12.80°C, une salinité entre 38.42 et 38.44 psu et une densité entre 29.10 et 29.12 kg.m⁻³. Ces valeurs sont très comparables à celles données dans MS98 au cours du leg IV (12.76°C, 38.44 psu, 29.11). OPAMED8 est donc capable de former une masse d'eau avec les bonnes caractéristiques.

Cette phase de validation nous permet d'aller un peu plus loin dans l'analyse des mécanismes en jeu lors de la formation de la WMDW en utilisant des diagnostics que seul un modèle peut nous offrir. Dans ce type d'analyse, l'intérêt des modèles est double : tout d'abord ils donnent une vision continue en 4D (espace et temps), ce qui est inaccessible aux observations et de loin pour l'océanographie actuellement. Ensuite, ils permettent de pratiquer des "expériences numériques" (appelées études de sensibilité) en modifiant un des paramètres du problème, un des forçages par exemple et en regardant comment le système se comporte. La nature ne nous permettra jamais de rejouer l'hiver 1986-87 en multipliant les vents par deux, la modélisation si.

On utilisera également cette partie pour mettre en place les diagnostics qui nous serviront dans l'analyse des simulations climatiques et de leur variabilité interannuelle. On essaiera de comprendre quelle information on perd lorsqu'on passe de données quotidiennes gérables à l'échelle d'une année à des données mensuelles gérables sur 100 ans.

3.1.4 Mécanismes

On sépare le phénomène de convection en 4 phases à l'image de *Madec* (1990) : préconditionnement, mélange violent, restratification et propagation de la nouvelle masse d'eau.

Les courbes de la figure 3.13 tracent l'évolution temporelle de la salinité, de la température et de la densité moyennées par couche : surface (de la surface à 150 m), intermédiaire (de 150 à 600 m), fond (sous 600 m). La couche intermédiaire représente la masse d'eau chaude et salée qu'est la LIW.

Phase de préconditionnement (avant E2)

En dehors des flux, trois éléments au moins participent au préconditionnement de la convection : la LIW en sub-surface en tant que source de sel et de chaleur ; le gyre cyclonique qui limite l'impact de l'advection latérale et isole la masse d'eau sous la zone de forçage et enfin le *doming* des isopycnes (entraîné par le rotationnel localement positif de la tension de vent) qui déstabilise la colonne d'eau.

La présence de la LIW est très nette sur la figure 3.13b (tirets) et la figure 3.8 (maximum de salinité à 500 m).

Le *doming* est visible sur la même figure 3.8 mais sur la section en densité. Le gyre est représenté par la fonction de courant barotrope avec un minimum à -2 Sv (cf. figure 3.15a,

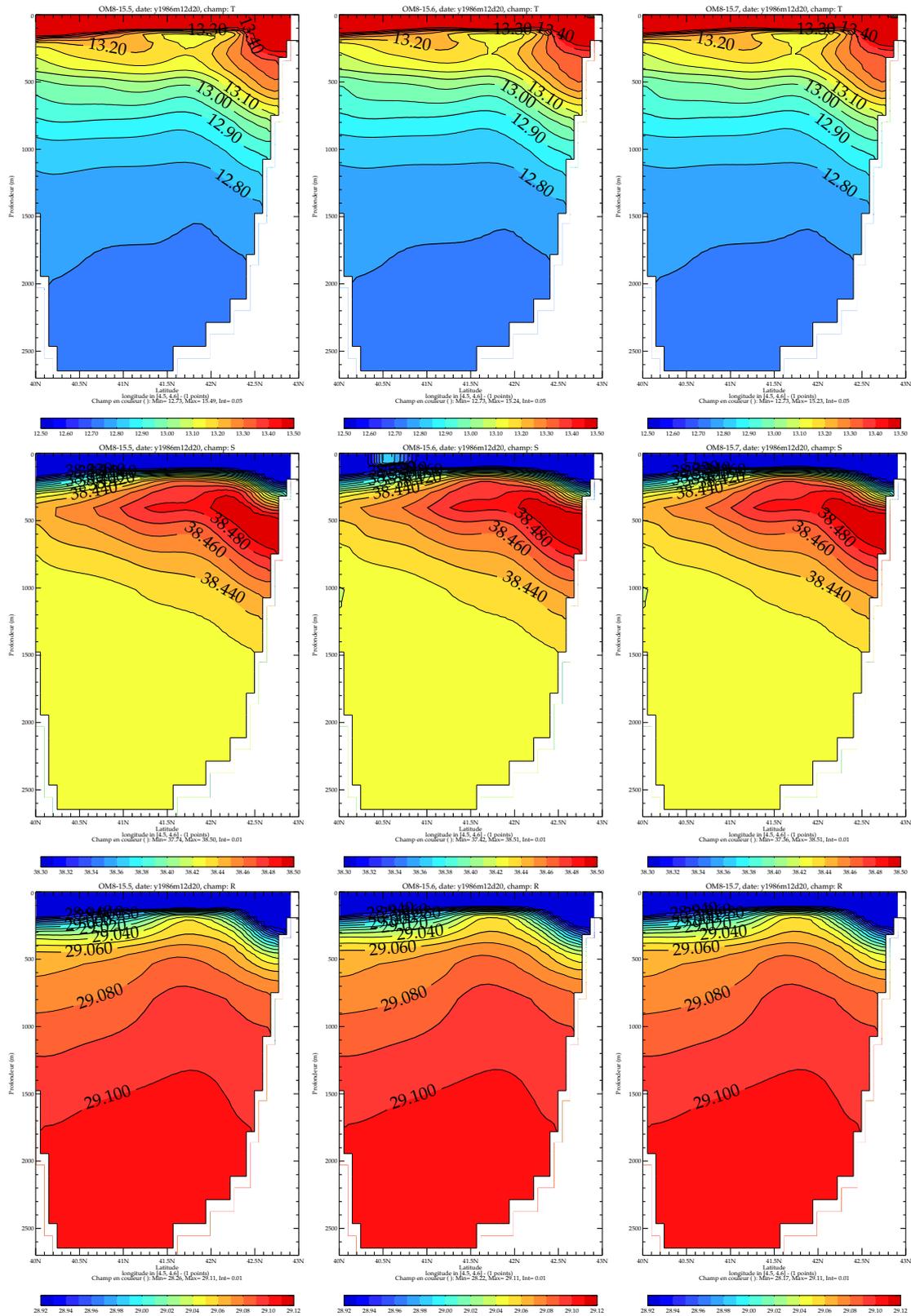


FIG. 3.8 – Sections verticales à 4,5°E (de 40 à 43°N) de température (haut), salinité (milieu) et densité (bas) pour les simulations OM8-15.5 (gauche), OM8-15.6 (milieu) et OM8-15.7 (droite). Moyenne quotidienne pour le 20 décembre 1986.

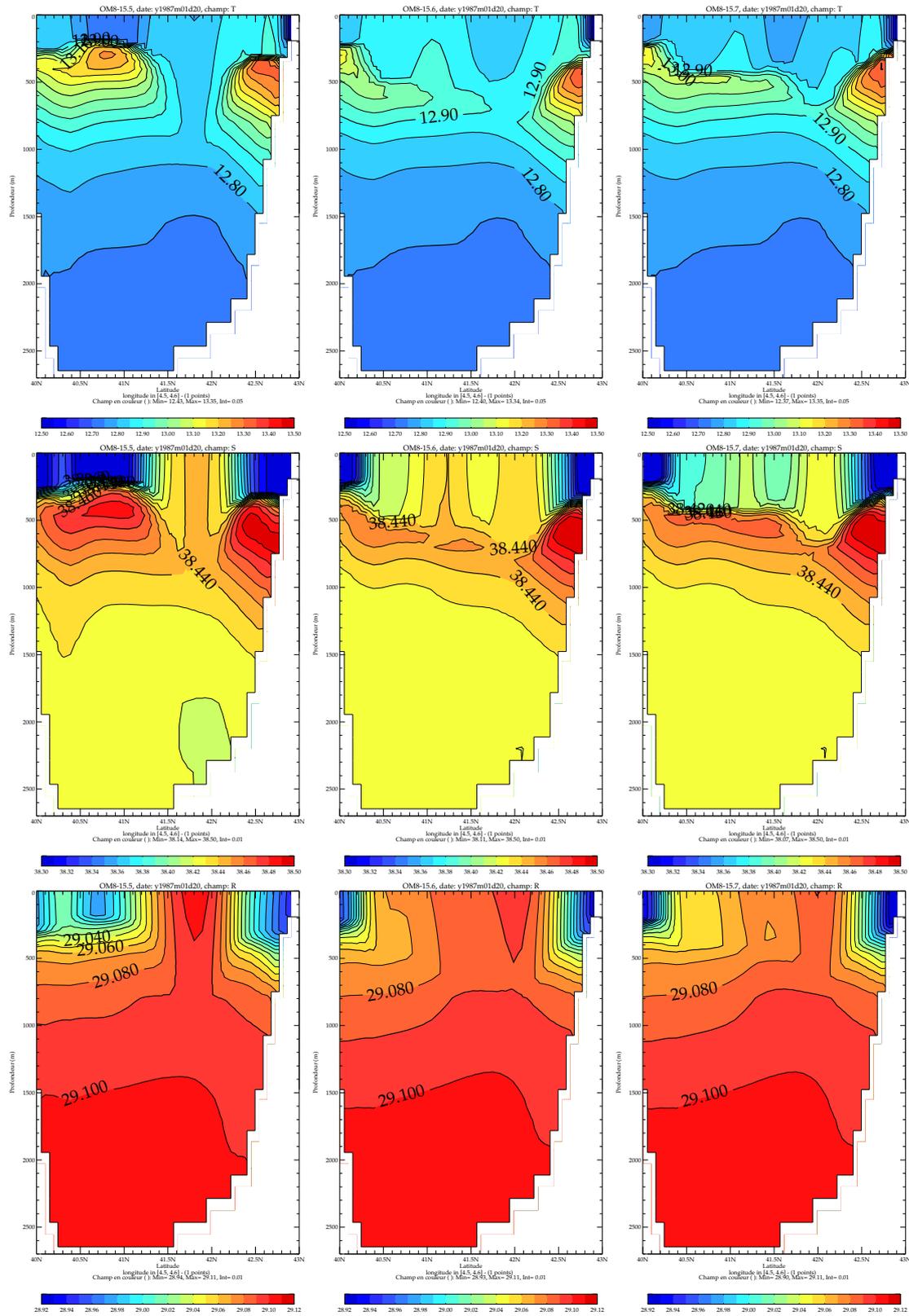


FIG. 3.9 – Comme la figure 3.8 mais pour le 20 janvier 1987.

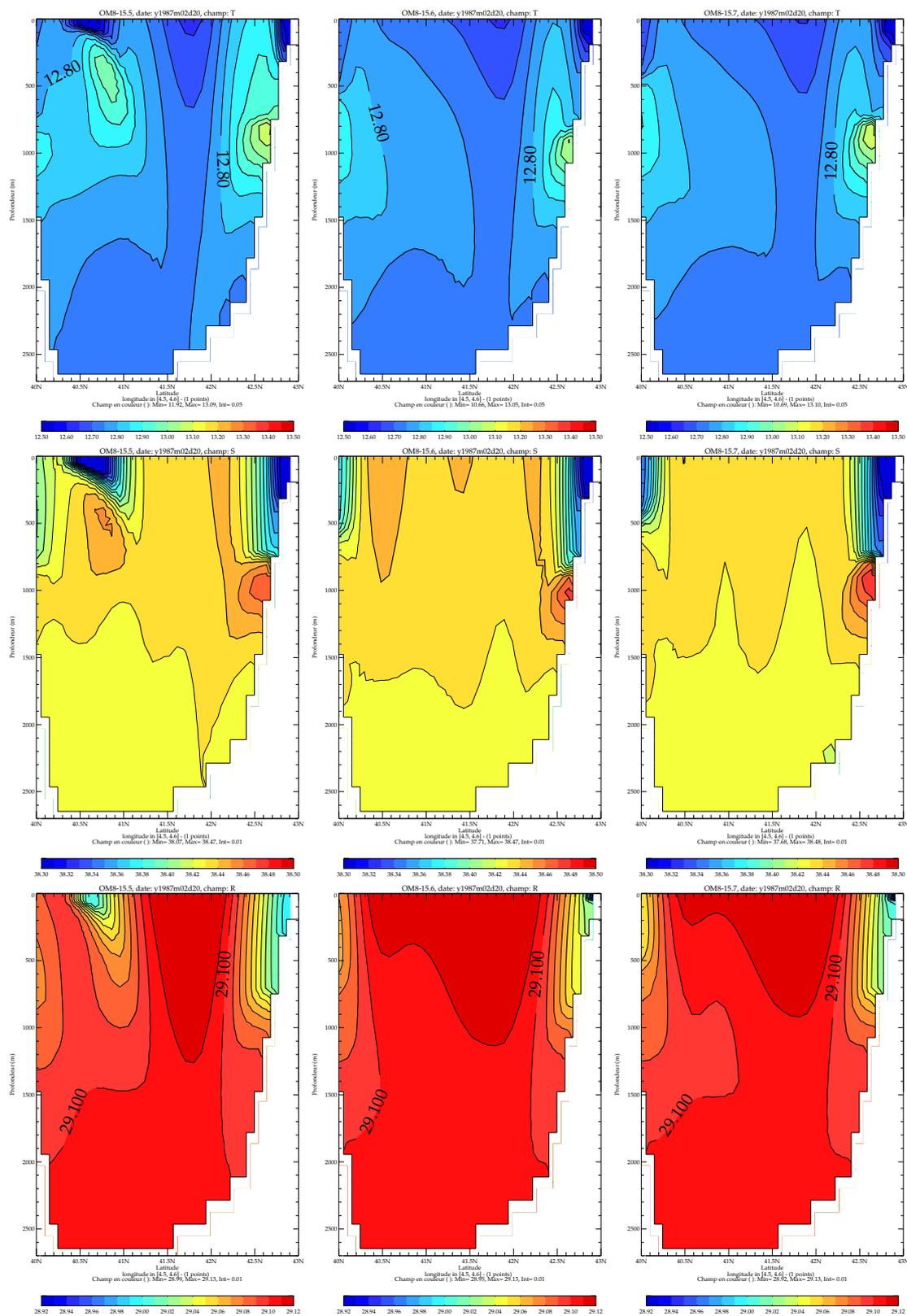


FIG. 3.10 – Comme la figure 3.8 mais pour le 20 février 1987.

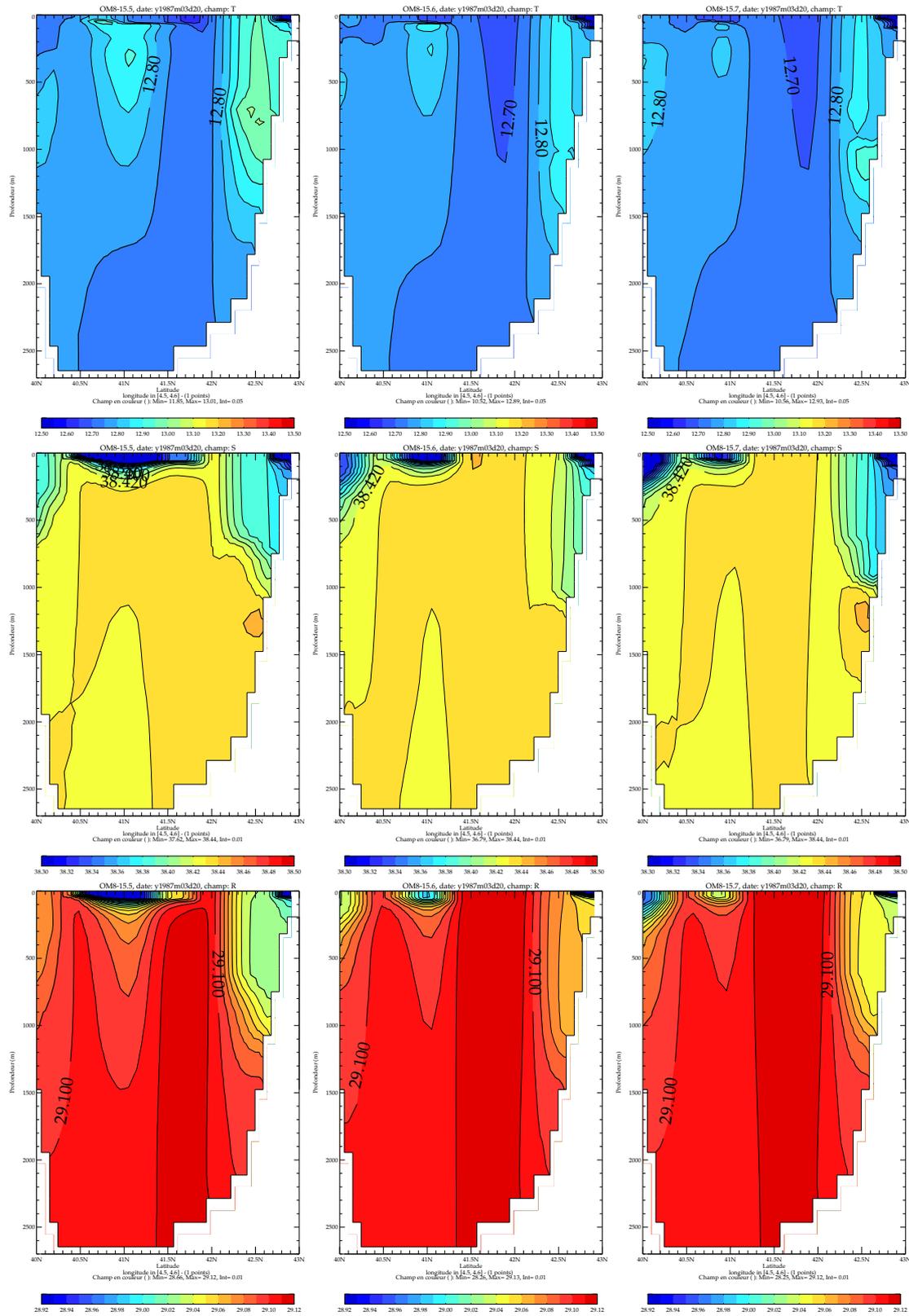


FIG. 3.11 – Comme la figure 3.8 mais pour le 20 mars 1987.

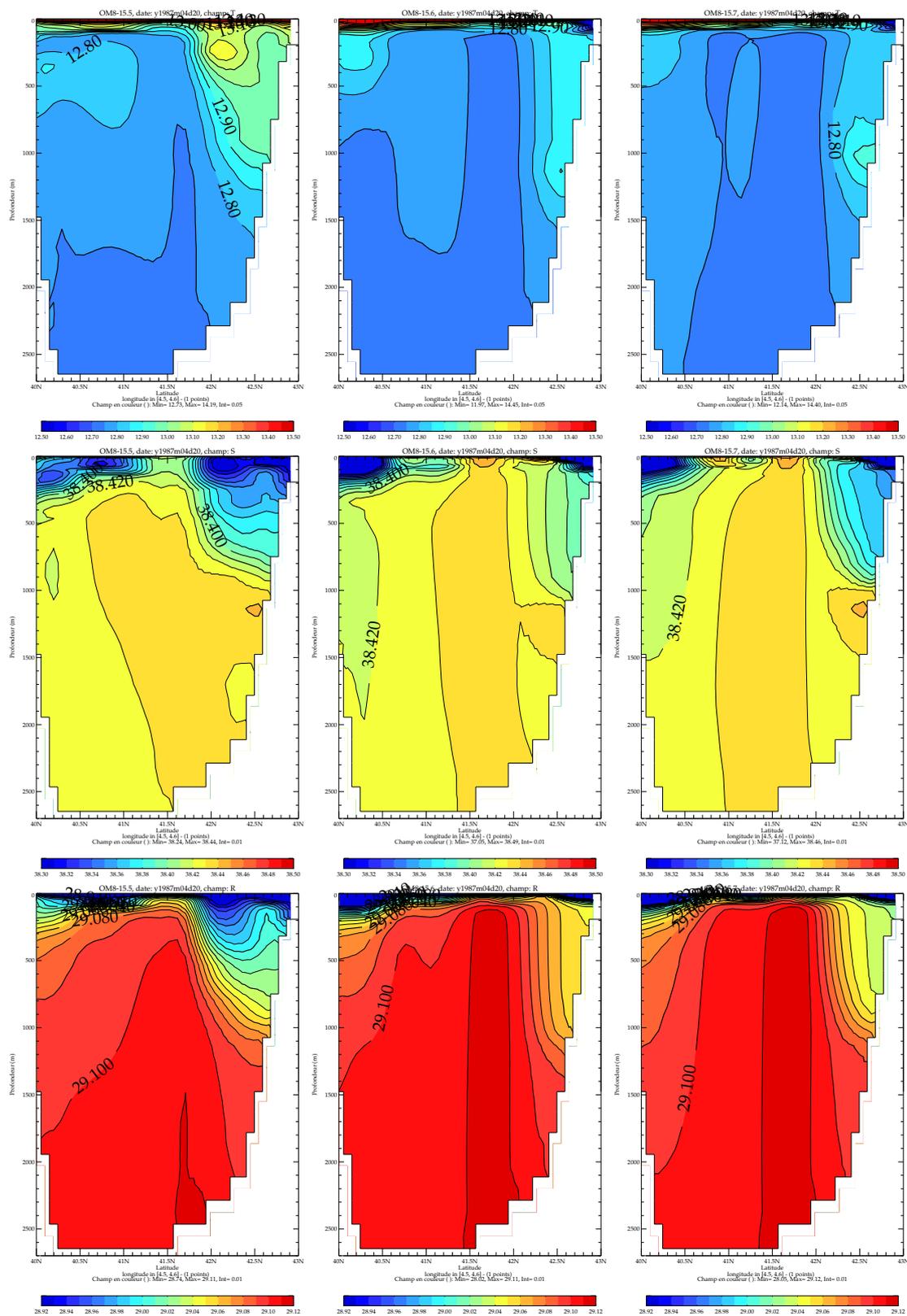


FIG. 3.12 – Comme la figure 3.8 mais pour le 20 avril 1987.

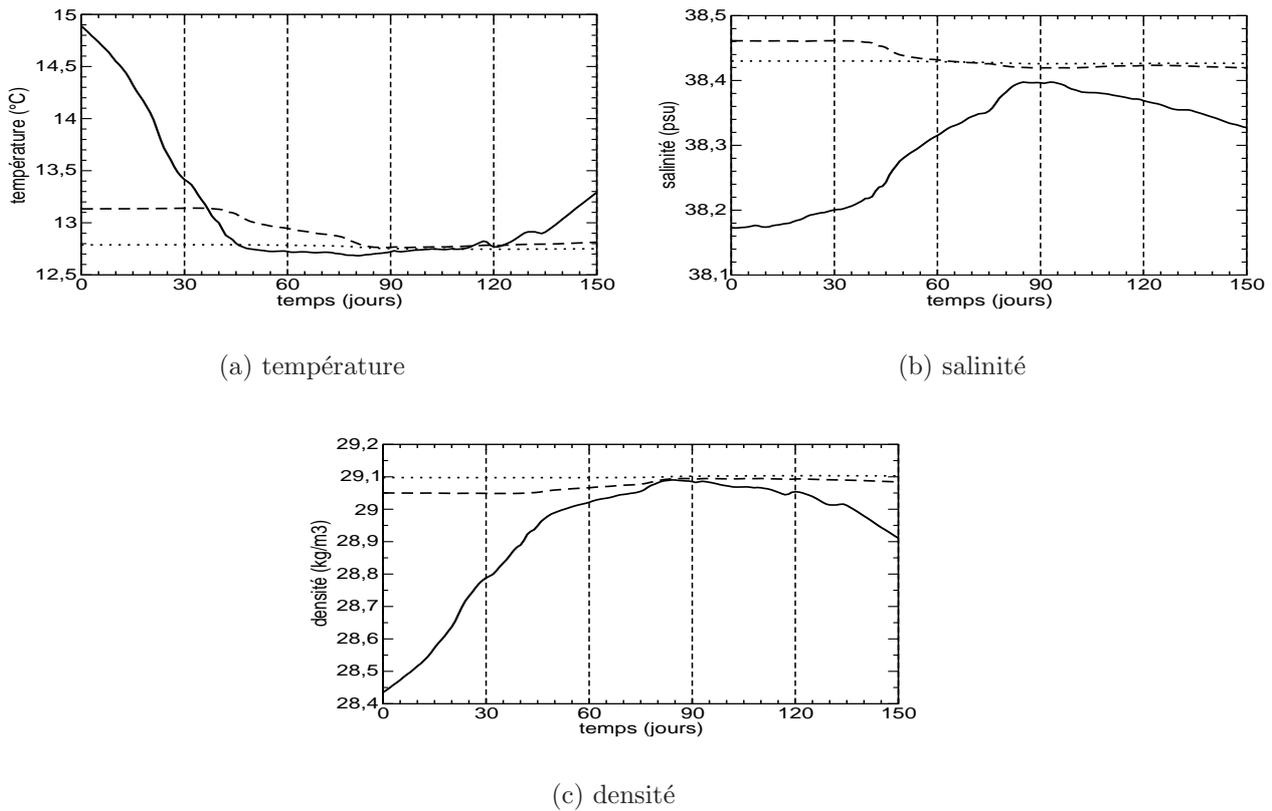


FIG. 3.13 – Séries temporelles de (a) la température, (b) la salinité et (c) la densité, moyennées sur LION4 et intégrées sur 3 couches. La couche de surface (de la surface à 150 m) en trait plein, la couche intermédiaire de (150 à 600 m) en tirets et la couche profonde (au-delà de 600 m) en pointillés.

en bas pour OM8-15.7). La série chronologique de la fonction de courant moyennée sur LION4 est disponible figure 3.14. A noter : sur la période allant de septembre à décembre 1986, ni le *doming* des isopycnes ni l'intensité de la gyre ne sont accentués (figure non montrée). Le préconditionnement est en fait lié à la présence permanente de ces deux éléments. L'activation nette du gyre n'a lieu qu'au cours de la convection pendant E2 et E3 et non pas en amont pendant l'automne. Avant la phase de mélange violent (avant E2), on voit que seule la couche de surface est affectée (figure 3.13) : la température diminue fortement sous l'influence des flux de chaleur et la salinité augmente lentement car les flux d'eau sont assez faibles. On peut dire que l'augmentation de densité jusqu'à 28.90 (moyenne sur LION4) est principalement pilotée par la température.

Phase d'entraînement de la LIW (de E2 à E3)

La phase de mélange de la couche intermédiaire commence mi-janvier. Les flux d'eau ne sont pas plus importants que sur la période précédente et pourtant la salinité de la couche de surface augmente rapidement passant de 38.22 à 38.34 psu en 1 mois. Cette augmentation marque l'effet de l'entraînement de la LIW dans la couche de surface. Ceci s'observe également sur les courbes représentant la couche intermédiaire avec une diminution de la salinité et de la température. En deux mots, la LIW est détruite lors de ce mélange et elle

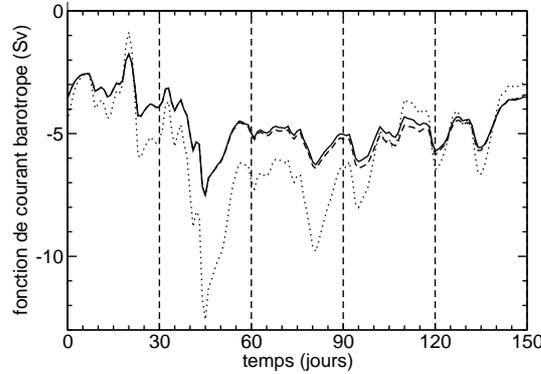


FIG. 3.14 – Série temporelle de début décembre à fin avril de la fonction de courant barotrope moyennée sur la zone $LION_4$, c'est-à-dire au coeur du gyre cyclonique entourant la zone de convection. L'expérience de référence avec correction du flux de chaleur (OM8-15.7) en trait plein, avec correction du flux de chaleur et de sel (OM8-15.6) en tirets, avec correction du flux de chaleur, du flux de sel et du flux de quantité de mouvement (OM8-15.5) en pointillés.

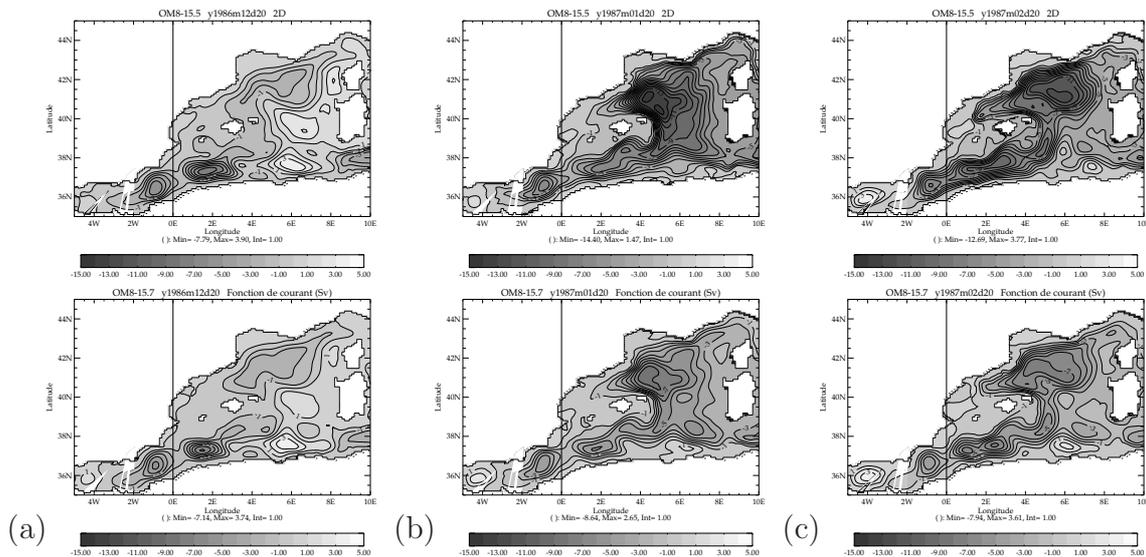


FIG. 3.15 – Fonction de courant barotrope pour les expériences OM8-15.5 (en haut) et OM8-15.7 (en bas) pour la moyenne quotidienne de (a) le 20 décembre ; (b) le 20 janvier et (c) le 20 février.

fournit sel et chaleur à la couche de surface (voir aussi la figure 3.9). Par conservation, la couche de surface devrait se réchauffer. Ce processus n'est pas visible (cf. figures 3.13 et 3.4a) car il y a compétition entre refroidissement par les flux de surface et réchauffement par entraînement de la LIW comme nous le verrons plus loin.

Lors de cette phase, l'augmentation de densité en surface est pilotée à la fois par la salinité et par la température contrairement à la première phase du processus.

Phase de mélange violent (E3)

Lors de l'événement de Mistral suivant E3, la température de surface reste constante malgré de forts flux de chaleur (-474 W/m^2 en moyenne du 16 au 20 février), la salinité augmente encore de 0.03 psu, ce qui permet à la densité de la couche de surface d'atteindre la valeur critique de 29.10. Le mélange violent s'effectue alors sur toute la verticale.

On peut noter que pendant E1, E2 et E3, l'écart entre la SST et la SST de rappel est faible et que donc le terme de rappel est petit et n'influe pas sur la dynamique du modèle. Au cours de l'hiver 1986-87, ce terme vaut au maximum $+24 \text{ W/m}^2$ début février (tendance à diminuer la perte de chaleur) ce qui représente 10% du flux de chaleur à ce moment là. Néanmoins, il serait très intéressant et beaucoup plus physique de refaire ce type de simulation avec un modèle couplé régional suivant la chronologie d'ERA40, on pense par exemple à un modèle couplé entre OPAMED8 et un LAM forcé aux bords par ERA40. Ce type de simulation a été réalisée sur la région indonésienne par *Aldrian et al.* (2005).

La phase d'entraînement de la LIW constitue toute la différence entre les événements E2 et E3. En effet, entre E2 et E3, la salinité de surface a augmenté de 0.14 psu alors que la température stagnait. Par conséquent, la densité des eaux de surface atteint une valeur plus importante (> 29.0) avec une SST équivalente : c'est la convection profonde. La densité de 29.10 est même atteinte en moyenne sur la zone LION4 fin février pour les trois couches d'eau.

Notre étude met donc en avant le rôle prépondérant de la couche de LIW au cours du processus de convection profonde. On peut parler de préconditionnement de la convection profonde par la LIW comme souligné par de nombreux auteurs dans la littérature (dont MS98) mais très rarement dans le cadre d'une modélisation 3D s'appuyant sur des flux air-mer réalistes. Le rôle de la LIW est également essentiel car elle fixe les caractéristiques de l'eau profonde formée lors de la convection. Sans cette couche chaude et salée, la convection profonde aurait sans doute lieu moins souvent et avec des caractéristiques T-S plus froides et moins salées.

Lien entre profondeur de la CMO, flux océan-atmosphère et caractéristiques de surface

Il est intéressant de noter que les événements E1, E2 et E3 sont à peu près de même ordre en intensité et que pourtant leur impact sur les quantités de surface est très différent (cf figure 3.4 et 3.13). Sous l'hypothèse d'advection et d'entraînement nuls, la température de surface est régie par l'équation suivante :

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{Q_t}{\rho_0 \cdot C_p \cdot h} \quad (3.1)$$

avec T_s température de surface, Q_t le flux de chaleur total, h la profondeur de la couche mélange, C_p la capacité calorifique massique qui vaut $4000 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ dans OPA et ρ_0 la densité de référence qui vaut 1020 kg.m^{-3} dans OPA. Des équations similaires existent pour la salinité et la densité de surface avec B le flux de flottabilité en m^2/s^3 , $E - P$ le flux d'eau en m/s , g l'accélération gravitationnelle terrestre (9.81 m/s^2) :

$$\frac{\partial S_s}{\partial t} = \frac{S_s.(E - P)}{h} \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial \rho_s}{\partial t} = -\frac{\rho_0.B}{g.h} \quad (3.3)$$

Pour le flux de flottabilité on utilisera la formule donnée par *Mertens and Schott* (1998) et par *Marshall and Schott* (1999) :

$$B = g.\left(\frac{\alpha.Q_t}{\rho_0.C_p} - \beta.S_s.(E - P)\right) \quad (3.4)$$

avec α et β les coefficients d'expansion thermique et salin qui valent respectivement $2 \cdot 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ et $7.6 \cdot 10^{-4}$ dans OPA.

Une plus faible évolution de la température de surface pendant E3 (-0.01°C) que pendant E1 (-0.48°C) est par exemple une signature directe de l'approfondissement de la couche de mélange océanique. Cette approfondissement s'obtient lorsque la densité dans la zone mélangée de surface devient égale à la densité de la couche directement inférieure. En revanche, l'évolution comparée de la salinité de surface pendant E1 ($+0.01 \text{ psu}$) et pendant E3 ($+0.03 \text{ psu}$) prend en défaut l'hypothèse de non-entraînement. En effectuant des bilans de sel et de chaleur pour les 3 événements, nous allons essayer de quantifier de manière simple l'apport de l'entraînement de la LIW dans la couche de mélange.

Pour les calculs, nous prendrons les valeurs suivantes :

- E1 dure 4 jours avec une profondeur de couche de mélange moyenne de 100 m, un flux de chaleur moyen de -640 W/m^2 et un flux d'eau moyen de $+10 \text{ mm/j}$
- E2, 6 jours, 200 m, -510 W/m^2 , -1 mm/j (événement pluvieux)
- E3, 5 jours, 1200 m, -470 W/m^2 , $+6.4 \text{ mm/j}$

Nous prenons des durées courtes pour appliquer l'hypothèse de profondeur de couche de mélange constante.

Pour E1, on obtient une baisse théorique de SST de -0.54°C proche de celle observée (-0.48°C , erreur de 10%) et une augmentation théorique de SSS de $+0.01 \text{ psu}$ identique à celle observée. On conclut que lors de ce premier événement la CMO de la zone LION4 est assez bien isolée de son environnement que ce soit sur l'horizontale ou la verticale. La couche 150-600m n'évolue ni en salinité, ni en température, ni en densité. La diminution de température est par ailleurs responsable d'environ 90% de l'augmentation de densité.

Pour l'événement E2, la baisse théorique de SST (ou de température de la couche de surface) vaut -0.32°C , loin de celle observée (-0.16°C , erreur de 50%). Dans le même temps, la couche intermédiaire se refroidit et cède 0.06°C c'est-à-dire l'équivalent d'une hausse de température de 0.18°C pour la couche de surface. En ajoutant les deux contributions ($-0.32 + 0.18$), on obtient une évolution de -0.14°C pour la couche de surface, très près des -0.16°C observés. C'est la signature de l'entraînement de la LIW dans la CMO. Cet entraînement est également visible pour la salinité. La contribution du flux d'eau est nul pendant E2. En revanche, la couche de surface voit sa salinité augmenter de $+0.03 \text{ psu}$ alors que la couche intermédiaire (trois fois plus épaisse) voit sa salinité baisser de -0.01

psu ... le sel est conservé et la LIW a été entraînée dans la CMO augmentant la salinité près de la surface. L'augmentation de densité dans la couche de surface ($+0.06 \text{ kg.m}^{-3}$) est en accord avec le flux de flottabilité et elle n'est maintenant due qu'à 60% à la diminution de la température. Sans cet entraînement, la densité aurait augmenté dans les mêmes proportions grâce à une diminution de -0.32°C de la température mais les caractéristiques de l'eau formée auraient été plus froides et moins salées. De plus, une forte salinité permet, à densité constante, de maintenir une température plus chaude en surface. Ce qui peut avoir une rétroaction positive sur le flux de chaleur avec une augmentation de la perte de chaleur par l'augmentation du gradient de température entre l'eau et l'air. Il faudrait tester cette idée avec modèle couplé régional prenant en compte l'interaction océan-atmosphère à une fréquence quotidienne. Il est intéressant de noter également que l'advection latérale semble réellement négligeable dans ces calculs de bilan.

Pour E3, le flux de chaleur prévoit une baisse de température de -0.04°C pour la couche de mélange qui inclut maintenant couche de surface et couche intermédiaire. En réalité, la couche de surface se refroidit de -0.01°C , la couche intermédiaire de -0.06°C et la couche de fond ne change pas de température. La couche intermédiaire se refroidit plus que prévu par les flux de surface, elle a donc encore fourni de la chaleur à la colonne d'eau. La couche de surface se refroidit moins que prévu car elle a bénéficié de l'entraînement de la LIW. L'entraînement de la LIW est également visible à travers le bilan de sel. La salinité de surface augmente de $+0.02$ psu alors que le flux de sel en surface est très faible au regard de la profondeur de la colonne d'eau ($+0.001$ psu prévu). Au cours de E3, l'augmentation de la densité de surface qui permet d'atteindre le seuil de 29.09 en moyenne sur LION4 est due pour 90% à l'augmentation de salinité c'est-à-dire à l'entraînement de la LIW. La situation est inversée par rapport à E1.

A travers le calcul des bilans de chaleur et de sel dans la colonne convectée pour les événements E1, E2 et E3, on peut conclure que le mécanisme d'entraînement de la LIW est très net dans OPAMED8 à partir de E2. L'augmentation de la salinité et de la température de surface due à l'entraînement de cette eau de sub-surface joue un rôle essentiel dans l'augmentation de la densité de surface jusqu'à la valeur permettant la convection profonde avec les bonnes caractéristiques T-S. En effet, la température de la WMDW (12.7°C) est atteinte assez tôt au cours du processus (pendant E2) bien avant que la densité atteigne 29.10. L'entraînement de la couche de LIW entre E2 et E3 permet de conserver cette température (apport de chaleur par entraînement) tout en augmentant la densité de surface grâce à l'apport de sel. Ce processus d'entraînement de la LIW est mis en évidence pour la première fois à notre connaissance dans une simulation réaliste 3D. On peut également indiquer que l'advection latérale semble avoir un impact très faible sur ces bilans dans la zone LION4 lors de la phase d'approfondissement de la CMO.

Le fait de ne pas utiliser de rappel newtonien pour la salinité de surface semble un élément essentiel. En effet le rappel vers un champ mensuel constant d'une année à l'autre et de basse résolution aurait tendance à lutter contre l'effet de l'entraînement vertical de la LIW.

Calcul du volume d'eau profonde formé

On peut utiliser un diagnostic de recensement des masses d'eau par classes de densité afin de déterminer l'action de différents processus physiques (flux de surface, advection, mélange, subduction) sur des volumes d'eau définis par leur densité. Ce diagnostic aussi appelé méthode de Walin a été initié par les travaux de *Walin* (1982) avec des classes

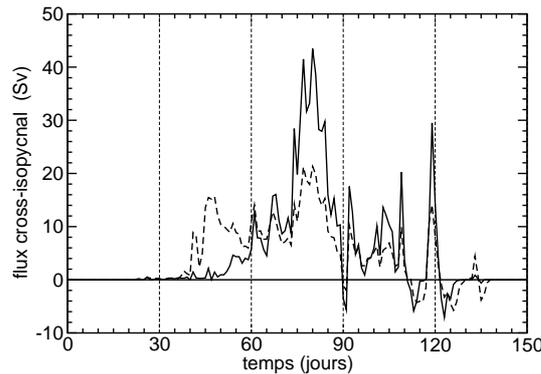


FIG. 3.16 – Série temporelle de la formation de masse d'eau avec une densité supérieure à 29.10 kg.m^{-3} en trait plein et 29.05 kg.m^{-3} en pointillés dans la zone LION de début décembre à fin avril pour l'expérience OM8-15.7. On a tracé ici uniquement le terme dû aux flux de surface dans la méthode de Walin.

de température. Adapté par Tziperman (1986) aux classes de densité, il a été appliqué à l'Atlantique Nord (Speer and Tziperman, 1992; Haines and Old, 2005; Old and Haines, 2005) et à la Méditerranée (Lascazatos, 1993; Tziperman and Speer, 1994; Rupolo et al., 2003). Certains de ces auteurs se limitent à l'impact des flux de surface en tant que processus créant les masses d'eau. C'est ce que nous faisons ici. La méthode de Walin complète (classe de température) et sa manière de l'appliquer à la Méditerranée ont été longuement détaillées dans Somot (2003) et sont reprises en annexe C. La méthode appliquée ici (classe de densité, flux de surface uniquement) est également utilisée dans Somot et al. (2005). La figure 3.16 représente l'évolution quotidienne de la formation de masse d'eau (en Sv) dont la densité est supérieure à un certain seuil. Ici, on choisit de représenter les seuils 29.10 et 29.05 kg.m^{-3} . Cette formation est en fait le transport d'eau à travers une isopycne donnée. Lorsque les flux de surface interviennent, ce n'est pas l'eau qui se déplace mais l'isopycne sous l'effet du flux de flottabilité. Lorsque le transport d'eau s'effectue vers une classe d'eau plus lourde (légère), le flux cross-isopycnal est compté positivement (négativement) et on parle de formation (destruction) de masses d'eau. Pour zoomer sur les eaux profondes, on a défini les classes de densité par intervalle de 0.01 kg.m^{-3} . Les eaux très profondes (WMDW) sont définies par le seuil 29.10 alors que le seuil 29.05 kg.m^{-3} englobe les eaux intermédiaires. La profondeur des isopycnes peut être visualisée sur la figure 3.8 (29.10 à 1300 m , 29.05 à 400 m).

La formation d'eau lourde ($> 29.05 \text{ kg.m}^{-3}$) démarre mi-janvier pendant E2 lorsque la CMO pénètre dans la couche de LIW. La formation d'eau très profonde démarre un peu plus tard et culmine avec E3 mi-février. Les pics de formation sont corrélés avec les événements météorologiques E2, E3, E4 et E5. Notons que les périodes de restratification (cf. fig. 3.6) correspondent aux phases de destruction de la masse d'eau par les flux de surface (flux cross-isopycnal négatif).

Il est intéressant de mettre en parallèle la courbe de la figure 3.16 avec la courbe (trait plein) de la figure 3.17. Cette dernière estime le volume d'eau du modèle dont la densité dépasse 29.10 (WMDW). On voit que le volume de WMDW commence à augmenter uniquement après fin janvier c'est-à-dire lorsque la CMO croise l'isopycne 29.10 . On atteint un pic quotidien de formation d'environ 40 Sv pendant quelques jours suite à E3. En mars, le taux de formation d'eau profonde est plus faible mais n'est pas négligeable. Pourtant le volume d'eau profonde stagne. On peut voir ici les effets contradictoires

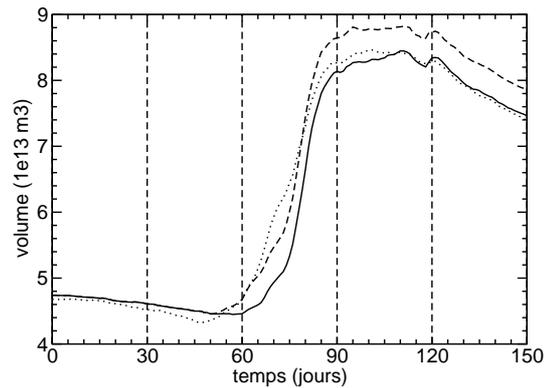


FIG. 3.17 – Série temporelle du volume d'eau (en m^3) ayant une densité supérieure à 29.10 kg.m^{-3} dans la zone LION4 de début décembre à fin avril. L'expérience de référence avec correction du flux de chaleur (OM8-15.7) en trait plein, avec correction du flux de chaleur et de sel (OM8-15.6) en tirets, avec correction du flux de chaleur, du flux de sel et du flux de quantité de mouvement (OM8-15.5) en pointillés.

de la formation par les flux de surface et de la destruction de cette même classe d'eau par advection hors de la zone LION4 ou par mélange latéral avec des eaux plus légères (instabilités baroclines). Au mois d'avril, la formation par les flux de surface est quasiment nulle puisque l'isopycne 29.10 n'affleure plus. L'advection et le mélange continuent et le volume d'eau très dense continue à diminuer. Le temps mis par la zone LION4 à retrouver un volume d'eau profonde égal à celui de décembre est intéressant car il nous renseigne sur la mémoire du système. Pour les événements extrêmes comme l'hiver 1986-87, l'étude de l'annexe C montre qu'il est supérieur à un an.

En se basant sur la méthode de calcul de *Castellari et al.* (2000), on peut estimer le volume d'eau formée avec une densité supérieure au seuil de 29.10 pendant 1 an (1 hiver en fait) pour une zone considérée. On effectue le calcul sur le bassin LION afin de ne pas manquer une partie de l'eau qui pourrait être formée à l'extérieur de LION4. Le principe est de faire la différence entre le volume maximal (souvent en mars de l'année A) et le volume minimal (souvent en décembre de l'année A-1) de cette masse d'eau et de diviser par le nombre de seconde dans 1 an. On obtient alors une valeur (exprimée en Sverdrups) caractéristique de l'hiver A-1/A. Pour l'expérience OM8-15.7, nous obtenons 1.72 Sv pour LION (1.27 Sv pour LION4).

La majeure partie de ce volume est formée en février. Aucune estimation de ce volume n'est disponible pour l'hiver 1986-87. On peut cependant le comparer avec la valeur moyenne donnée pour la WMDW par *Tziperman and Speer* (1994) (1.0 Sv) sachant que notre année est l'une des plus extrêmes des 40 dernières années. *Castellari et al.* (2000) donnent également des valeurs : 1.6 Sv dans leur simulation DS (correction du flux de sel) avec des valeurs allant de 0.5 à 3.5 Sv et 1.1 Sv dans leur simulation DS2 (correction du flux de sel plus modification de la formulation du flux de chaleur).

Notre valeur de 1.72 Sv est donc en accord avec le peu de données que l'on trouve dans la littérature.

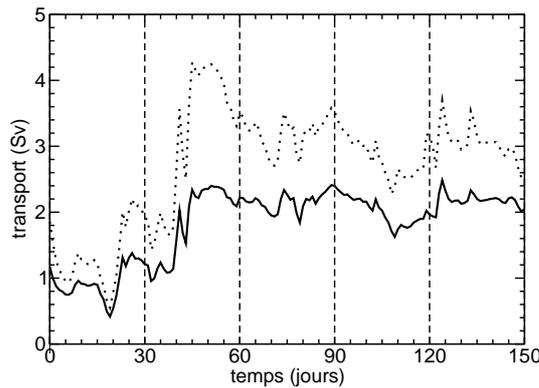


FIG. 3.18 – Série temporelle du transport (Sv) entre la Corse et Gênes à 9.5°E de début décembre à fin avril. Ce transport est un bon indice de l'intensité du courant Nord. L'expérience de référence avec correction du flux de chaleur (OM8-15.7) en trait plein, avec correction du flux de chaleur, du flux de sel et du flux de quantité de mouvement (OM8-15.5) en pointillés.

Lien entre convection et circulation à l'échelle du bassin

Comme annoncé par une étude analytique (*Crépon et al.*, 1989) et une étude quasi-géostrophique (*Barnier et al.*, 1989), la circulation à l'échelle du bassin est activée par le phénomène de convection profonde dans notre modèle aux équations primitives.

Pour montrer ce processus, nous allons utiliser des indices de la circulation horizontale et verticale. Le transport (en Sv) à travers le détroit séparant la Corse de Gênes (9.5°E) est un bon indice de l'intensité du courant Nord, celui-ci est l'une des principales composantes physiques de ce bassin. La courant dans ce détroit coule quasi-exclusivement de l'Est vers l'Ouest avec une forte composante barotrope. Il sera compté positivement vers l'Ouest comme entrant dans la zone d'étude. La série temporelle du transport entre la Corse et Gênes est présentée figure 3.18. L'activation du courant nord est très nette en janvier lors de l'événement E2 et de la première phase de convection. L'augmentation du transport est très rapide passant de 1.2 Sv à 2.4 Sv en 10 jours centrés sur E2 (11-16/01). E3 n'a pas le même impact. La corrélation entre l'augmentation hivernale du transport du courant Nord et l'augmentation des pertes de flottabilité au Nord-Ouest de la Méditerranée a déjà été montré (*Astraldi and Gasparini*, 1992; *Artale et al.*, 2002) ainsi que la corrélation avec le rotationnel de la tension de vent sur la même zone (*Béranger et al.*, 2005).

On peut utiliser également la fonction de courant de retournement méridional du bassin ouest (Meridional Overturning stream Function ou MOF en anglais). Le calcul de celle-ci est fait sur l'ensemble du bassin ouest avec une limite sud à 38°N . Ce type de MOF est classiquement utilisé pour l'étude de la circulation thermohaline en Atlantique. Ce n'est pas le cas en Méditerranée où aucun papier ne la mentionne à notre connaissance. Le calcul est présenté en détail dans *Somot et al.* (2005). On s'inspire ici d'un travail de *Myers and Haines* (2002) qui ont défini une Zonal Overturning stream Function permettant d'étudier la LIW et la EMDW. La circulation profonde dans le bassin Tyrrhénien étant faible, la MOF représente surtout le déplacement de la WMDW de son lieu de formation vers le Sud du bassin : on parlera de WMTHC pour Western Mediterranean ThermoHaline Circulation. La figure 3.19 présente cette fonction pour les mois de décembre, février et avril. Il est clair que l'activation a eu lieu entre décembre et février. On note également une dissymétrie entre décembre et avril : lorsque la WMTHC est activée, elle le reste pour plusieurs mois

afin d'évacuer le surplus d'eau très lourde formée au nord du bassin. La valeur maximale

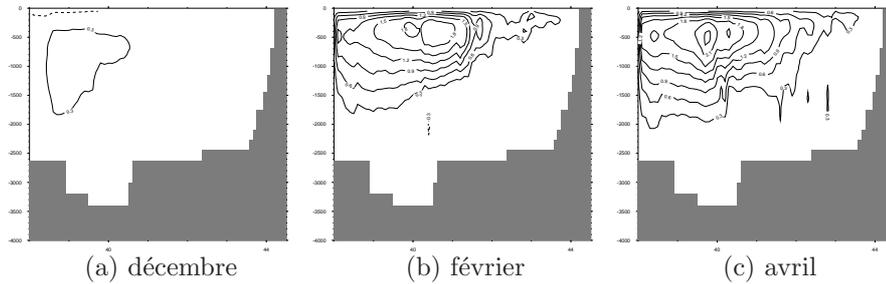


FIG. 3.19 – Fonction méridionale de retournement pour le bassin ouest en moyenne mensuelle (décembre, février et avril).

quotidienne de la MOF représente un bon indice de cette circulation verticale que l'on peut assimiler à la circulation thermohaline du bassin ouest (WMTHC). L'évolution temporelle de cet indice est représentée sur la figure 3.20. Comme pour le courant nord, l'augmentation est très rapide (quelques jours) entre le 15 et le 25 janvier environ passant de 1.5 à 3 Sv sur la grandeur filtrée mensuellement. Le fait que ce champ soit bruité ne permet pas un calcul précis de corrélation mais il semble que la MOF soit activée avec quelques jours de décalage par rapport à E2 et au courant nord. Pour le maximum de la MOF, E3 est également visible mi-février.

Cette activation est également visible sur la fonction barotrope de courant (fig. 3.14, 3.15). La valeur moyenne de cette fonction sur LION4 est un bon indice du creusement du gyre cyclonique. Celui-ci répond assez directement aux coups de vents de E1, E2, E3, E4 et E5 mais son creusement maximal apparaît pendant E2 passant de -3.5 Sv à -7.5 Sv en quelques jours.

Cette activation de la circulation à l'échelle du bassin a une conséquence importante sur la phase de restratification (voir ci-dessous), sur la phase de propagation de l'eau nouvellement formée (voir ci-dessous) et aussi sur la convection de l'année suivante. En effet, elle permet de recréer la couche intermédiaire de LIW par advection. Cela commence à être visible sur la fin de l'évolution temporelle décrite par la figure 3.13. La salinité et la température commencent à remonter dans la couche intermédiaire aux mois de mars et avril. C'est la signature d'une reconstruction de la LIW comme source de sel et de chaleur pour l'année suivante. Cette advection de LIW après l'événement convectif est bien mis en évidence dans l'étude d'Artale *et al.* (2002) à partir de la fin du mois de mars.

Phase de restratification (avant E4 ou entre E4 et E5 ou après E5)

La phase de restratification est bien sûr visible sur la profondeur maximale de la couche de mélange (figure 3.6) et sur la section verticale en densité de la figure 3.11. Cependant, il est très intéressant d'observer le phénomène d'instabilité barocline qui déclenche cette restratification. Notre modèle est considéré comme *eddy permitting* et non *eddy resolving* et à cet égard il n'est pas le meilleur pour représenter cette phase. Madec (1990) décrit que les principaux méandres liés à l'instabilité barocline et à la restratification ont des tailles caractéristiques de 40 et 80 km (ce qui devrait être simulé par OPAMED8) et que ceux-ci sont associés à des structures tourbillonnaires respectivement de 10 et 20 km (ce qui est à la limite des capacités du modèle). Il serait entre autres intéressant de refaire cette étude

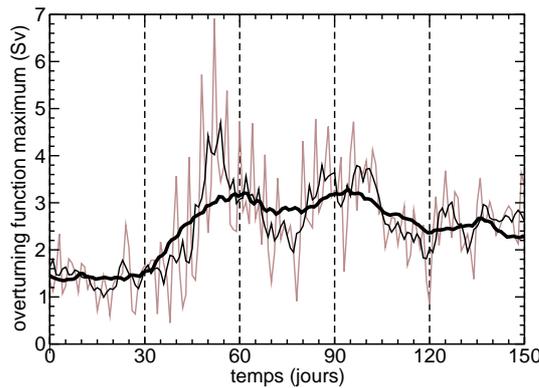


FIG. 3.20 – Série temporelle du maximum de la fonction de retournement (Sv) définie pour le bassin ouest. La valeur quotidienne en gris, la valeur filtrée à 5 jours par moyenne glissante en trait plein et filtrée à 30 jours en trait épais.

avec le modèle au $1/16^\circ$ de Karine Béranger (Béranger *et al.*, 2004, 2005; Alhammoud *et al.*, 2005; Béranger *et al.*, 2006) qui résout le premier rayon de déformation de Rossby⁴. Sur une expérience similaire, on peut penser que la restratification serait plus efficace avec MED16.

Les figures 3.21 (a) et (b) montrent que la forme de la zone de convection est clairement modelée par des instabilités de grandes tailles. Leur taille caractéristique est proche des méandres de 80 km mentionnés par Madec (1990). Ces instabilités sont également bien visibles sur le champ de densité en surface (figure 3.5). En revanche, on ne note pas la présence de structures tourbillonnaires de taille plus petite.

Le calcul de l'énergie cinétique turbulente (TKE dans la suite) nous apporte également des informations sur ces instabilités baroclines qui déstabilisent la colonne convective.

$$TKE = \frac{1}{2}((u - \bar{u})^2 + (v - \bar{v})^2)$$

u et v sont les composantes de la vitesse. Les vitesses moyennes (\bar{u} et \bar{v}) sont calculées sur la période DJFMA. La figure 3.22a montre l'évolution du TKE de surface au cours du temps. Si on se focalise sur la zone LION4 ($4^\circ E-6.5^\circ E / 40.5^\circ N-42.5^\circ N$), on voit que le TKE est faible en février lors de la phase de convection contrairement à la plupart des champs. En revanche, l'activité turbulente est nettement plus importante en mars et avril. La série temporelle du TKE moyenné sur la zone LION4 et sur les premiers 150 m vient conforter cette idée chronologique (fig. 3.23). L'activité turbulente est faible lors de la période de convection en février ($4 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ en moyenne sur le mois) sûrement atténuée par l'impact d'un vent fort. Elle commence à s'amplifier vers début mars, soit un mois et demi après E2 et 10 jours après E3. Cette période de un mois et demi est nécessaire au développement des méandres d'instabilité barocline après l'activation de la circulation de surface en janvier. Ils se développent autour du vortex qui entoure la zone de convection en réponse au gradient de densité. Lascaratos and Nittis (1998) proposent le calcul d'un temps caractéristique pour le développement des méandres par la formule :

$$t_{eddy} = 12 \left(\frac{r^2}{B} \right)^{1/3}$$

⁴Rappelons (cf. chapitre 2) que pour le golfe du Lion, ce rayon vaut environ 6.5 km.

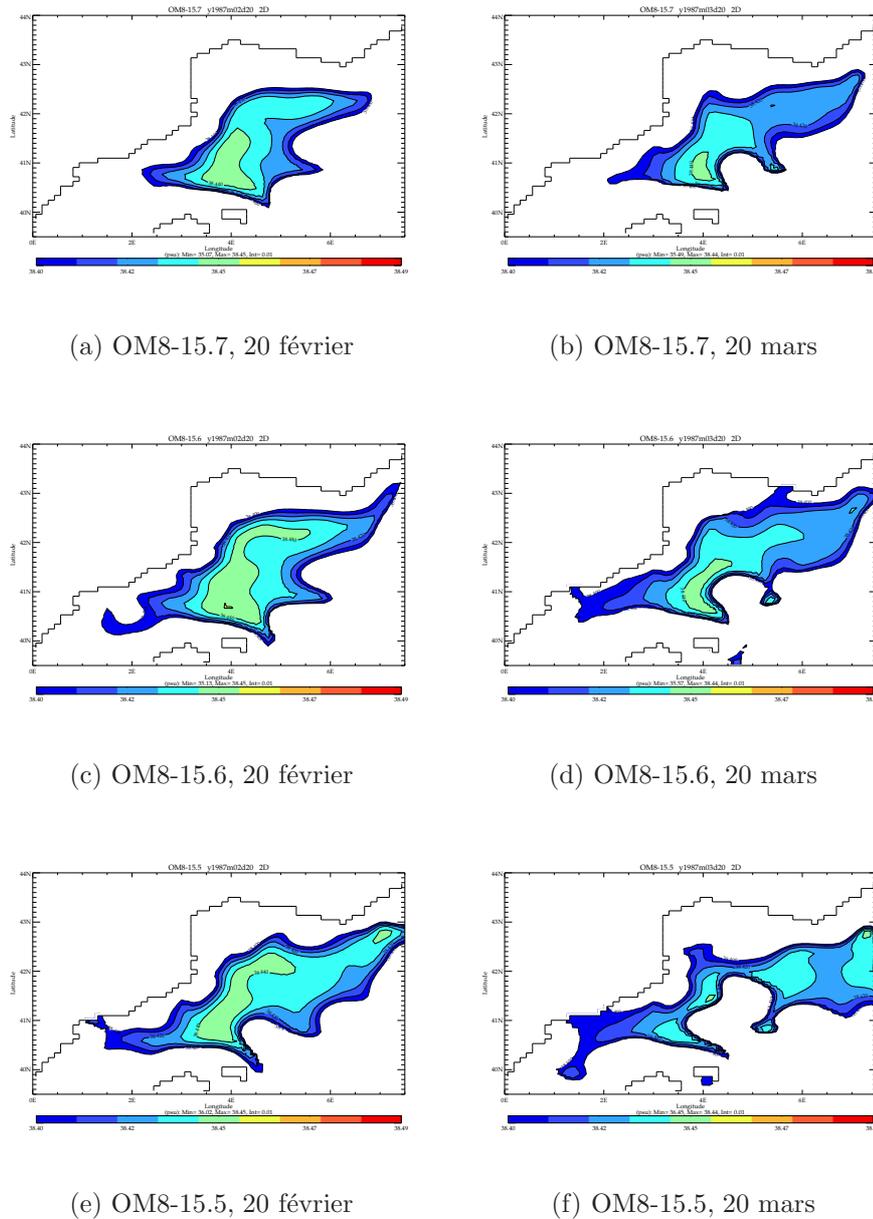


FIG. 3.21 – Moyenne quotidienne (20 février et 20 mars) de la salinité de surface (en psu) pour OM8-15.7, 15.6 et 15.5. La salinité est seuillée à 38.40 psu pour que la zone colorée représente la zone de convection profonde suivant le critère de MS98.

avec r , le rayon de la zone de convection et B le flux de flottabilité. En prenant $r = 100$ et $B = 1.9 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ (moyenne sur DJF), on obtient un $t_{\text{eddy}} = 50$ jours ce qui correspond bien au un mois et demi observé. L'activité turbulente est déjà bien développée lors de la première restratification fin mars où elle atteint environ $14 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$. Cela est principalement dû à une période de relatif calme météorologique entre E3 et E4 qui sont séparés de plus d'un mois. Ce calme météorologique est nécessaire pour le développement des méandres (Madec, 1990; Madec et al., 1996). Le TKE atteint son maximum en avril ($16 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) lors de la phase de restratification définitive. En terme de processus de restratification, ces résultats sont comparables à ceux obtenus par Madec (1990) et Chanut (2003) même si les

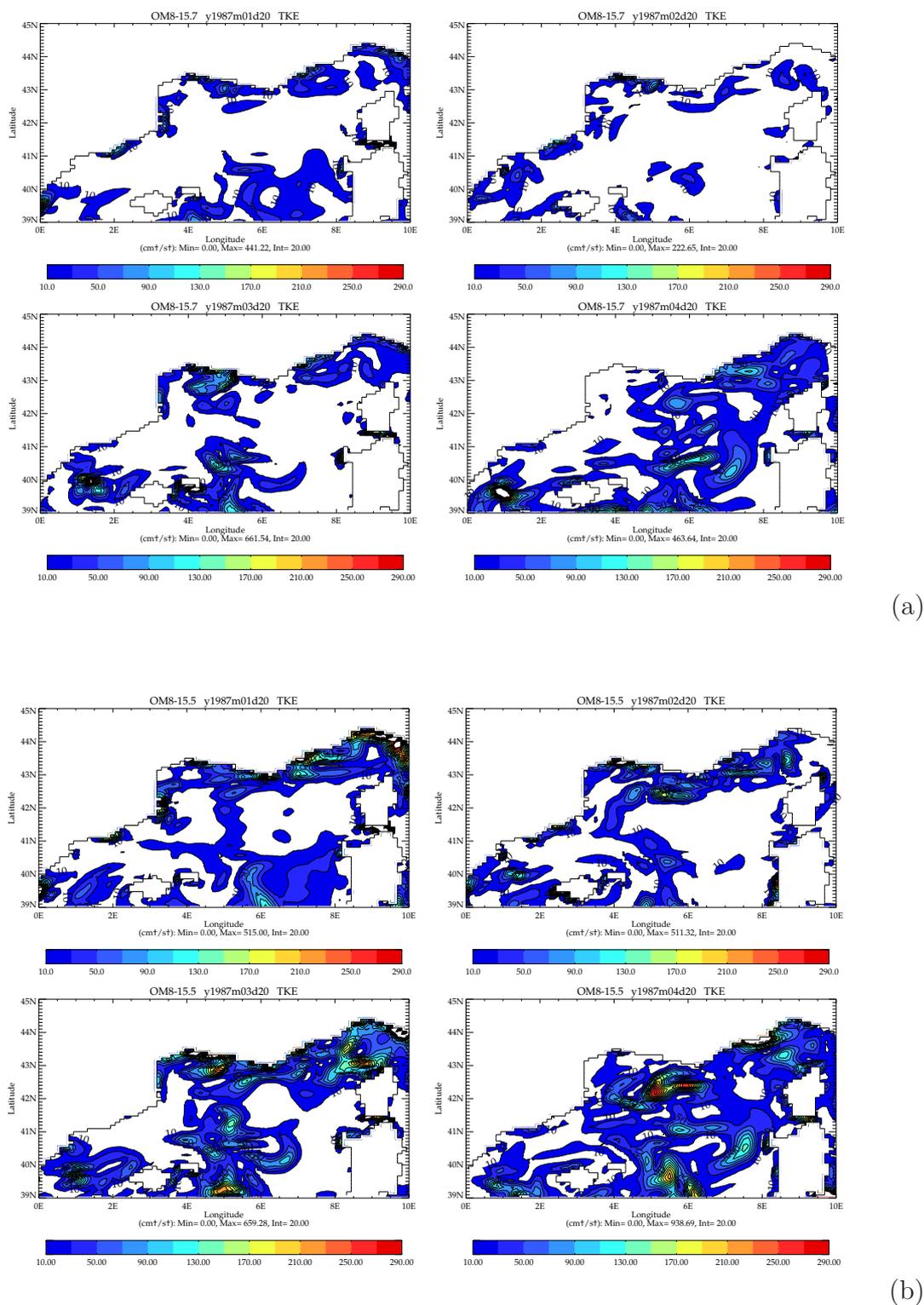


FIG. 3.22 – Energie cinétique turbulente de surface (TKE , en $\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) pour 4 jours particuliers (20 janvier, 20 février, 20 mars et 20 avril) issus des simulations (a) OM8-15.7 et (b) OM8-15.5.

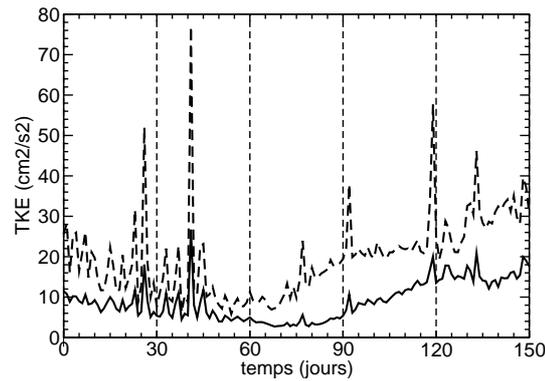


FIG. 3.23 – Série temporelle de l'énergie cinétique turbulente (TKE , en $\text{cm}^2.\text{s}^{-2}$) moyennée sur la zone LION4 et sur les 150 premiers mètres du modèle. Simulation OM8-15.7 en trait plein et OM8-15.5 en pointillés.

conditions idéalisées de leurs expériences ne nous permettent pas de comparer réellement les temps de développement des méandres et tourbillons.

Tracer le TKE en moyenne sur la couche 0-150 m permet d'avoir une vision plus lissée du phénomène que si l'on trace le TKE en surface. Les pics quotidiens de TKE en surface atteignent en effet des valeurs de $80 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ alors que ces pics sont limités à $20 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ en moyenne sur les 150 premiers mètres. La valeur en moyenne sur avril pour le TKE de surface vaut $38 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$, soit plus du double de la valeur moyennée sur 0-150 m. Les conclusions concernant la chronologie sont en revanche inchangées.

Notons que, la phase de restratification a été bien étudiée par *Artale et al.* (2002) dans le cas de l'étude de cas de l'hiver 1988 par l'intermédiaire de variables mesurant la flottabilité intégrée de la colonne d'eau et l'advection de flottabilité vers le centre de la colonne convective. Ils indiquent entre autres que la flottabilité de la colonne d'eau atteint son minimum vers le 15 février puis ré-augmente malgré le fait que les pertes de flottabilité en surface continuent. Ce comportement reflète qu'à partir du 15 février l'action de l'advection latérale de flottabilité l'emporte sur les pertes en surface.

Phase de propagation

La formation d'eau profonde dans la zone MEDOC permet à terme de remplir le fond du bassin ouest de la Méditerranée de WMDW. L'export de la WMDW se fait par le sud. On peut illustrer cet export en calculant le transport d'eau dense ($> 29.10 \text{ kg.m}^{-3}$) à travers une section située au sud de la zone de convection (section à 40°N , frontière sud de la zone LION). La figure 3.24 montre la série chronologique quotidienne de ce transport. On a tracé le transport vers le sud (export) et le transport vers le nord qui s'apparente à de la recirculation. Seule la différence entre les deux courbes i.e. le transport net peut être considérée comme un export. Il existe deux phases d'export, l'une mi-janvier et l'autre de mi-mars à fin avril. En terme de flux vers le sud, on passe d'une valeur de 0.5 Sv en décembre à des valeurs de 2 Sv en février puis des maxima à 6 Sv en avril. La recirculation suit plus ou moins cette augmentation.

La première période d'export net correspond à E2 et à l'activation de la circulation du bassin (MOF, courant nord, fonction barotrope). Elle s'explique par des raisons de conser-

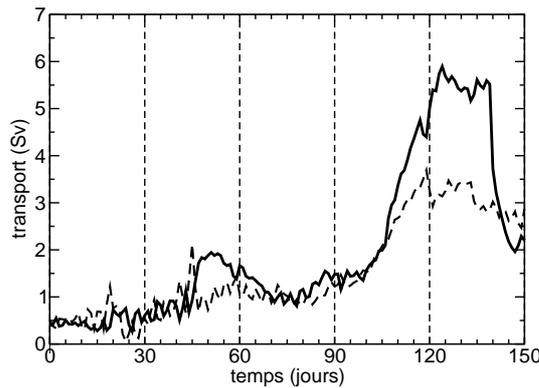


FIG. 3.24 – Série temporelle du transport de l'eau avec une densité supérieure à 29.10 kg.m^{-3} à travers la section à 40°N qui joint l'Espagne à la Sardaigne. Transport vers le sud en trait plein et vers le nord en pointillés.

vation du volume et non pas d'export d'une eau nouvellement formée. En effet à l'échelle du bassin LION, plus d'eau est importée par le courant nord entre la Corse et Gênes (cf. fig. 3.18), il est donc logique que l'export net d'eau par le sud augmente également. Le résultat est la baisse du volume d'eau de densité supérieure à 29.10 en janvier (cf. fig. 3.17).

La seconde augmentation est plutôt en phase avec le TKE, c'est-à-dire qu'elle fait suite à la restratification. Elle suit d'un mois l'augmentation du volume d'eau à une densité supérieure à 29.10 dans la zone LION4 (février, cf. fig. 3.17). Cette augmentation est liée à l'export de l'eau nouvellement formée. Il existe un déphasage d'un mois entre la production de la WMDW et son export vers le reste du bassin. Cette corrélation a été également prouvée par *Somot* (2003) dans un cadre multi-annuel et en utilisant la méthode de Walin. Ce déphasage n'est donc pas lié à l'hiver 1986-87.

L'export atteint son maximum début avril et le volume d'eau à 29.10 commence à fortement diminuer dans LION4. Mi-avril, l'export net diminue fortement puis devient nul. En février, les forçages ont produit 1.72 Sv de WMDW (taux annuel), ce qui correspond à $5.4 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$. Entre mi-mars et fin avril, seulement $5.6 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$ (0.2 Sv) sont exportés dans cette classe de densité i.e. 10% du volume produit dans le bassin LION. Notons que le nombre de points de la section concernés par le transport de nord de la WMDW fait plus que doubler entre mi-mars et avril. Cela indique bien qu'une couche plus épaisse d'eau lourde sort par la frontière sud du bassin LION.

Le reste de l'eau formée à 29.10 est consommé par mélange dans la zone LION. Une partie restera dans la zone, une autre sera exportée plus tard dans des classes de densité plus légère. Pour mémoire, le premier événement d'export net correspond à 0.03 Sv annuel.

Bilan concernant la simulation de référence OM8-15.7

La chronologie, les caractéristiques des masses d'eau, les processus d'approfondissement de la couche de mélange et de restratification ainsi que l'activation de la circulation du bassin et l'export de la WMDW sont bien représentés dans notre simulation OM8-15.7. En revanche, il est difficile de valider précisément le taux de formation de la WMDW durant cet hiver (1.72 Sv). Il existe également deux défauts liés à une trop faible résolution horizontale du modèle et/ou des forçages : la zone de convection est trop grande et le manque de

structures de méso-échelle semble retarder la restratification. Ces défauts influencent le taux de formation à la hausse.

3.1.5 Etude de sensibilité

Pour chacune des simulations du tableau 3.1, on a calculé le taux de formation de la WMDW. On voit que seules les expériences OM8-15.5, 15.6, 15.7, 15.8 et 17.2 forment de l'eau profonde. Ce résultat souligne le rôle essentiel du flux de chaleur et des conditions initiales.

En revanche, on peut multiplier la tension de vent par deux ou corriger le flux de sel de manière importante sans pour autant permettre la convection profonde. La tension de vent et le flux de sel sont plutôt des facteurs de second ordre mais qui vont moduler le volume d'eau profonde formée et ses caractéristiques.

Sensibilité au flux net de chaleur

La comparaison entre 15.4 et 15.5 est la plus nette. En effet, seule la correction du flux de chaleur est supprimée entre les deux expériences. Dans un cas (OM8-15.5), la convection atteint le fond et on forme 2.04 Sv de WMDW et dans l'autre (OM8-15.4), la convection atteint ponctuellement 1500 m fin mars (cf. fig. 3.6). Les caractéristiques de l'eau formée dans OM8-15.4 sont les suivantes : entre 12.8 et 12.9°C, entre 38.44 et 38.46 psu et entre 29.09 et 29.10 kg/m³. L'eau formée a la même salinité que dans OM8-15.5 (ou OM8-15.7) en accord avec MS98 mais elle est légèrement trop chaude et donc trop légère. En fait, l'isopycne 29.10 n'est jamais atteinte dans OM8-15.4 et la WMDW n'est donc pas formée. On remarque quand même l'approfondissement de la CMO pendant E3 et E4.

La valeur de 1500 m atteinte par la couche de mélange est très honorable pour un modèle océanique mais la convection est quand même loin de toucher le fond à la fin du mois de février, ce qui est notre référence observée (*Mertens and Schott, 1998*).

Sensibilité aux conditions initiales (1)

La simulation OM8-ERA a été conduite sur les années 1960-1999 avec uniquement la correction sur le flux sel pour éviter une trop forte dérive. Dans cette simulation la convection profonde dans le Golfe du Lion s'affaiblit très rapidement. En décembre 1986, on a créé une simulation jumelle (OM8-17.1) en activant la correction du flux de chaleur pour voir si la convection pouvait redémarrer. La comparaison d'OM8-17.1 et d'OM8-15.6 nous donne donc l'impact de 15 ans sans convection avant l'année test. C'est un test de sensibilité aux conditions initiales ou plutôt à l'historique de la convection. Le résultat pour OM8-17.1 est une année sans formation de WMDW (cf. tableau 3.1). Au bout de 15 années sans convection, la colonne d'eau est trop stratifiée pour être détruite par des flux de flottabilité même exceptionnellement rares. Cet excès de stabilité est visible par l'isopycne 29.08 par exemple (cf. figure 3.25, sections en densité). Elle est présente à 500 m dans OM8-15.7 (idem dans 15.6) et seulement à 1200 m dans OM8-17.1. En fait, il y a eu création d'une deuxième thermocline centrée à 1000 m en plus de celle située à 200 m. Cette thermocline à 1000 m est nettement visible lorsque l'on trace le profil vertical de la fréquence de Brunt-Vaisala moyennée sur la zone LION4 (cf. fig. 3.26).

La fréquence de Brunt-Vaisala est un bon indice de la stratification verticale. Sur cette figure, on retrouve les conditions initiales utilisées pour les expériences OM8-ERA et OM8-

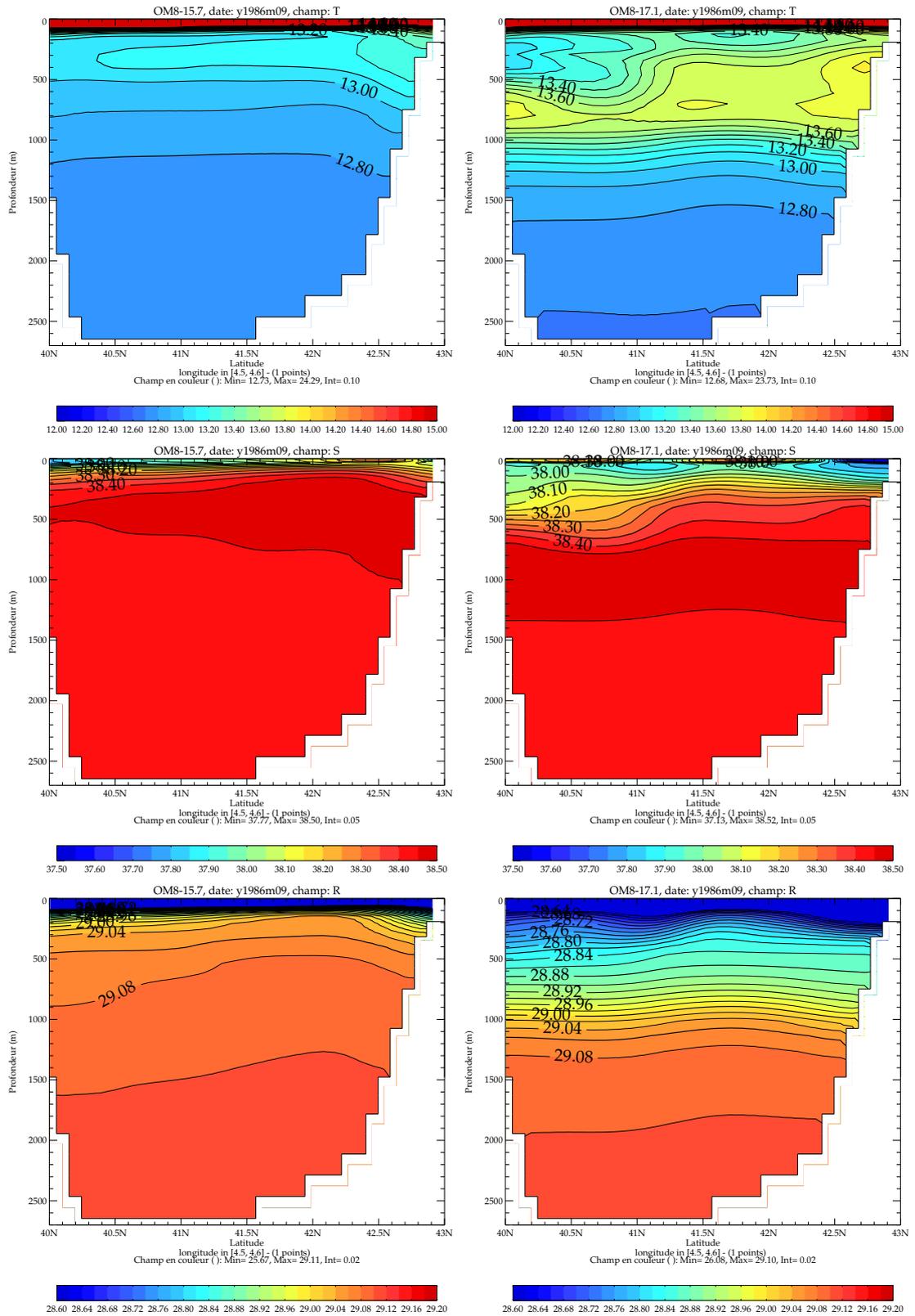


FIG. 3.25 – Section verticale à 4,5°E (de 40 à 43°N) de température (haut), salinité (milieu) et densité (bas) pour les simulations OM8-15.7 (gauche) et OM8-17.1 (droite). Moyenne mensuelle pour septembre 1986.

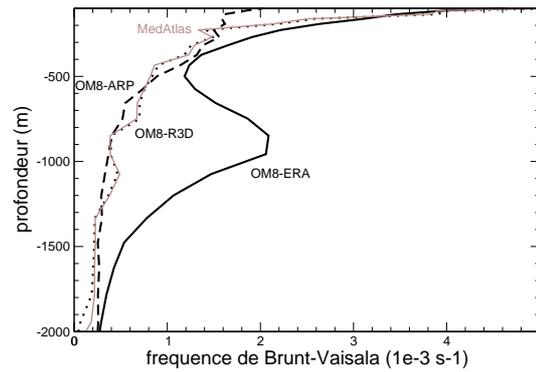


FIG. 3.26 – Profil vertical de la fréquence de Brunt-Vaisala sur la zone LION₄ en juillet, c'est-à-dire juste avant le démarrage des expériences OM8-ARP (tirets), OM8-R3D (pointillés) et OM8-ERA (noir). On a ajouté les profils issus de la climatologie MEDATLAS-II (gris) qui sont confondus avec ceux d'OM8-R3D.

17.1 (OM8-ERA, trait plein) et pour les expériences OM8-15.X (OM8-R3D, pointillés). On a rajouté les profils issus de la climatologie MedAtlas-II qui sont confondus avec ceux d'OM8-R3D. La thermocline principale se situe vers 200 m avec des valeurs de l'ordre de $2.2 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ pour MedAtlas-II, OM8-R3D et $2.6 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ OM8-ERA. De plus seul OM8-ERA présente une deuxième thermocline à 1000 m avec une stratification de l'ordre de $2.0 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$.

Cette deuxième thermocline est due à l'accumulation d'eau relativement légère en subsurface au cours de la simulation OM8-ERA comme on peut le voir sur le profil vertical de densité de la figure 3.27a. Cette accumulation peut provenir de plusieurs phénomènes. Les profils verticaux de la figure 3.27 laisse penser que la LIW (maximum de sel et de température) est trop profonde et trop chaude. D'une part, il y a accumulation de la LIW car elle n'est pas consommée lors des événements convectifs et d'autre part, il y a consommation des eaux lourdes de fond par diffusion verticale car celles-ci ne sont pas renouvelées au cours de la période 1960-1986. Un pompage d'Ekman plus faible dans OM8-ERA peut également jouer un rôle dans la situation à cause d'un rotationnel de la tension de vent trop faible. Le bilan est que deux thermoclines sont visibles, l'une à 200 m due au gradient de sel et l'autre à 1000 m due au gradient de température. La deuxième n'est jamais détruite par le flux de flottabilité au cours de l'hiver 1986-87 que ce soit sans la correction du flux de chaleur (expérience OM8-ERA) ou avec (OM8-17.1). Ce qui est logique puisque le flux de flottabilité nécessaire à éroder une thermocline dépend de la profondeur à laquelle elle se trouve (cf. équation 3.3). On voit très nettement sur la figure 3.26 que ce qui sépare OM8-15.6 (2.60 Sv de WMDW) et OM8-17.1 (0 Sv), c'est uniquement cette thermocline à 1000 m puisque la stratification de la thermocline principale est quasiment identique.

Sensibilité aux conditions initiales (2)

Pour tester différemment l'influence des conditions initiales (i.e. août 1986), on a mis en place l'expérience OM8-17.2. Pour cette expérience, on a pris comme conditions initiales les champs issus d'une simulation longue menée avec les flux ARPEGE-Climat (OM8-ARP) et qui possède une convection profonde fréquente dans la zone du golfe du Lion. En août 1979, on a rebaptisé le *restart* août 1986 et on a appliqué les flux ERA40. Dans OM8-17.2, on applique la correction sur le flux d'eau mais pas celle sur

la tension de vent ou celle sur le flux de chaleur. On a donc le minimum de correction. Pour bien mesurer l'impact des conditions initiales, il faut donc comparer OM8-17.2 (CI : OM8-ARP), OM8-15.2 (CI :OM8-R3D) et OM8-ERA (CI :OM8-ERA). Comme on peut le voir sur les figures 3.26 et 3.27, les conditions initiales d'OM8-15.2 sont très proches de MEDATLAS-II. Celles issues d'OM8-ERA sont plus stratifiées avec une thermocline à 1000 m et celles issues d'OM8-ARP sont moins stratifiées avec une valeur de $N = 1.6 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ à 200 m.

La figure 3.6 et le tableau 3.1 montrent que la convection profonde est présente dans OM8-17.2 (0.38 Sv de WMDW sont formés) alors qu'elle ne l'est pas dans OM8-15.2 ou dans OM8-ERA. Ce résultat place les conditions initiales au même rang que la correction du flux de chaleur. Dans les deux cas, ce sont des changements qui suffisent à créer de la convection. Notons entre autres que, même si le volume d'eau formé est faible, OM8-17.2 convecte sans la correction du flux de chaleur ni celle de vent. Ceci s'explique uniquement par la stratification des conditions initiales.

Il est intéressant de noter que la correction de sel suffit à provoquer une convection profonde avec les conditions initiales OM8-ARP, la correction de chaleur est nécessaire avec celles d'OM8-R3D (i.e. MedAtlas-II) alors qu'aucune correction ne permet la convection avec OM8-ERA.

Ce résultat est assez logique puisque le flux de chaleur est le facteur clé du flux de flottabilité dont l'intégrale sur la période hivernale doit être capable au premier ordre de compenser la stratification de la colonne d'eau. Augmenter la perte de flottabilité permet de compenser une stratification plus forte mais seulement jusqu'à un certain point. L'hiver 1986-87 étant exceptionnel par sa perte de flottabilité, si la correction de flux de chaleur basée sur les observations ne suffit pas à provoquer la convection, c'est que la stratification initiale n'est pas réaliste. Conclusion : les flux d'ERA40 sont incapables de produire une stratification raisonnable dans la zone de convection même corrigés en sel. En détaillant

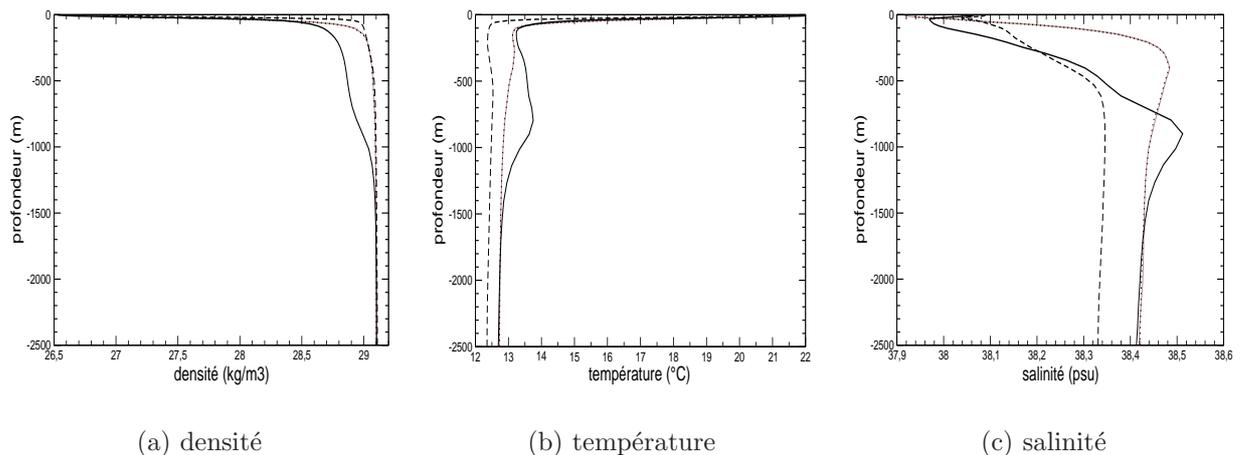


FIG. 3.27 – Profil vertical moyen en (a) densité, (b) température et (c) salinité sur la zone LION4 en juillet, c'est-à-dire juste avant le démarrage des expériences OM8-17.2 (tirets), OM8-15.X (pointillés) et OM8-ERA (noir). On a ajouté les profils issus de la climatologie MEDATLAS-II (gris) qui sont confondus avec ceux d'OM8-15.X.

un peu plus la figure 3.6, on voit que les conditions initiales influent sur la chronologie de l'approfondissement de la CMO et sur la restratification. Les événements E1, E2 et E3 sont

toujours les 3 événements marquant la progression de la CMO mais, dans OM8-17.2, E1 est plus important que dans OM8-15.7 par exemple et E3 moins important. C'est une autre signature du fait que le processus de convection profonde est avant tout une adéquation entre stratification verticale initiale et flux de flottabilité. Dans OM8-17.2, la stratification près de la surface est plus faible que dans OM8-15.7, E1 suffit à la détruire. En revanche, dans OM8-17.2, il existe des eaux très lourdes au fond du bassin sous 2500 m (formée lors d'un hiver extrême d'ARPEGE-Climat). Ces eaux ne seront pas mélangées même après E3.

Sensibilité aux conditions initiales (3)

Afin de justifier un peu plus nos arguments ci-dessus, nous voulons tester la relation stratification - flux de flottabilité en nous affranchissant des contraintes de l'advection. Pour cela, il est facile de coder un modèle 0D de couche de mélange suivant l'équation :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{B(t)}{N^2(h).h}$$

avec h , la profondeur de la couche de mélange (en m), B le flux de flottabilité (en m^2/s^3) et N la fréquence de Brunt-Vaisala (s^{-1}). Cette équation dite de Turner (1973) a déjà été utilisée en Méditerranée pour l'étude de la formation de la LIW par *Lascaratou and Nittis* (1998). Nous avons choisi de résoudre cette équation sur les demi-niveaux du modèle permettant le calcul de N et avec un pas de temps de 1 jour correspondant à l'échéance du flux de flottabilité. La fréquence de Brunt-Vaisala est interpolée linéairement entre 2 niveaux successifs afin d'avoir la valeur à la profondeur voulue. Nous avons testé deux schémas numériques simples, l'un décentré et l'autre centré (*leap-frog*). La stabilité du schéma centré a nécessité l'ajout d'un filtre d'Asselin (*Asselin, 1972*). Les résultats ci-dessous sont réalisés avec le schéma décentré plus stable. On peut noter cependant que le schéma centré simule une profondeur de couche de mélange légèrement plus grande (+100 m à 1000 m). La condition initiale en h est prise égale à 45 m au 1er décembre pour toutes les expériences. Ce modèle 0D n'est valide que pour la phase d'approfondissement. C'est pourquoi nous limitons nos résultats aux 90 premiers jours lorsque B est positif.

La figure 3.28 montre les résultats pour 6 expériences utilisant 3 profils de N correspondant aux conditions initiales OM8-ERA (trait plein), OM8-R3D (pointillés) et OM8-ARP (tirets) et 2 flux de flottabilité différents, sans correction du flux de chaleur (noir) et avec (gris). On peut donc assimiler 5 des 6 expériences à des expériences menées avec OPAMED8 : celles sans correction du flux de chaleur, OM8-ERA (CI : OM8-ERA), OM8-15.2 (CI : OM8-R3D) et OM8-17.2 (CI : OM8-ARP) et celles avec correction du flux de chaleur, OM8-17.1 (CI : OM8-ERA) et OM8-15.6 (CI : OM8-R3D). Une expérience supplémentaire a été réalisée : elle correspondrait aux conditions initiales d'OM8-ARP et à un flux de chaleur corrigé.

Pour les 5 expériences similaires, deux convectent (OM8-17.2 et OM8-15.6) et trois ne convectent pas (OM8-ERA, OM8-15.2 et OM8-17.1) et ce sont exactement les mêmes que pour OPAMED8. Concernant le lien stratification / flux de flottabilité, on obtient donc exactement les mêmes conclusions qu'avec OPAMED8 montrant ainsi qu'on peut s'affranchir de l'advection pour ce problème : les conditions initiales d'OM8-ERA ne permettent pas de convecter même avec la correction du flux de chaleur. Les conditions initiales d'OM8-

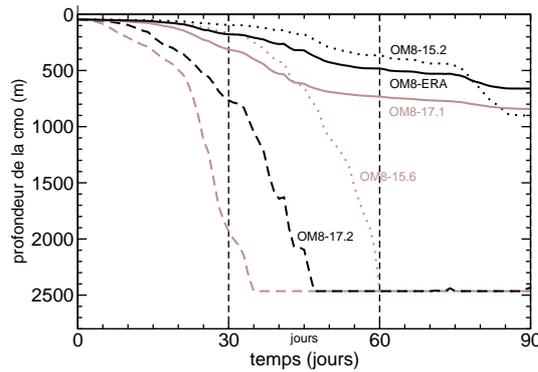


FIG. 3.28 – Série temporelle de la profondeur de couche de mélange calculée avec le modèle 0D. En trait noir, sans correction de flux de chaleur et en gris avec. En trait plein, CI=OM8-ERA ; en tirets, CI=OM8-ARP et en pointillés CI=OM8-R3D.

R3D nécessitent la correction du flux de chaleur pour convecter. Les conditions initiales d'OM8-ARP convectent même sans la correction du flux de chaleur.

Au deuxième ordre, on voit cependant que le modèle 0D n'est pas aussi réaliste que OPAMED8. En effet, la convection d'OM8-17.2 atteint le fond mi-janvier avant OM8-15.6 (fin janvier), ce qui n'est pas réaliste quand on compare à la figure 3.6. En revanche l'évolution de la profondeur de la couche de mélange dans OM8-17.2 colle avec la simulation 1D de *Mertens and Schott* (1998) qui atteint le fond mi-janvier. Leur modèle est similaire au nôtre dans sa conception pour ce qui est de la phase d'approfondissement.

Sensibilité au flux net d'eau

La sensibilité au flux d'eau se mesure en comparant les expériences OM8-15.7 et OM8-15.6. La simulation OM8-15.6 revient à augmenter l'évaporation nette en Méditerranée de manière à corriger le biais d'ERA40. La perte de flottabilité est ainsi augmentée, ce qui entraîne une convection plus précoce (fig. 3.6) sur une surface plus importante (fig. 3.21c versus 3.21a) et donc un volume d'eau formée plus important : 2.60 Sv au lieu de 1.72 Sv (voir aussi fig. 3.17). L'écart sur le volume de WMDW formée montre l'importance du flux E-P-R dans le phénomène de convection profonde et cela même si la valeur annuelle de 0.53 mm/j est largement comparable à la marge d'erreur que l'on a sur la connaissance de ces flux.

Sensibilité à la tension de vent

La multiplication de la tension de vent par deux entre OM8-15.6 et OM8-15.5 entraîne une convection plus précoce mais une restratification nettement plus rapide. Le premier point ne s'explique pas par un *doming* plus accentué. En effet, avant la convection en janvier, la fonction de courant barotrope n'est pas très différente entre les deux expériences (cf. fig. 3.14 et 3.15a) et le *doming* (mesuré par la profondeur minimale de l'isopycne 29.10 ou 29.05) n'est pas plus marqué (courbe non montrée). En revanche il s'explique par l'action de la norme de la tension de vent qui intensifie le mélange lors des événements de Mistral. Cela est visible dès E1 sur la figure 3.6. La norme du vent aide plus efficacement à gommer la thermocline permanente lors de cet événement.

Le deuxième point (restratification plus rapide) est visible sur la figure 3.21f sur laquelle

on voit que la zone de convection est fortement déstabilisée par les méandres dûs à l'instabilité barocline. Cette restratification plus précoce s'explique par la présence d'un courant nord plus vigoureux dans OM8-15.5 comme on peut le voir sur la figure 3.18 et par un plus fort creusement du gyre cyclonique (fig. 3.14c, minimum à -12 Sv dans OM8-15.5 et seulement -7 Sv dans OM8-15.7). Ce renforcement du courant Nord peut s'expliquer par deux phénomènes : d'une part, localement par la composante d'Ekman qui vu la direction principale du vent s'ajoute au transport du courant Nord et d'autre part, plus globalement, par l'intensification des courants à l'échelle du bassin par ajout d'énergie cinétique dû à la tension de vent. Le courant Liguro-Provençal au nord du vortex est plus fort, advectant de l'eau légère et maintenant ainsi un gradient de densité plus important autour de la zone de convection, ce qui favorise l'instabilité barocline. Ceci est visible sur les cartes 2D de TKE (fig. 3.22a et b) et sur la série chronologique de TKE (fig. 3.23) : le TKE atteint $30 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ (en moyenne sur le mois d'avril et les 150 premiers mètres de la zone LION4) dans OM8-15.5 et seulement $16 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ pour OM8-15.7. La carte du 20 avril montre des maxima de TKE supérieurs à $200 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ pour OM8-15.5 et limités à $100 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ pour OM8-15.5. D'après *Madec* (1990), le forçage par le vent inhibe la formation des méandres. Cependant, ce forçage implique également des courants plus forts et donc plus d'instabilité barocline. Lors de la phase de restratification quand le vent diminue, ce deuxième effet semble l'emporter. On note également sur la fig. 3.23 que l'activité turbulente démarre plus tôt dans OM8-15.5, vers mi-février au lieu de début mars. Ces deux différences entraînent une restratification plus efficace et plus rapide dans OM8-15.5 et donc un volume d'eau formée plus faible. Si on compare OM8-15.5 et OM8-15.6, qui sont les deux simulations permettant de mesurer l'impact de la correction sur le vent, OM8-15.5 produit 0.56 Sv de WMDW de moins qu'OM8-15.6.

En terme de valeur, *Chanut* (2003) obtient sur la zone du Labrador un cycle saisonnier du TKE qui culmine également en avril et avec des valeurs moyennes de l'ordre de $30 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$ à -112 m et des maxima locaux en surface de l'ordre de $150 \text{ cm}^2.\text{s}^{-2}$. Sans prétendre comparer nos deux études qui ne se focalisent ni sur la même résolution ni sur la même zone, on peut tout de même noter une bonne concordance en terme d'ordre de grandeur.

Sensibilité à l'intensité du courant Nord

L'intensité du transport du courant nord (comparaison OM8-15.5 et OM8-15.6 ou 15.7) semble avoir un impact non négligeable sur la restratification. Plus ce courant est fort et plus la restratification semble rapide. Cependant ce résultat est obtenu de manière indirecte en augmentant le forçage par le vent, ce qui a pour conséquence de mélanger plusieurs effets. Un test possible serait de garder le vent non corrigé et d'imposer dès le début de la simulation (août 86) un courant nord plus important ou alors un courant nord avec des caractéristiques T-S différentes apportant de l'eau plus légère par exemple.

Nous n'avons pas réalisé cette expérience de sensibilité au courant nord. Elle pourrait être faite en ajoutant une zone tampon en mer Tyrrhénienne afin de contrôler les caractéristiques de ce courant.

Sensibilité aux paramétrisations physiques

Le phénomène de convection profonde est connu pour être sensible aux paramétrisations physiques et plus particulièrement à celles liées au mélange. *Madec et al.* (1991a) montrent entre autres que la formation de la WMDW est peu sensible au coefficient de mélange

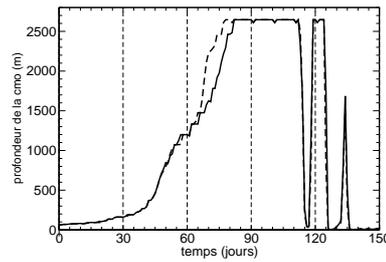


FIG. 3.29 – Série temporelle du maximum sur la zone LION4 de la profondeur de la CMO (en m) de début décembre à fin Avril. L'expérience de référence avec correction du flux de chaleur (OM8-15.7) en trait plein et celle avec changement du paramètre de convection (OM8-15.8) en tiret.

vertical mais très sensible au coefficient de mélange horizontal et cela même avec une grille très fine (2 km de résolution horizontale). Ils concluent : *The smaller the horizontal dissipation coefficients, the stronger the horizontal mixing due to meanders, and the shallower the convection*. Précisons que plus la dissipation horizontale est faible et plus les méandres se développent tôt et vite. Pour mémoire, nous utilisons une diffusion/viscosité horizontale bi-harmonique dans OPAMED8 dont le coefficient vaut $-1.0 \cdot 10^{10} \text{ m}^4/\text{s}$ pour les traceurs et pour la dynamique. La plus petite onde (méandre, tourbillon) représentée dans OPAMED8 a une taille caractéristique d'environ 20 km (2 fois la taille de la maille). Son temps caractéristique d'atténuation par la diffusion vaut 150 jours. Il vaut 10 jours pour une structure de 10 km. La diffusion choisie peut être considérée comme relativement faible. Elle va favoriser le développement et la conservation des méandres dûs à l'instabilité barocline dont la taille caractéristique vaut 40 et 80 km (Madec, 1990).

Les résultats au sujet du mélange horizontal étant acquis depuis les travaux de Madec et al. (1991b), nous avons voulu tester une autre paramétrisation : le schéma de convection qui est activé lorsque la stratification est instable en complément de la diffusion verticale. Ce schéma est appelé *enhanced diffusion* (Madec et al., 1998) et n'était pas utilisé dans la version d'OPA utilisée dans Madec (1990); Madec et al. (1991b,a, 1996).

Le coefficient de diffusion verticale codé dans OPA vaut $1 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ lorsque le schéma de convection est activé. Si on se réfère à des calculs d'ordre de grandeur (Marshall and Schott, 1999; Chanut, 2003, e.g.) le coefficient de diffusion verticale lors de la convection (K_{conv}) peut-être évalué par :

$$K_{conv} \sim l_{norot} w_{norot} \sim h(B_0 h)^{\frac{1}{3}}$$

avec l_{norot} et w_{norot} les échelles caractéristiques de longueur et de vitesse verticales du fluide si la convection n'est limitée ni par la rotation ($t \geq f^{-1}$, $f=10^{-4} \text{ s}^{-1}$), ni par la profondeur finie du bassin ($h < 2700 \text{ m}$ dans notre cas). Notons que ces deux hypothèses ne sont pas forcément vérifiées dans notre cas. Cependant en prenant h (hauteur de la colonne homogène) de l'ordre de 1500 m et B_0 (flux de flottabilité) de l'ordre de $2 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2.\text{s}^{-3}$, on obtient une valeur d'environ $100 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ pour K_{conv} . C'est cette valeur que nous avons décidé d'appliquer pour le test de sensibilité OM8-15.8. Cette valeur est en accord avec celles obtenues dans la littérature : $60 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ pour Chanut (2003) et $50 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ pour Klinger et al. (1996). En modélisation, il est cependant courant de garder la valeur de $1 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ associée au schéma TKE (Chanut, 2003).

En prenant un coefficient de $100 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$, on obtient une convection plus rapide à partir de son déclenchement début février (cf. figure 3.29). Cela implique la formation d'un volume

plus important d'eau profonde (> 29.10), 1.82 Sv dans la zone LION. Cependant l'incertitude liée à ce coefficient (0.1 Sv) est nettement plus faible que celle liée à la connaissance des flux océan-atmosphère qui peut aller jusqu'à 0.9 Sv. Par souci de comparaison avec d'autres études, la valeur de $1 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a été conservée dans cette thèse.

MOIS	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr
$\max(\max(\text{mld}(x,j), x \in \text{LION4}), j \in \text{MOIS})$	161	1199	2646	2646	2646
$\text{moy}(\max(\text{mld}(x,j), x \in \text{LION4}), j \in \text{MOIS})$	102	630	2043	2309	523
$\max(\text{moy}(\text{mld}(x,j), x \in \text{LION4}), j \in \text{MOIS})$	110	679	1792	1792	871
$\text{moy}(\text{moy}(\text{mld}(x,j), x \in \text{LION4}), j \in \text{MOIS})$	68	279	1056	1260	123
$\text{moy}(\text{moy}(\text{mld}(x,j), x \in \text{LION}), j \in \text{MOIS})$	77	209	549	559	74
$\max(\text{moy}(\text{mld}(x,j), j \in \text{MOIS}), x \in \text{LION4})$	100	615	1987	2155	392
$\max(\text{moy}(\text{mld}(x,j), j \in \text{MOIS}), x \in \text{LION})$	142	615	1987	2155	392

TAB. 3.2 – Différentes manières de calculer la profondeur de la couche de mélange (en m) pour un mois donné (MOIS) sur une région donnée (LION4 ou LION). En gras, la valeur qui serait retenue comme la profondeur maximale de la couche de mélange sur l'hiver 1986-87. Les deux dernières lignes correspondent aux valeurs utilisées dans des simulations climatiques pour lesquelles seuls les fichiers mensuels moyens sont conservés.

3.1.6 Discussion

Dans cette partie, nous avons choisi de discuter certains choix fait dans nos diagnostics.

Profondeur de la CMO : quotidienne versus mensuelle

Au cours des simulations climatiques qui seront étudiées dans les chapitres suivants, nous n'avons stocké pour des raisons évidentes que les fichiers de moyennes mensuelles. Cela a un impact sur notre manière d'évaluer la profondeur maximale atteinte par la couche de mélange. En effet, il n'est pas indifférent de travailler en mensuel ou en quotidien pour ce champ. C'est ce que nous voulons mesurer grâce au tableau 3.2 où différentes manières d'évaluer la valeur de profondeur de la CMO sont comparées.

Les cinq premières lignes sont les grandeurs que l'on peut évaluer avec des fichiers quotidiens. Il en ressort que sur l'hiver 1986-87, la profondeur maximale est de 2646 m (le fond) et que la convection culmine en mars. La deuxième méthode de calcul nous semble la meilleure car même en sous-estimant la valeur absolue (2309 m au lieu de 2646 m), elle permet de pointer le mois de mars comme celui où la convection profonde est maximale.

Comparons maintenant à ce que l'on peut obtenir avec des fichiers mensuels (les deux dernières lignes). La conclusion est qu'en prenant le maximum spatial sur la zone LION (ce qu'on utilisera par la suite), on obtient une bonne approximation de la profondeur de la couche de mélange (2155 m au lieu de 2309 m) et le bon mois pour lequel le maximum est atteint. Une étude plus systématique serait nécessaire pour valider ce résultat avec des situations faiblement convectives par exemple. Cependant il est clair que des fichiers mensuels suffisent pour discriminer les événements fortement convectifs des autres.

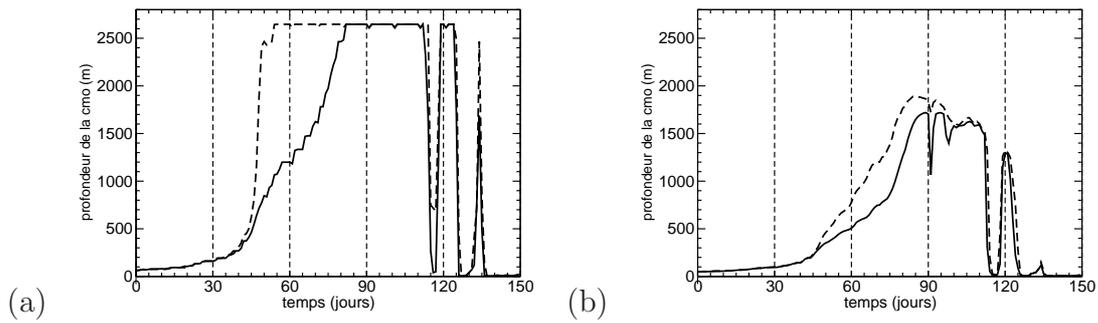


FIG. 3.30 – Comparaison des critères de définition de la profondeur de la couche de mélange (a) pour la valeur maximale sur la zone LION4 et (b) pour la valeur moyenne sur la zone LION4. En trait plein, le critère sur la diffusion verticale et en tiret, le critère en densité (0.011 kg.m^{-3}).

Problème du critère dans le calcul de la profondeur de la CMO

Dans l'étude ci-dessus on définit la profondeur de la CMO grâce à une valeur seuil sur le coefficient de diffusion verticale ($5 \text{ cm}^2/\text{s}$). Dans OPA, une autre manière de définir la profondeur de la CMO est possible. Elle se base sur un critère en écart de densité à la densité de surface. Pour la Méditerranée et dans le cadre du projet MERSEA, un critère de 0.011 kg.m^{-3} est conseillé (Béranger, communication personnelle). La comparaison de ces deux critères est montrée sur la figure 3.30 : maximum de la profondeur de la CMO calculé sur LION4 à gauche et valeur moyenne sur LION4 à droite. Tout d'abord on peut comparer les deux courbes en trait plein : on s'aperçoit que la valeur moyenne atteinte par la convection sur LION4 est de 1700 m au maximum (figure 3.30b) c'est-à-dire beaucoup plus faible que la valeur maximale de 2650 m (figure 3.30a). En prenant une valeur moyenne même sur une petite boîte bien choisie, la convection n'atteint jamais le fond. Cela souligne l'importance de travailler sur le maximum de la profondeur de la CMO sur une zone donnée comme nous le ferons par la suite. En revanche, le point de maximum de profondeur de la CMO est atteint à la même période.

Sur la valeur moyenne (fig. 3.30b), l'écart entre les simulations est assez faible. La phase de restratification est quasiment similaire. La convection, quant à elle, est en avance avec le critère en densité lors de la phase d'approfondissement. La convection est également plus profonde en moyenne avec ce deuxième critère (+200 m) passant de 1700 m à 1900 m.

Concernant le maximum de la profondeur de la CMO (fig. 3.30a), la différence est faible à la restratification mais elle existe. La restratification est moins marquée avec le critère en densité. Une grosse différence apparaît lors de la phase d'approfondissement. En effet, le fond du bassin est atteint fin janvier (E2) avec le critère en densité au lieu de fin février c'est-à-dire avec 1 mois d'avance et en accord avec les résultats du modèle 1D de MS98. Cependant les sections verticales nous permettent de trancher en faveur du critère en diffusivité. En effet, sur les sections verticales de la figure 3.9, il est clair que, lors de E2, la convection a atteint 700 ou 800 m et non pas le fond comme prédit par le critère en densité.

La différence est liée à la faible stratification des eaux profondes méditerranéennes en dessous de 1000 m. Elles semblent mélangées avec un critère de 0.011 kg.m^{-3} alors que ce n'est pas vrai. Ce résultat prouve que le critère en densité n'est pas adapté à ce type de site de convection profonde. Dans la suite de l'étude nous utiliserons le critère en diffusivité.

Problème du critère en densité dans le calcul du taux de formation

Lors du calcul du taux de formation de la WMDW au cours d'un hiver, nous avons été obligés de fixer un seuil (29.10) plus ou moins arbitrairement. Dans notre cas de l'hiver 1986-87, ce seuil s'inspire de la littérature. Cela lui donne une certaine légitimité. Ceci est possible uniquement parce que la simulation que nous utilisons est courte et qu'elle n'a pas eu le temps de dériver. Au cours d'une simulation climatique dans laquelle on laisse le modèle trouver son équilibre, les masses d'eau profonde évoluent et ce seuil n'est plus aussi objectif. On le fixe souvent en lisant une valeur sur une section verticale de densité. Nous nous proposons ici de voir comment varie ce volume lorsque l'on change de seuil pour les expériences OM8-15.5, 15.6, 15.7 et 15.8 (cf. tableau 3.3).

Seuil en kg.m^{-3}	29.05	29.08	29.09	29.10	29.11	29.12
OM8-15.5	1.28	2.39	1.99	2.04	0.84	0.06
OM8-15.6	1.27	1.75	1.96	2.61	1.21	0.08
OM8-15.7	1.08	1.50	1.68	1.72	0.70	0.02
OM8-15.8	1.07	1.49	1.66	1.82	0.71	0.02
OM8-17.2	0.49	0.38	0.33	0.38	0.03	0.01

TAB. 3.3 – Volume d'eau (plus lourde qu'un certain seuil en densité) formée dans la zone LION (en Sv) au cours de l'hiver 1986-87 pour différentes expériences.

La valeur 29.10 constitue clairement un seuil. En effet, dans toutes les expériences, le volume maximal d'eau créé correspond à ce seuil. Si on prend une eau plus lourde, on forme moins d'eau et si on prend une eau plus légère (ex : 29.09), on commence à détruire de l'eau. Par exemple, pour OM8-15.5, on crée 2.04 Sv d'eau plus lourde que 29.10 mais seulement 1.99 Sv pour une eau plus lourde que 29.09. Cela signifie qu'en réalité 0.05 Sv d'eau de densité comprise entre 29.09 et 29.10 a été éliminé au cours de l'hiver. Dans la majorité des expériences, une grande partie de l'eau détruite est plus légère que 29.08 et même que 29.05 et l'eau formée est comprise principalement entre 29.10 et 29.11.

Quelques exceptions : l'expérience OM8-15.6 consomme 0.65 Sv d'eau entre 29.09 et 29.10 ce qui est beaucoup et produit 1.13 Sv d'eau entre 29.11 et 29.12. La correction en sel appliquée pour cette expérience entraîne un décalage des phénomènes vers les eaux lourdes. L'expérience OM8-15.5 se distingue également par la création de 0.40 Sv d'eau entre 29.08 et 29.09, une eau intermédiaire.

La conclusion de ce test est que le seuil de 29.10 est optimal pour cette expérience concernant l'année 1986-87. Pour des expériences plus longues et dont les masses d'eau peuvent avoir dérivé, une combinaison de la méthode de Walin (permettant de fixer la limite entre eau détruite et eau formée) et de sections verticales en densité (permettant de dire si une eau est profonde ou pas) nous donnera le seuil à appliquer.

Remarques : toujours concernant le calcul de ce volume, on voit grâce à la courbe 3.17 que son évaluation par des moyennes mensuelles ou par des moyennes quotidiennes est à peu près équivalente. Cela justifie la pratique "climatique" pour laquelle on utilise les moyennes mensuelles.

Choix de l'année

Avant de conclure, je voudrais mentionner que l'hiver 1991-92 serait un bon candidat pour répéter l'étude faite ici sur l'hiver 1986-87. C'est un des hivers les mieux documentés en terme d'observations et il montre une convection importante (*Schott et al.*, 1996; *Mertens and Schott*, 1998).

3.1.7 Conclusion sur l'étude de cas de l'hiver 1986-87

On a montré qu'OPAMED8 forcé par les flux bruts d'ERA40 ne reproduit pas l'événement convectif observé durant l'hiver 1986-87. En revanche, une correction réaliste du flux de chaleur ou l'utilisation de conditions initiales moins stratifiées suffisent à déclencher une convection très profonde dans OPAMED8. Notons que sur cette zone de convection et en hiver, le flux de chaleur constitue le facteur principal du flux de flottabilité. A partir de la simulation corrigée en flux de chaleur, on montre que le modèle simule correctement les différentes étapes et caractéristiques du phénomène de convection profonde à grande échelle : préconditionnement, entraînement de la LIW, phase d'approfondissement rapide de la couche de mélange, lien avec les événements synoptiques atmosphériques, caractéristiques hydrologiques de la masse d'eau formée, impact de la convection sur la circulation du bassin, restratification par instabilité barocline, propagation de la WMDW vers le sud. Si on tient compte des différentes corrections envisagées en accord avec les observations, on peut estimer le taux de formation de la WMDW à environ 2 Sv pour l'hiver 1986-87. Rappelons que cet hiver est sûrement l'un des plus convectifs de ces dernières décennies en Méditerranée Ouest. La faible résolution du modèle océanique et des forçages atmosphériques entraîne cependant une surface convective trop importante et des limitations concernant la simulation de la phase de restratification. Cela conduit a priori à une surestimation du taux de formation de la WMDW par OPAMED8.

L'utilisation d'un modèle simple de couche de mélange permet de mieux appréhender la relation entre perte de flottabilité hivernale en surface et stratification initiale de la zone convective. Le modèle simple présente un comportement similaire à OPAMED8 dans les différents cas étudiés. C'est donc l'équilibre entre perte de flottabilité et stratification qui fixe au premier ordre le passage de l'état de convection peu profonde à l'état de convection profonde. A l'échelle d'une année, le flux de sel et la tension de vent semblent être des forçages secondaires. Une augmentation du flux de sel en surface augmente le volume de WMDW formé alors qu'une augmentation de la tension de vent le diminue.

3.2 Validité des flux ERA40 à l'échelle climatique et comparaison à ARPEGE-Climat

On a vu dans la partie précédente que l'utilisation de conditions initiales issues d'une simulation forcée par ERA40 ou de celles issues d'une simulation forcée par ARPEGE-Climat entraîne un comportement de la convection profonde complètement différent.

Dans cette partie, nous allons essayer de déterminer si les flux d'ARPEGE-Climat permettent de mieux représenter la convection en Méditerranée et si oui, pourquoi. On utilisera pour cela deux simulations jumelles, l'une forcée par ERA40 (OM8-ERA) et l'autre par ARPEGE-Climat (OM8-ARP). Dans les deux cas, le modèle océanique n'a pas subi de changement et la procédure de spin-up est la même (10 ans avec rappel dans la masse

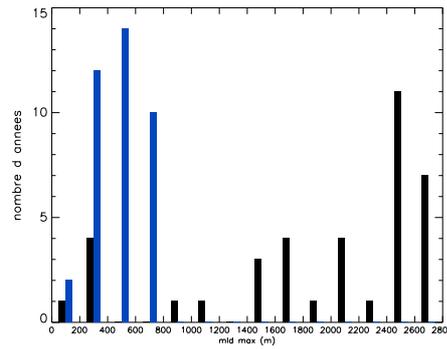


FIG. 3.31 – Histogrammes sur 39 ans pour OM8-ERP (en noir) et OM8-ERA (en bleu) pour le maximum de la profondeur de la couche de mélange (maximum sur JFM et sur LION4).

puis 10 ans en interannuel). Elles possèdent toutes les deux un terme de rappel vers une SST observée en surface. La seule différence entre les deux simulations est que pour OM8-ERA, on a débiaisé le flux de sel pour permettre au modèle de rester stable. En effet, le flux net d'eau (E-P) dans ERA40 est connu pour être inutilisable tel quel dans des simulations méditerranéennes (Josey, 2003). Le tableau 2.1 résume les principales caractéristiques d'OM8-ERA et OM8-ERP.

Les deux simulations durent d'août 1961 à décembre 1999 (39 années complètes) mais OM8-ERP ne représente pas la chronologie réelle des années comme c'est le cas dans ERA40. En effet, ARPEGE-Climat est un modèle de climat sans assimilation de données et il se déconnecte en quelques semaines de cette chronologie. La comparaison entre les deux simulations se fera donc par l'intermédiaire de moyennes et d'écart-types ou un peu mieux grâce à des distributions en différentes classes.

3.2.1 La convection profonde

La figure 3.31 montre que les comportements d'OM8-ERP et d'OM8-ERA sont très différents en terme de profondeur maximale de la CMO et donc probablement en terme de formation de masse d'eau, convection profonde et de circulation thermohaline.

Les distributions sont quasiment disjointes : OM8-ERA ne présente jamais de convection plus profonde que 800 m alors qu'OM8-ERP présente une convection profonde (> 1400 m) dans 80% des cas. On remarque sur la distribution d'OM8-ERP que le processus de convection n'est pas gaussien mais s'apparente plutôt à un processus à seuil. On a en gros trois états différents : la convection peu profonde ($h < 600$ m, 5 années), la convection intermédiaire ($600 < h < 1400$ m, 2 années) qui s'arrête dans la couche de LIW et la convection profonde ($h > 1400$ m, 32 années).

En fait, pour OM8-ERA, la convection dans le Golfe du Lion s'arrête très rapidement dans les 5 premières années de la simulation. Il apparaît une barrière en densité qui inhibe la convection profonde. Cet arrêt rapide de la convection (Roussenov et al., 1995; Wu and Haines, 1996; Myers et al., 1998a; Castellari et al., 2000) est déjà mentionné dans la littérature avec d'autres forçages qu'ERA40 : analyse du CEPMMT, flux de la base de données du Southampton Oceanography Center, analyse du National Meteorology Center (futur NCEP), réanalyse du NMC. Seules des corrections de flux permettent de conserver une convection profonde (Wu and Haines, 1998; Myers et al., 1998a; Castellari et al.,

2000, e.g.) et encore en donnant des caractéristiques θ -S- σ_θ pas toujours en accord avec les observations.

La simulation forcée par ARPEGE-Climat est beaucoup plus réaliste qu'OM8-ERA. En effet, depuis les études de *MEDOC Group* (1970), le nord-ouest du bassin Liguro-Provençal est connu comme le siège régulier d'une convection profonde importante et qui peut atteindre le fond certains hivers. Jusqu'à présent, très peu d'études se consacrent à la variabilité interannuelle de cette convection par manque de données observées et, pour les études de modélisation, par manque de forçages sur le long terme ou par excès de coût numérique.

Pour les observations, citons *Mertens and Schott* (1998) repris dans *Béthoux et al.* (2002) qui recensent les différentes campagnes de mesures sur la zone. De l'hiver 1969 à l'hiver 1994 (26 hivers), *Mertens and Schott* (1998) citent 8 campagnes (1969, 1970, 1972, 1973, 1975, 1982, 1987, 1992) ayant mesuré la profondeur de la couche de mélange en février. Pour ces années, ils obtiennent respectivement des profondeurs de 1750, 1500, 800, 500, 1200, 1100, 2200 et 1400 m. Si on garde la même nomenclature que pour les modèles, cela fait 1 convection peu profonde, 3 convections intermédiaires et 4 convections profondes (> 1400 m). Notons qu'on a observé in-situ une convection atteignant le fond uniquement pendant l'hiver 1987.

En utilisant un modèle de couche de mélange 1D et les flux océan-atmosphère fournis par des stations côtières et le modèle PERIDOT, *Mertens and Schott* (1998) ont simulé 24 des 26 hivers compris entre 1969 et 1994 (les hivers 1980-81 et 1990-91 n'ont pas été simulés par manque de données). Ils obtiennent environ 10% d'hiver sans convection, 20% avec une convection intermédiaire et 70% avec une convection très profonde (17 événements sur 24). Ce dernier chiffre est à comparer avec les 80% d'hivers à convection profonde obtenus avec OM8-ARP. Lorsque l'on effectue ces comparaisons, il faut garder à l'esprit que :

- les campagnes de mesures ne couvrent pas toute la zone de convection ni spatialement ni temporellement. Elles sous-évaluent donc la profondeur maximale de la CMO ;
- le modèle 1D de *Mertens and Schott* (1998) ne reproduit la profondeur observée de la CMO que dans 5 cas sur 8 et encore en acceptant une erreur d'environ 30%. En revanche il ne semble pas biaisé puisqu'il sous-estime aussi souvent qu'il sur-estime ;
- l'absence d'advection latérale dans un modèle 1D empêche une bonne prise en compte de la restratification. Il y a donc une tendance à surestimer la convection dans ce type de modèle.

Castellari et al. (2000) dans une étude basée sur un OGCM forcé de manière réaliste pendant la période 1980-1988 avec les flux du NCEP obtiennent 2 années sans convection, 4 avec une convection intermédiaire et 3 avec une convection profonde. Cette convection profonde 1 année sur 3 est obtenue avec un forçage toutes les 12h et une correction spécifique sur la climatologie en sel utilisée pour le rappel en surface. Notons également le taux de formation d'eau entre 29.00 et 29.15 qui vaut 1.6 Sv en moyenne sur les 9 ans avec des pics à 1.6, 2.5 et 3.5 Sv lors des 3 années convectives.

Cette comparaison aux études disponibles légitime l'utilisation du couple OPAMED8-ARPEGE-Climat plutôt que OPAMED8-ERA40 pour les études de la convection profonde en Méditerranée occidentale : dans la suite nous étudierons sa variabilité interannuelle (cf. chapitre 4 et annexe C) et sa possible évolution au cours du 21ème siècle dans un scénario de changement climatique (cf. annexe D). Avant cela, nous consacrons la suite de ce chapitre à comprendre pourquoi il existe une telle différence entre les simulations forcées

$\mu \pm \sigma$	Chaleur net (W.m^{-2})	E-P (mm/j)	τ (10^{-2} N.m^{-2})	ζ_+ (10^{-7} N.m^{-3})	flottabilité ($10^{-7} \text{ kg/m}^{-2}/\text{s}$)
OM8-ARP	-152.5 ± 37.8	3.9 ± 0.8	14.4 ± 3.8	3.2 ± 1.5	89.6 ± 21.1
OM8-ERA	-147.1 ± 35.2	3.3 ± 0.9	7.6 ± 2.6	2.2 ± 0.6	84.7 ± 19.6

TAB. 3.4 – Valeur moyenne (μ) et écart-type (σ) des flux de surface en hiver (DJF) sur la période 1961-99 des simulations OM8-ARP et OM8-ERA sur la zone LION4.

par les flux d'ERA40 ou par ceux d'ARPEGE-Climat.

3.2.2 Les flux océan-atmosphère

En s'appuyant sur le cas 1986-87, nous allons comparer les simulations OM8-ERA et OM8-ARP sur la zone LION4 et pour des grandeurs intégrées sur la période décembre-janvier-février. La figure 3.32 montre le flux de chaleur (après rappel en SST), le flux d'eau, la norme de la tension de vent et la partie positive du rotationnel de la tension de vent. Le tableau 3.4 résume les caractéristiques de la figure 3.32. Dans cette partie, les flux de chaleur seront toujours indiqués après application du terme rappel c'est-à-dire comme vu par le modèle océanique. Il en est de même pour le flux d'eau d'OM8-ERA.

Variabilité interannuelle des flux sur 39 ans en hiver (DJF)

Pour le flux net de chaleur (valeurs après rappel en SST), OM8-ARP et OM8-ERA sont très similaires : même moyenne, même écart-type et même forme de distribution bimodale avec un pic autour de -125 W.m^{-2} et un autre autour de -170 W.m^{-2} .

Suivant les recommandations de *Bunker* (1972), *Madec et al.* (1991b,a, 1996) utilisent une valeur de -170 W.m^{-2} pour simuler la convection dans le Golfe du Lion. Cette valeur correspond au pic le plus fort de la distribution bimodale. Dans les deux simulations, cela correspond également à environ une année sur trois. Or on voit sur la figure 3.31 que la simulation OM8-ERA ne produit pas de convection profonde alors qu'OM8-ARP en produit régulièrement. Cela signifie que ce n'est pas la faiblesse du flux de chaleur cumulé sur l'hiver qui empêche la convection dans OM8-ERA.

Le flux net d'eau (ou évaporation nette) est plus important dans OM8-ARP que dans OM8-ERA et cela malgré la correction effectuée. Cela signifie que le débiaisage du flux E-P calibré sur le bassin méditerranéen entier n'est pas optimal pour le bassin LION4. Nous avons cependant vu au chapitre précédent que le flux d'eau joue un rôle secondaire dans le flux de flottabilité. Cet écart de flux d'eau entre OM8-ARP et OM8-ERA ne devrait pas expliquer l'écart important en terme de convection. Ce point de vue est confirmé par la remarque suivante : *Bunker* (1972) avance une valeur du flux net d'eau (E-P) de $6,3 \text{ mm/j}$ reprise dans *Madec et al.* (1991b,a, 1996). Cette valeur est bien supérieure à celles d'OM8-ARP et OM8-ERA. Cependant, puisqu'OM8-ARP montre de la convection régulière, c'est que le problème est ailleurs.

La figure 3.32c apporte un début de réponse puisque l'on voit que les distributions de la norme de la tension de vent sont très différentes entre OM8-ERA et OM8-ARP. L'écart

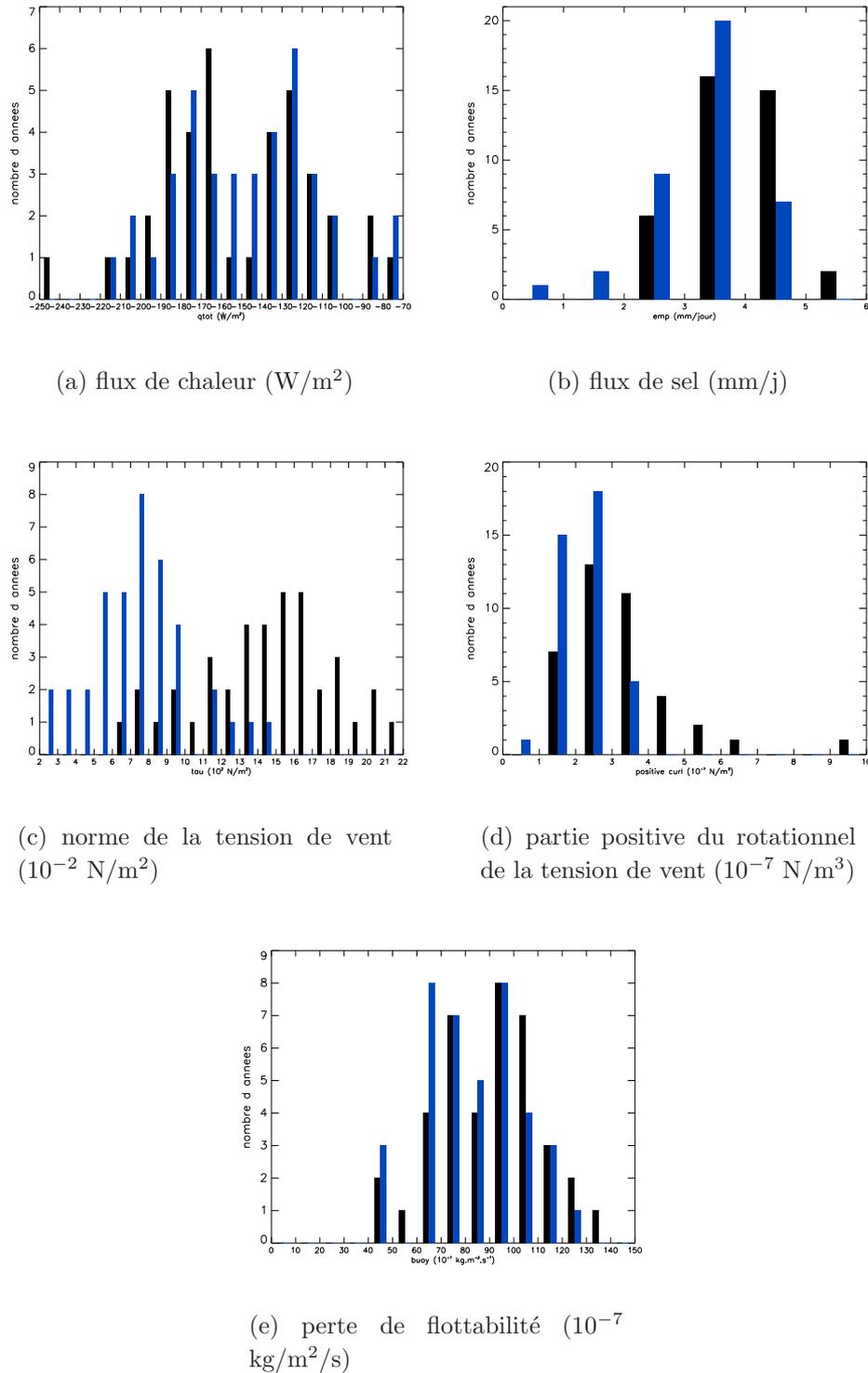


FIG. 3.32 – Histogrammes sur 39 ans pour OM8-ERP (en noir) et OM8-ERA (en bleu) sur la zone LION4 en moyenne sur DJF pour les flux air-mer.

type est quasi-identique mais la valeur moyenne est le double dans OM8-ERP. C'est cette remarque qui justifie *a posteriori* le test de sensibilité des expériences OM8-15.4 et OM8-15.5 dans lesquelles on a multiplié la tension de vent par deux.

Notons que la différence de rotationnel de la tension de vent (3.32d) entre les deux expériences n'est pas négligeable. Cependant les deux derniers champs sont fortement corrélés sur cette zone où les vents dominants soufflent toujours dans le même sens en hiver.

A l'échelle saisonnière et après correction du flux de sel, on peut conclure que c'est le vent d'ERA40 qui pose problème pour obtenir de la convection dans OM8-ERA.

Retour sur l'année 1986-87

Replaçons l'année 1986-87 dans la variabilité interannuelle des deux simulations. Pour le flux net de chaleur, la valeur non corrigée de l'hiver 1986-87 vaut -186.8 W.m^{-2} , ce qui situe cette année parmi les années à forts flux négatifs. Seules 4 années (respectivement 5) possèdent des flux de chaleur plus négatifs que -190 W.m^{-2} dans OM8-ERA (respectivement OM8-ARP). Le flux de chaleur d'ERA40 même non corrigé devrait donc être suffisant pour faire de la convection en 1986-87. OM8-ARP prouve en tous cas que l'on peut obtenir de la convection profonde dans un modèle 3D réaliste sans forcément dépasser les -200 W.m^{-2} en moyenne hivernale.

Cette distribution indique également que l'hiver 1986-87 réel (celui décrit par MS98) est un événement extrême puisque le flux de chaleur corrigé pour ajuster les observations (cf. OM8-15.7 par exemple) vaut -313.5 W.m^{-2} , ce qui est supérieur à toutes les valeurs observées dans OM8-ARP. Cela est souligné par l'étude de MS98 qui estime que le flux de chaleur en hiver sur cette zone vaut -180 W.m^{-2} en moyenne avec un minimum à -65 W.m^{-2} et un maximum à -350 W.m^{-2} , c'est l'hiver 1986-87. On peut donc conclure que même si ERA40 produit des flux de chaleur de bonne qualité en général, il est incapable de reproduire le flux de l'année 1986-87 car celle-ci est exceptionnelle en terme de flux de chaleur.

Pour le bilan E-P, la valeur pour l'année 1986-87 vaut 3.5 mm/j dans OM8-ERA (corrigée)⁵ en moyenne sur LION4. Cela place l'année 86-87 dans la moyenne des années d'OM8-ERA et d'OM8-ARP entre 3 et 4 mm/j , ce qui est suffisant pour faire de la convection profonde si on se réfère à OM8-ARP.

En moyenne sur DJF, la norme de la tension de vent vaut $11.2 \cdot 10^2 \text{ N.m}^{-2}$, ce qui place l'hiver 1986-87 parmi les hivers à fort vent d'OM8-ERA (dans les 10% les plus forts) mais dans les hivers à faible vent d'OM8-ARP (dans les 25% les plus faibles). En multipliant la tension par deux (OM8-15.5 ou OM8-15.4 par exemple) on se retrouve dans les hivers avec les plus forts vents d'OM8-ARP.

Rappelons que même avec cette correction (faite sur l'année 1986-87), on n'observe pas de convection profonde dans OM8-15.4. Il faut absolument ajouter la correction sur le flux de chaleur (OM8-15.5) ou changer les conditions initiales (OM8-17.2) pour l'obtenir.

La comparaison des flux de l'année 1986-87 avec la distribution des années d'OM8-ARP montre qu'après correction du flux de sel et du flux de quantité de mouvement, OM8-15.4 devrait convecter. Ce qui n'est pas le cas. Cette conclusion ajoutée au fait qu'OM8-17.2 convecte montre définitivement que ce sont les conditions de stratification avant l'hiver qui pose un problème dans la simulation OM8-ERA. Celles-ci sont héritées de plusieurs années

⁵Avant correction, elle vaut 2.4 mm/j comme dans OM8-15.7 par exemple

$\mu \pm \sigma$	Chaleur net (W.m^{-2})	E-P (mm/j)	τ (10^{-2} N.m^{-2})	ζ_+ (10^{-7} N.m^{-3})	flottabilité ($10^{-7} \text{ kg/m}^{-2}/\text{s}$)
OM8-ARP	-187.7 ± 221.4	4.9 ± 4.5	19.4 ± 18.9	7.5 ± 7.5	110.6 ± 123.1
OM8-ERA	-186.8 ± 154.0	3.5 ± 6.2	14.7 ± 14.5	5.1 ± 5.1	106.4 ± 89.9

TAB. 3.5 – Valeur moyenne (μ) et écart-type (σ) des flux de surface calculés à partir des fichiers quotidiens en hiver (DJF) des simulations OM8-ARP (1979-80) et OM8-ERA (1986-87) sur la zone LION4.

sans convection dont la cause initiale semble être le problème de la représentation du vent.

Variabilité spatiale

Madec et al. (1991a) montrent que la variabilité spatiale du flux de flottabilité peut jouer un rôle sur la convection. Si la zone de fort flux est plus étendue (variabilité spatiale faible) alors la convection sera plus forte car l'advection latérale d'eau peu dense sera moins favorisée. Cet argument serait plutôt en faveur d'une convection accrue dans OM8-ERA car ERA40 possède une résolution spatiale plus faible mais ce n'est pas le cas. De plus, en comparant des moyennes de flux sur LION et LION4, on s'aperçoit que cette variabilité spatiale est comparable dans OM8-ERA et OM8-ARP.

Variabilité temporelle haute fréquence

Madec et al. (1991a) et *Artale et al.* (2002) montrent également que la variabilité temporelle haute fréquence (échelle quotidienne) des champs est importante. *Madec et al.* (1991a) montrent que neuf événements forts et courts (-425 W.m^{-2} , $+15.7 \text{ mm/j}$, 4 jours) à intervalle régulier pendant 3 mois créent des eaux plus lourdes et en plus grande quantité qu'un forçage moyen (-170 W.m^{-2} , $+6,3 \text{ mm/j}$) régulier pendant les 90 jours (le flux moyen sur 90 jours étant le même dans les deux expériences). Cette variabilité temporelle minimise les instabilités baroclines et favorise la convection très profonde.

Pour vérifier ce point, nous avons choisi une année particulière (1979-80) d'OM8-ARP, celle dont la valeur moyenne du flux de chaleur est la plus proche de l'année 1986-87. De plus, l'année 1979-80 d'OM8-ARP présente une couche de mélange dont le maximum atteint le fond pendant 36 jours sur la période JFM. Nous avons cherché à savoir si les événements de forts flux (Mistral, passage de dépressions) étaient plus forts dans ARPEGE que dans ERA40. L'idée est que la variabilité quotidienne pourrait être un facteur clé du déclenchement de la convection.

Les distributions des flux quotidiens pour les 2 années, l'une avec OM8-ARP et l'autre avec OM8-ERA sont visibles sur la figure 3.33 et sont résumées dans le tableau 3.5 (la valeur moyenne pour τ diffère des 11.2 N.m^{-2} annoncés ci-dessus pour l'année 1986-87 d'OM8-ERA car ce terme est non-linéaire et dépend du fait qu'on l'on prend des valeurs quotidiennes ou mensuelles pour le calculer). On voit qu'OM8-ARP présente plus de jours de forçages extrêmes :

- 9 jours avec des pertes de chaleur supérieure à -550 W.m^{-2} dans OM8-ARP au lieu de 2 dans OM8-ERA ;
- 8 jours avec une évaporation nette supérieure à 12 mm/jour dans OM8-ARP au lieu de 1 dans OM8-ERA.

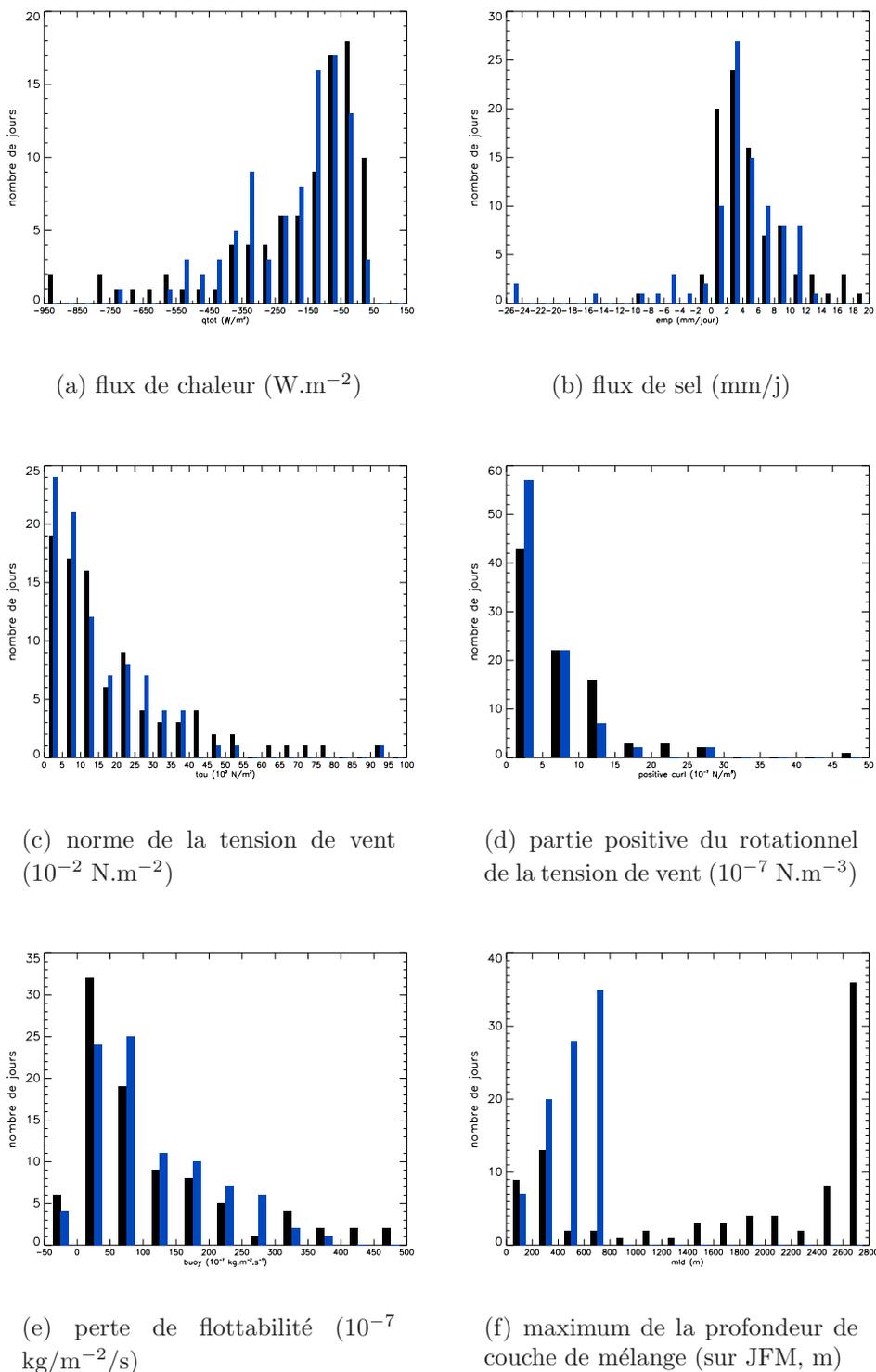


FIG. 3.33 – Histogrammes à partir des valeurs quotidiennes sur la période hivernale DJF pour l’année 1979-80 d’OM8-ARP (en noir) et l’année 1986-87 d’OM8-ERA (en bleu) sur la zone LION4.

– 13 jours avec un τ supérieur à $40 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$ dans OM8-ARP au lieu de 3 dans OM8-ERA. Ces jours de flux extrêmes, peu nombreux, représentent cependant une part importante du forçage de la convection profonde. On voit que la conclusion “il y a plus d’événements extrêmes dans ARPEGE-Climat que dans ERA40” est valable pour tous les flux océan-

atmosphère. Cette idée est renforcée par le fait que l'écart-type calculé avec les valeurs quotidiennes est plus grand dans OM8-ARP que dans OM8-ERA sauf pour le flux d'eau car ERA40 présente beaucoup de jours à fortes précipitations, ce que ne fait pas ARPEGE-Climat.

Il est également intéressant de noter qu'à l'échelle quotidienne, les événements extrêmes sont plus extrêmes dans LION4 que dans LION (figure non montrée). Cela signifie que les modèles ERA40 et ARPEGE-Climat produisent tous les deux une variabilité spatiale avec des extrema de flux au dessus de la zone de convection.

Dernière remarque sur la figure 3.33 : ARPEGE-Climat est capable de produire des flux quotidiens de chaleur compris entre -900 et -950 W.m^{-2} qui se comparent donc très bien à la valeur de -1000 W.m^{-2} souvent mentionnée dans la littérature pour le maximum quotidien.

3.3 Conclusion et validation d'OM8-ARP

A l'échelle saisonnière et concernant le processus de convection profonde au large du Golfe du Lion, la différence entre les flux ARPEGE-Climat et les flux ERA40 se situe dans les vents en surface dont la tension semble environ 2 fois plus faible dans ERA40 que dans ARPEGE-Climat. Cette faiblesse des vents dans ERA40 a déjà été décrite par *Ruti et al.* (2005) en comparant les vents provenant d'ERA40, des analyses opérationnelles du CEPMMT à 40 km de résolution, du satellite Quicksat et de données bouées. Leur étude porte entre autres sur la zone de convection profonde au large du Golfe du Lion. Ils concluent qu'ERA40 sous-estime les vents surtout quand ils sont forts. Les analyses opérationnelles ont le même biais mais moins important a priori grâce à une plus haute résolution (40 km). L'objectif de leur travail étant d'aboutir à un forçage d'un modèle océanique de mer Méditerranée, ils concluent qu'il faudra corriger les vents ERA40 ou utiliser des formules bulk comme conseillé par *Eymard et al.* (2003).

Béranger et al. (2006) renforcent ce point de vue : les vents ERA40 sont trop faibles pour forcer la convection dans le Golfe du Lion. Au contraire, grâce à une meilleure résolution, les vents des analyses opérationnelles sont capables de forcer la convection. Le problème avec les analyses opérationnelles étant alors que la période disponible à haute résolution est trop courte (depuis 1998) et trop inhomogène (changement de modèle en cours de route) pour étudier correctement la variabilité interannuelle de la convection.

Grâce à une étude portant sur la mer Adriatique (bassin plus contraignant que la Méditerranée Ouest en terme de résolution), *Signell et al.* (2005) estiment que les vents des analyses opérationnelles sont sous-estimés de 36% par rapport aux observations et cela malgré une résolution spatiale de 40 km (T511). Le meilleur modèle dans leur étude semble être le modèle à aire limité LAMI dont la résolution spatiale est de 7 km. Ils soulignent cependant l'intérêt des outils provenant du CEPMMT car ils sont les meilleurs en terme de chronologie temporelle. Le passage à un LAM (Limited Area Model) haute résolution forcé par les analyses améliore l'intensité absolue des vents mais dégrade légèrement leur chronologie.

En s'appuyant sur l'étude interannuelle et sur l'étude de cas de l'hiver 1986-87, on peut conclure que ce sont des tensions de vent trop faibles qui inhibent la convection au large du Golfe du Lion dans OM8-ERA. Le modèle océanique ayant été forcé par des vents trop faibles pendant plusieurs années, des mécanismes (*doming* trop faible, accumulation de

LIW, absence prolongée de convection) se mettent en place et entraînent petit à petit une stratification forte de la colonne d'eau. Celle-ci empêche complètement la convection même en présence d'un hiver exceptionnel tel que 1986-87.

En Méditerranée, les travaux de *Myers et al.* (1998a); *Castellari et al.* (2000); *Artale et al.* (2002) avaient déjà souligné l'importance d'avoir une bonne qualité des vents (haute résolution spatiale et temporelle) pour forcer des modèles de Méditerranée.

Il est clair par ailleurs que le flux net d'eau est également de mauvaise qualité dans ERA40. Cependant, ce point est moins problématique car le flux d'eau peut-être assez facilement débiaisé grâce à des simulations avec rappel newtonien en surface qui permettent de diagnostiquer *a posteriori* le flux d'eau manquant.

La variabilité temporelle haute fréquence des flux océan-atmosphère dans ERA40 est également mise en cause. Les événements extrêmes quotidiens sont moins extrêmes dans ERA40 que dans ARPEGE-Climat. Ce point est mis en avant également par *Ruti et al.* (2005) pour la force du vent. Les événements extrêmes à l'échelle interannuelle (1986-87 par rapport aux autres années) semblent également sous-estimés par ERA40.

Les enseignements des études citées ci-dessus et ceux du projet européen PRUDENCE (rapport disponible sur <http://prudence.dmi.dk/>) nous permettent de penser que la faible résolution spatiale des flux ERA40 est la clé pour expliquer les problèmes de vents et d'extrêmes.

Par ailleurs, il est clair qu'une correction simple des flux ERA40 n'est pas envisageable ... comment corriger les extrêmes ou même les vecteurs vent à l'échelle du bassin ?

Le besoin de réanalyse régionale ou plus simplement d'une descente en échelle dynamique (*dynamical downscaling*) par l'intermédiaire des LAMs se fait donc sentir afin d'obtenir des flux à la fois chronologiques et à haute résolution. Différentes stratégies de couplage entre ERA40 et les LAMs sont à l'étude sur de courtes périodes (*Beck et al.*, 2004). Il semble entre autres qu'un saut de résolution de 120 km à 20 km soit possible sans trop dégrader la simulation régionale. Sur le domaine méditerranéen, un première descente en échelle dynamique a été réalisé très récemment par *Sotillo et al.* (2005) à l'aide du LAM REMO à 50 km de résolution et des réanalyses du NCEP sur la période 1958-2001. Une technique de rappel spectral (ou *spectral nudging*) est utilisée pour contraindre les grandes échelles du LAM mais il n'y a pas de schéma d'assimilation de données dans REMO. Le jeu de données à haute résolution issu de REMO montre un bon comportement pour la pression mer, la température à 2 mètres et le vent à 10 m. L'amélioration de la réanalyse du NCEP est surtout visible pour le vent et pour les extrêmes de vent et de température. Ils montrent également que, comme ERA40, la réanalyse du NCEP sous-estime les vents en Méditerranée et plus particulièrement les vents forts. Cela est très net dans une zone telle que le golfe du Lion.

Par ailleurs, le projet européen ENSEMBLES vise un *dynamical downscaling* des 40 ans de la réanalyse ERA40 en mode climat et à une échelle de 20 km. Il sera intéressant de reprendre l'étude menée dans ce chapitre avec les données de *Sotillo et al.* (2005) ou celles du projet ENSEMBLES lorsqu'elles seront disponibles (début 2007 a priori).

D'autres améliorations à l'étude au CNRM sont également prévisibles dans les prochaines années concernant l'évaluation des flux turbulents et des précipitations. On pense entre autres à de nouvelles générations de paramétrisations des échanges océan-

atmosphère et à des progrès dans la physique turbulente et nuageuse des modèles de climat.

De l'étude menée ci-dessus, on conclut par ailleurs que le processus physique de formation de la WMDW est très complexe et que sa modélisation dans un OGCM sur de longues périodes est un réel challenge en l'état actuel de nos connaissances. De ce point de vue la qualité de la simulation OM8-ARP est rare puisqu'elle maintient sans correction de flux une convection profonde stabilisée et présentant une forte variabilité interannuelle pendant plus de 40 ans et même pendant 140 ans comme on peut le voir dans *Somot et al.* (2005). Profitant de ce bon accord entre OPAMED8 et ARPEGE-Climat version 3, nous allons étudier ci-dessous le processus de convection profonde dans le Golfe du Lion ainsi que sa variabilité saisonnière et interannuelle.

Chapitre 4

Etude de la variabilité interannuelle des flux air-mer en Méditerranée et de la formation de la WMDW à l'aide d'un modèle couplé régional

Sommaire

4.1	Mise en place du AORCM	108
4.2	Etude du spin-up	108
4.3	Etude du bassin méditerranéen	112
4.3.1	Flux de surface	112
4.3.2	Topographie dynamique et circulation de surface	121
4.3.3	Température et salinité	123
4.3.4	Densité en surface et profondeur de la couche de mélange	124
4.3.5	Formation des masses d'eau et circulation thermohaline	128
4.4	Etude de la formation de la WMDW	131
4.4.1	Préambule concernant les corrélations	131
4.4.2	Flux de surface	133
4.4.3	Température et salinité	136
4.4.4	Profondeur de couche de mélange	139
4.4.5	Stratification en novembre	141
4.4.6	Formation d'eau dense par les flux de surface	147
4.4.7	Taux de formation de la WMDW	148
4.4.8	Caractéristiques θ -S- ρ de la WMDW formée	151
4.4.9	Fonction de retournement	154
4.4.10	Restratification	155
4.4.11	Export de la WMDW nouvellement formée	157
4.4.12	Synthèse concernant les corrélations temporelles	158
4.4.13	Téléconnexions	166
4.5	Conclusion	169
4.6	Perspectives	171
4.6.1	Idées pour tester les rétroactions	171

4.6.2	Problème de chronologie	171
4.6.3	Idées de correction des dérives	172
4.6.4	Vers un scénario couplé régional corrigé	172

4.1 Mise en place du AORCM

La mise en place du AORCM S.A.M.M. (Sea-Atmosphere Mediterranean Model) a été décrite dans le chapitre 2. Ici nous étudierons ce modèle d'un point de vue océanique en comparant la simulation couplée **CAM** aux simulations forcées **OM8-ERA** et **OM8-ARP**. Nous expliquerons tout d'abord les dérives observées dans la simulation du modèle couplé. Ensuite, en se plaçant à l'échelle du bassin méditerranéen, nous étudierons le comportement moyen et la variabilité interannuelle du modèle sur 40 ans en comparaison avec d'autres sources de données. Enfin, nous nous attarderons plus en détails sur l'étude de la variabilité interannuelle de la convection profonde dans le golfe du Lion (zone LION, cf. figure 4.1).

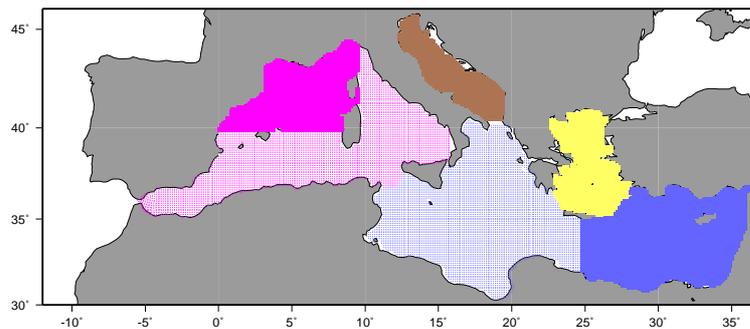


FIG. 4.1 – Description des bassins utilisés pour l'analyse des simulations. Bassin Ouest (MEDW) : rose, Bassin Est (MEDE) : bleu, Bassin Levantin (LEVA) : bleu uni, Golfe du Lion (LION) : rose uni, Mer Egée (EGEE) : jaune, Mer Adriatique (ADRI) : marron.

4.2 Etude du spin-up

La description des spin-up d'OM8-ERA et OM8-ARP a été faite dans le chapitre 2. Nous nous attardons ici sur le spin-up de CAM. Comme on peut le voir sur la figure 4.2a (toutes les variables des figures 4.2 et 4.3 sont moyennées sur l'ensemble du bassin méditerranéen, l'évolution temporelle présente une valeur par an), le flux de chaleur de la simulation CAM0 se stabilise très rapidement autour des mêmes valeurs qu'OM8-ARP0 (environ -8 W.m^{-2}). Au niveau de l'équilibre SST-flux de chaleur, le modèle couplé réagit donc comme le modèle forcé sauf que le couplage remplace le terme de rappel newtonien en SST. On a vu que le flux net de chaleur moyen d'ARPEGE-Climat vaut environ -40 W.m^{-2} sur l'année, ce qui pompe beaucoup plus de chaleur à la mer Méditerranée que ce que le transport à Gibraltar n'en apporte ($+ 6 \text{ W.m}^{-2}$ environ dans les trois modèles océaniques¹). La SST diminue donc (fig. 4.3a) jusqu'à atteindre un certain équilibre. La raideur du couplage

¹On peut se référer à Somot (2003) et Somot et al. (2005) pour une analyse des bilans de chaleur et de sel liés l'équilibre entre les flux de surface et les transports à Gibraltar.

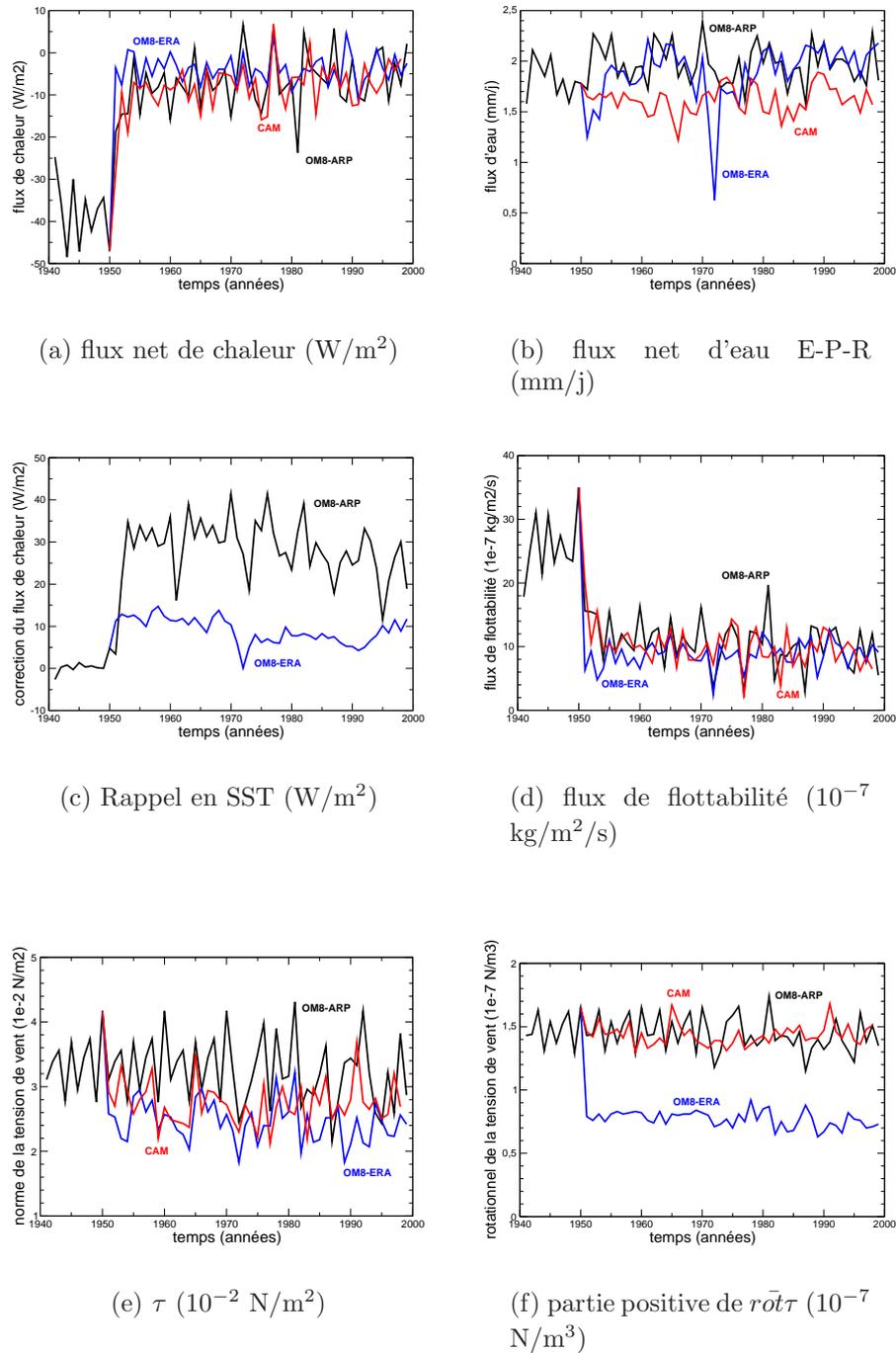


FIG. 4.2 – Evolution temporelle sur l'ensemble de la Méditerranée des forçages en moyenne annuelle (flux de chaleur, flux d'eau, terme de rappel en SST, flux de flottabilité, norme de la tension de vent, partie positive du rotationnel de la tension de vent) pour les 3 expériences OM8-ARP (noir), OM8-ERA (bleu) et CAM (rouge). Premier spin-up (OM8-R3D) de 1941 à 1950, deuxième spin-up de 1951 à 1960 (OM8-ARP0, OM8-ERA0 et CAM0), simulation libre de 1961 à 1999.

semble un peu plus faible que les $40 W.m^{-2}.K^{-1}$ imposés dans OPAMED8 puisque pour un flux comparable, la SST est plus froide dans SAMM que dans OPAMED8.

La grande différence entre CAM et OM8-ARP est le biais de SSS. Après un choc initial,

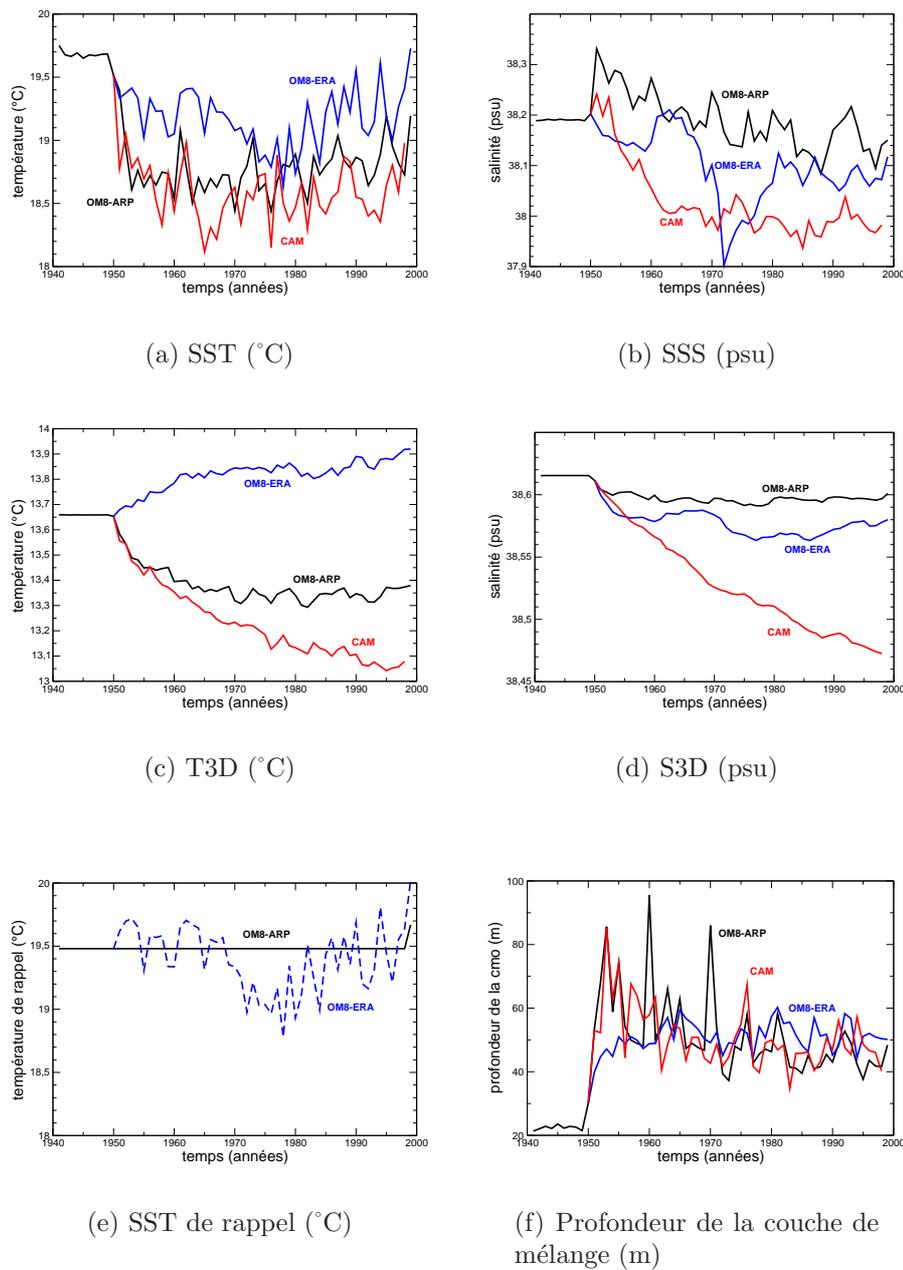


FIG. 4.3 – Même légende que la figure 4.2 pour les caractéristiques hydrologiques (température et salinité de surface, température et salinité moyenne, SST utilisée pour le rappel, profondeur de la couche mélange (turbocline)).

OM8-ARP0 montrait une SSS stabilisée à une valeur proche de la climatologie MedAtlas-II. Dans CAM0, la SSS dérive sensiblement de 1950 à 1960 (cf. figure 4.3b). Elle ne se stabilise qu'à partir de 1970 dans CAM. Cette dérive forte en SSS provient très nettement du flux E-P-R (figure 4.2b). Dans CAM0, il est nettement plus faible (-25% environ) que dans OM8-ARP0 alors qu'aucun réglage de la physique n'a eu lieu entre ARPEGE-Climat et SAMM. Cette différence est donc forcément liée au couplage et plus précisément à la rétroaction de la SST sur l'évaporation. Une SST plus froide, entraîne une diminution nette de l'évaporation. Cette diminution de l'évaporation entraîne également une diminution des

précipitations mais au bilan, le terme E-P diminue².

Si l'on regarde plus attentivement la localisation géographique et temporelle des différences d'évaporation et de précipitations, on s'aperçoit qu'elles sont surtout présentes en hiver et dans le bassin Est. L'été les deux modèles sont très proches. Cela provient essentiellement du biais de SST qui est plus important dans le bassin Est en hiver : voir la figure 4.4 pour l'écart entre CAM et OM8-ARP en hiver, ou la figure B.4 (annexe B) pour l'écart à la climatologie de *Smith et al.* (1996).

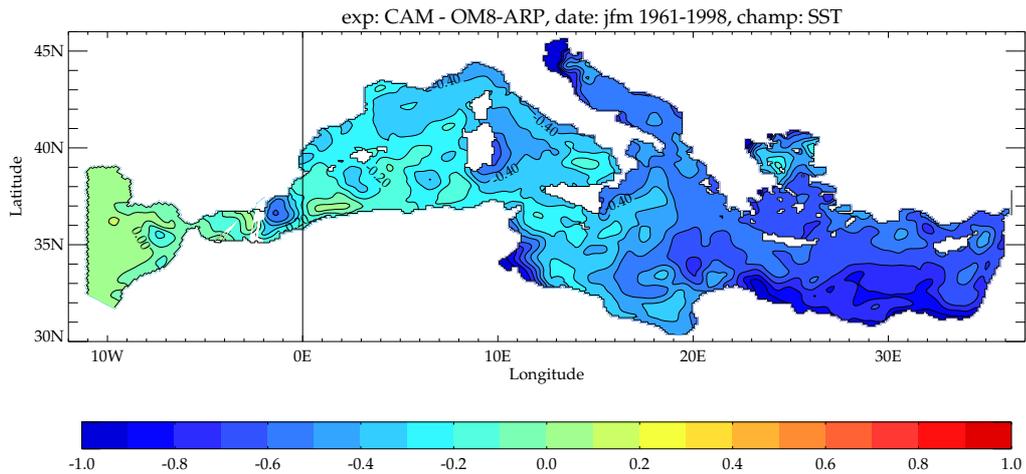


FIG. 4.4 – Ecart moyen de température de surface de la mer entre CAM et OM8-ARP sur la période 1961-1998 en hiver (JFM).

Puisque le biais de SSS est présent en hiver, il influence fortement la formation des masses d'eau. On peut s'attendre à moins d'événements convectifs profonds dans CAM et quand ceux-ci ont lieu, les eaux formées auront une salinité moins élevée et par conséquent à une température plus froide. On retrouve ces deux tendances dans les variables de température et de salinité intégrées sur la verticale (T3D, fig. 4.3c et S3D, fig. 4.3d). Le comportement le plus notable est celui de S3D qui ne se stabilise pas même en fin de simulation.

L'ensemble des problèmes décrits ci-dessus semble provenir du flux net de chaleur produit par ARPEGE-Climat sur la Méditerranée. La perte de chaleur est trop importante. Des recherches sont en cours au CNRM pour essayer d'améliorer les flux air-mer dans ARPEGE-Climat (Belamari, communication personnelle) et la stabilité d'OPAMED8 sous ces nouveaux forçages nous servira d'outil de validation.

²On rappelle que, dans SAMM, les fleuves sont climatologiques. On peut penser que la mise en place d'un couplage pour les fleuves pourrait diminuer ce défaut. En effet, si le débit des fleuves était piloté par les pluies de SAMM, leur débit diminuerait également compensant au moins en partie la diminution de E-P. Néanmoins, puisque le bassin méditerranéen est source d'humidité pour le reste de la planète, nous pensons que même dans le cas d'un couplage complet, le bilan E-P-R de SAMM serait plus faible que celui d'ARPEGE-Climat entraînant une dérive de la SSS. Un modèle couplé régional n'a aucune raison d'avoir un bilan d'eau fermé contrairement à un modèle couplé global.

4.3 Etude du bassin méditerranéen

On analyse maintenant les simulations CAM et OM8-ARP sur la période de simulation après le spin-up, démarrant en 1961.

4.3.1 Flux de surface

Etat moyen

Les valeurs moyennes des différents forçages sont données dans le tableau 4.1. Les valeurs ont été moyennées temporellement sur la période disponible et spatialement sur le bassin méditerranéen. Notons qu'aucune des variables du tableau 4.1 ne montre de dérive statistiquement significative sur la période considérée. On a ajouté d'autres jeux de flux pour comparaison dans le tableau 4.2.

Flux de chaleur :

Une liste détaillée des observations concernant le flux net de chaleur peut être trouvée dans *Sevault and Somot* (2005). On en tire que le flux de chaleur est de l'ordre de $-7 \pm 3 \text{ W.m}^{-2}$.

Grâce aux tableaux 4.1 et 4.2, on voit que les modèles atmosphériques forcés par des SST sont toujours en dehors de la fourchette. ERA40 semble être la meilleure source de données de ce point de vue là. Le flux de chaleur de CAM moyenné vaut -7.1 W.m^{-2} en très bon accord avec les observations et légèrement plus fort que pour OM8-ARP i.e. forçage ARPEGE avec rappel en SST (-5.9 W.m^{-2}).

Pour CAM, l'intervalle de confiance autour de la valeur -7.1 W.m^{-2} vaut $\pm 1.6 \text{ W.m}^{-2}$ avec un niveau de confiance de 5%. Les valeurs d'OM8-ARP et de CAM sont donc statistiquement semblables.

	CAM 1961-98	OM8-ARP 1961-99	OM8-ERA 1961-99
Flux net de chaleur (Q_{tot}) avant rappel (W.m^{-2})	-7.1 (5.0)	-34.3 (10.8)	-12.3 (4.3)
Flux net de chaleur (Q_{tot}) après rappel (W.m^{-2})	-7.1 (5.0)	-5.9 (6.4)	-4.1 (3.4)
Flux d'eau E-P (mm/an)	788 (56)	917 (73)	693 (105)
Flux d'eau E-P-R (mm/an)	588 (56)	717 (73)	493* (105)
Perte de flottabilité ($10^{-7} \text{ kg/m}^2/\text{s}$)	9.4 (2.7)	10.1 (3.6)	9.1 (2.0)
Norme de la tension de vent (τ , en 10^{-2} N.m^{-2})	2.7 (0.3)	3.2 (0.5)	2.4 (0.3)
Partie positive du rotationnel de τ ($\text{rot}(\tau)_+$, en 10^{-7} N.m^{-3})	1.43 (0.08)	1.43 (0.14)	0.76 (0.07)

TAB. 4.1 – Valeurs moyennes et écarts-types interannuels des forçages pour les simulations CAM, OM8-ARP et OM8-ERA (moyennes sur le bassin méditerranéen et sur la période temporelle indiquée). * : la simulation OM8-ERA a été finalement corrigée afin d'augmenter cette valeur à 702 mm/an. Les écarts-types sont indiqués entre parenthèses.

La figure 4.5 donne, pour les trois expériences, la répartition spatiale du flux net de chaleur moyenné sur l'année et corrigé par le terme de rappel pour OM8-ARP et OM8-ERA. La similitude est importante même si le champ d'OM8-ERA présente une résolution

	ECMWF 1999-2003	ERA15 1979-1993	LMDZ 1980-89
Q_{tot} avant rappel ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)	-29.7 (6.0)	+0.01	+22.7
E-P (mm/an)	781 (66)	597 (40)	1015

TAB. 4.2 – Valeurs moyennes et écarts-types interannuels des forçages pour d’autres jeux de données atmosphériques (moyennes sur le bassin méditerranéen et sur la période temporelle indiquée). Les données ECMWF se trouvent dans Béranger et al. (2006), celles d’ERA15 dans Boukthir and Barnier (2000) ou ont été calculées par nos soins, et celles de LMDZ ont été fournies par Bozec (communication personnelle). Les écarts-types sont indiqués entre parenthèses.

plus faible. Les zones de fortes pertes de chaleur (golfe du Lion, mer Adriatique, mer Egée) sont nettement visibles. Notons que la zone de formation de la LIW n’apparaît pas comme une zone au bilan de chaleur négatif sur l’année. Les upwellings apparaissent comme des zones où l’océan se réchauffent au contact de l’atmosphère. Il est intéressant de noter que CAM est capable de reproduire ce processus (cf. sud de la Sicile par exemple) alors que dans OM8-ARP et dans OM8-ERA, c’est le terme de rappel qui crée cette zone (cartes non montrées).

La climatologie de flux observés du SOC³ (Josey et al., 1999; Artale et al., 2002) possède un biais positif en ce qui concerne le flux net de chaleur (valeur moyenne de +42 W/m^2). Cependant, elle peut être utilisée pour valider la variabilité spatiale de notre flux net de chaleur. La climatologie du SOC situe des minima du flux de chaleur au nord-ouest de la Méditerranée, en mer Adriatique, au nord de la mer Ionienne et en mer Egée reproduisant ainsi la géographie des principaux vents continentaux (Mistral, Bora, Etésiens). Elle situe les maxima du champ en mer d’Alboran, dans le détroit de Sicile et au sud de la Turquie. Les trois simulations sont en bon accord avec la climatologie du SOC pour la variabilité spatiale du flux net de chaleur. Les cartes de la figure 4.5 se comparent également bien avec celle présentée dans Artale et al. (2002) qui possède une plus haute résolution et décrit donc l’effet des upwellings.

Flux d’eau :

Sevault and Somot (2005) fournissent également une liste détaillée des observations pour le flux d’eau. Le débit des fleuves semble être compris entre 100 (Mariotti et al., 2002) et 270 mm/an (Béthoux, 1979). Tomczak and Godfrey (1994) proposent une valeur intermédiaire de 220 mm/an. Le flux d’eau (E-P) est également très mal connu. Les observations le situent entre 600 et 1476 mm/an (Boukthir and Barnier, 2000). L’étude des réanalyses montre que celles-ci se situent à la limite basse de l’estimation : 594 mm/an pour Boukthir and Barnier (2000) avec ERA15, 667 mm/an pour Mariotti et al. (2002) avec le NCEP et 603 mm/an avec ERA15.

De notre point de vue, la stabilité en sel d’une simulation océanique est un bon indicateur de la qualité du flux E-P donné par un modèle atmosphérique. Avec la configuration d’OPAMED8, une valeur proche de celle d’ARPEGE-Climat (917 mm/an) semble nécessaire pour maintenir un contenu salin stable et égal à celui préconisé par MedAtlas-II pour l’ensemble de la mer Méditerranée. Ce résultat dépend évidemment de la configuration du modèle (transport de sel à Gibraltar, fleuves ajoutés) mais cela semble montrer encore

³SOC : Southampton Oceanography Center

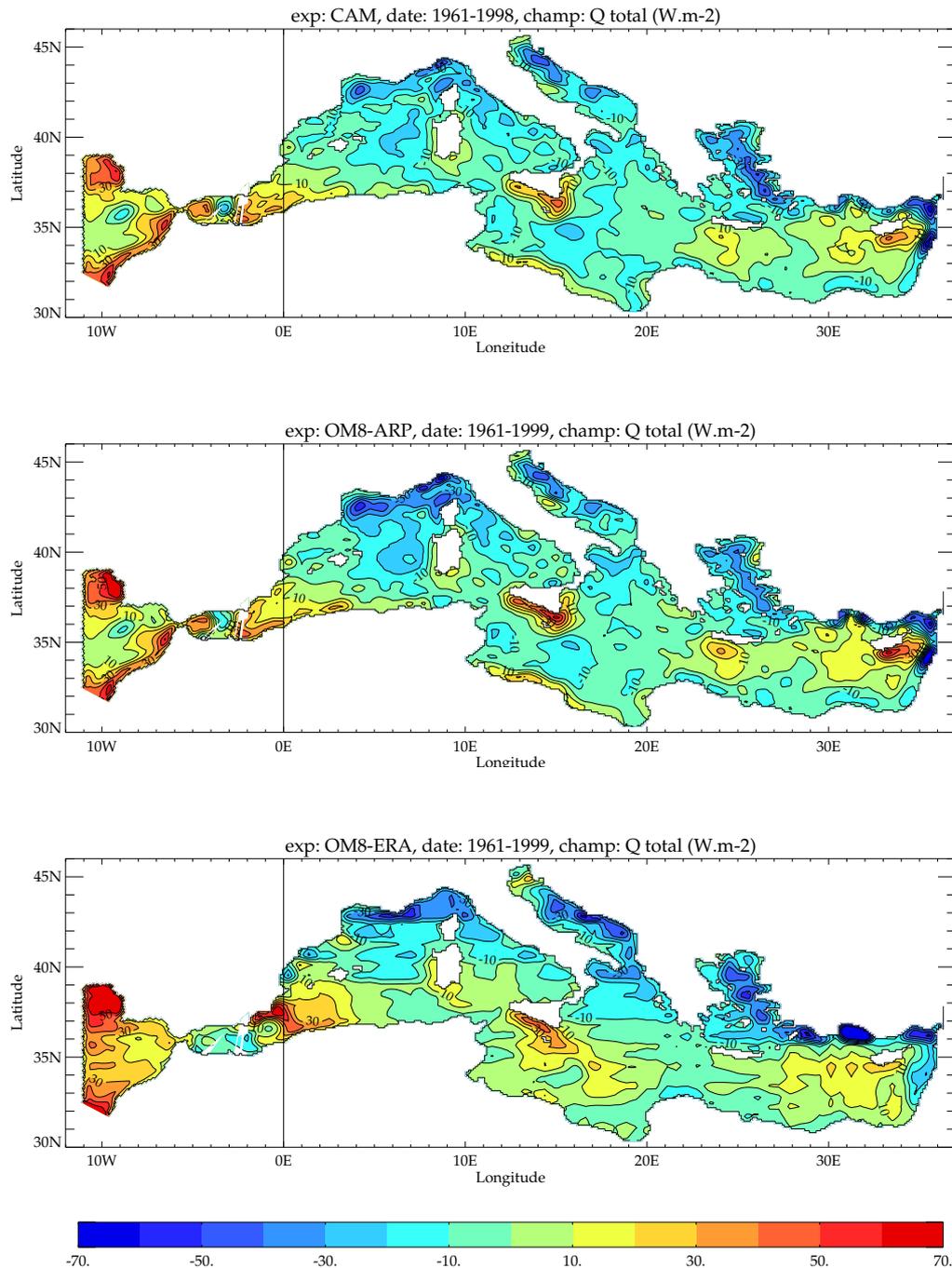


FIG. 4.5 – Carte du flux de chaleur (W/m^2) en moyenne annuelle pour CAM (en haut), OM8-ARP (au milieu) et OM8-ERA (en bas). Les grandeurs sont moyennées sur l'ensemble des simulations et incluent le terme de rappel pour les expériences forcées.

une fois que les réanalyses (ERA15, ERA40, NCEP) sous-estiment le flux E-P. Même si le flux E-P produit par le modèle SAMM est trop faible pour maintenir le contenu salin, la valeur de 788 mm/an se situe dans la gamme d'incertitudes des observations.

La répartition spatiale du flux net d'eau (E-P-R) est représentée sur la figure 4.6 en moyenne sur l'année. En dehors des zones côtières où les précipitations sont plus

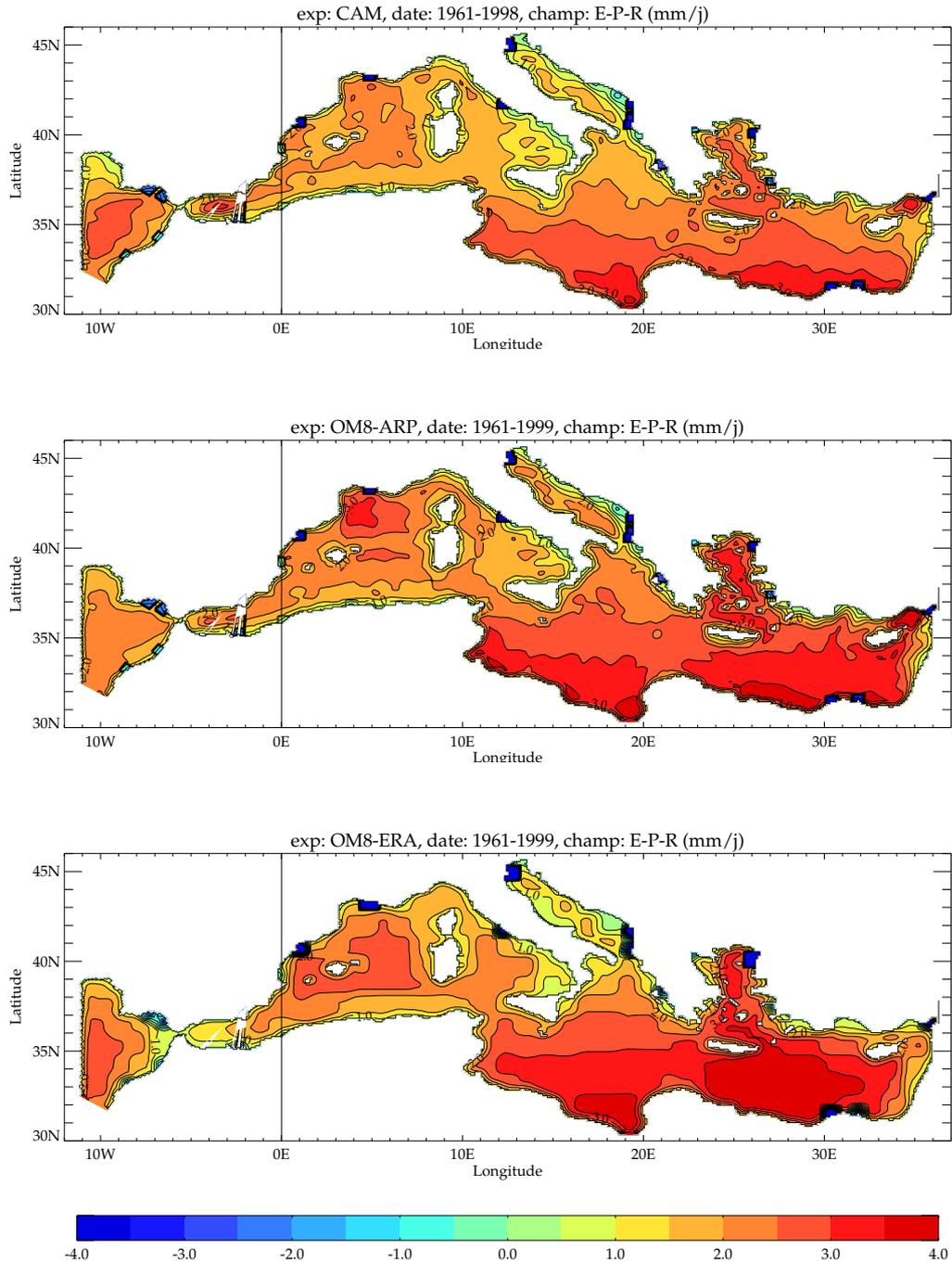


FIG. 4.6 – Même légende que la figure 4.5 pour le flux d'eau (mm/j). Notons que le terme correctif utilisé pour OM8-ERA est inclus.

importantes, le flux d'eau est partout positif sur la Méditerranée. Globalement, un gradient allant du nord-ouest vers le sud-est est observée. Ce gradient est également décrit par *Boukthir and Barnier* (2000) en utilisant la réanalyse ERA15. Dans cette étude, les auteurs décrivent le maximum local obtenu au large du golfe du Lion ainsi que les faibles valeurs de la mer Adriatique et de l'Est de la mer Tyrrhénienne. Nos cartes se comparent moins bien à celle obtenue par *Artale et al.* (2002) qui présente un

minimum au sud de la mer Ionienne et des valeurs négatives au nord-est des Baléares. Les valeurs maximales obtenues dans le bassin Levantin sont en accord avec *Boukthir and Barnier* (2000) pour CAM et en accord avec *Artale et al.* (2002) pour OM8-ARP et OM8-ERA.

Flux de flottabilité :

Le flux de flottabilité (cf. équation 3.4 page 73) est fort dans OM8-ARP, faible dans OM8-ERA et intermédiaire dans CAM. Cependant vu la forte variabilité interannuelle de cette variable, les écarts pris deux à deux ne sont pas statistiquement significatifs.

Dans OM8-ARP, la part du flux d'eau dans le flux de flottabilité vaut 71% avec $7.15 \cdot 10^{-7}$ kg/m²/s. Pour CAM, c'est le flux d'eau (ou la faible salinité) qui pénalise le flux de flottabilité par rapport à celui d'OM8-ARP. Il représente 62% du flux de flottabilité total avec seulement $5.85 \cdot 10^{-7}$ kg/m²/s. Pour OM8-ERA, c'est plutôt la part du flux de chaleur qui est un peu faible avec un flux d'eau qui représente 77% du flux de flottabilité.

Quoiqu'il en soit, il apparaît que le flux d'eau ou tout au moins le produit $SSS.(E - P - R)$ représente la part la plus importante du flux de flottabilité en moyenne sur le bassin. On peut en conclure qu'à l'échelle de la mer Méditerranée, la perte nette d'eau par la surface de la Méditerranée pilote 2/3 à 3/4 de la circulation thermohaline méditerranéenne. Nous verrons par la suite que cette situation est inversée dans certains sous-bassins (bassin Liguro-Provençal par exemple), pour certaines saisons (hiver) ou en ce qui concerne la variabilité interannuelle.

Flux de quantité de mouvement :

Le calcul de la norme de la tension de vent montre que celle-ci est plus forte dans le cas d'ARPEGE-Climat que dans celui de SAMM (environ -20%) traduisant la même variation sur chacune des 2 composantes de la tension de vent. Ce n'est pas un changement de direction du vent mais bien une réduction de son intensité que l'on observe. Notons encore une fois, que le vent issu de la réanalyse ERA40 est beaucoup plus faible. Les différences entre les trois expériences sont particulièrement visibles en hiver (cf. figures 4.7 et 4.8). Si la direction globale du vent est bien représentée dans les trois modèles (flux de nord-ouest en hiver et flux moins fort et moins zonal en été), les zones de forts vents diffèrent. En hiver, la principale différence concerne la zone d'influence du Mistral dans le bassin Ouest et dans une moindre mesure la mer Adriatique et le détroit de Gibraltar. De manière générale, le vent est plus fort dans OM8-ARP, moins fort dans OM8-ERA et intermédiaire dans CAM. En été, au contraire, OM8-ERA simule les vents les plus forts en mer Egée (les Etésiens). OM8-ARP et CAM sont très proches mais différent d'OM8-ERA en ce qui concerne la direction des vents au détroit de Gibraltar et à l'extrême nord-est du bassin Levantin.

La partie positive du rotationnel de la tension de vent (pompage d'Ekman, préconditionnement des masses d'eau) montre un accord entre ARPEGE-Climat et SAMM et une valeur 50% plus faible pour ERA40. Cela est nettement visible sur les cartes du rotationnel en hiver (figure 4.9). On note entre autres que le rotationnel est positif au-dessus des zones théoriques de convection (golfe du Lion, sud de la mer Adriatique, mer Egée, zone du gyre de Rhodes dans le bassin Levantin). Grâce à une plus haute résolution, OM8-ARP et CAM simulent une zone de rotationnel positif au sud-ouest de la Crête qui peut permettre le forçage du gyre cyclonique de Crête (*Artale et al.*, 2002) mais aucun signe de rotationnel négatif au sud-est de l'île permettant le forçage de l'anticyclone Iera-Petra (*Alhammoud*

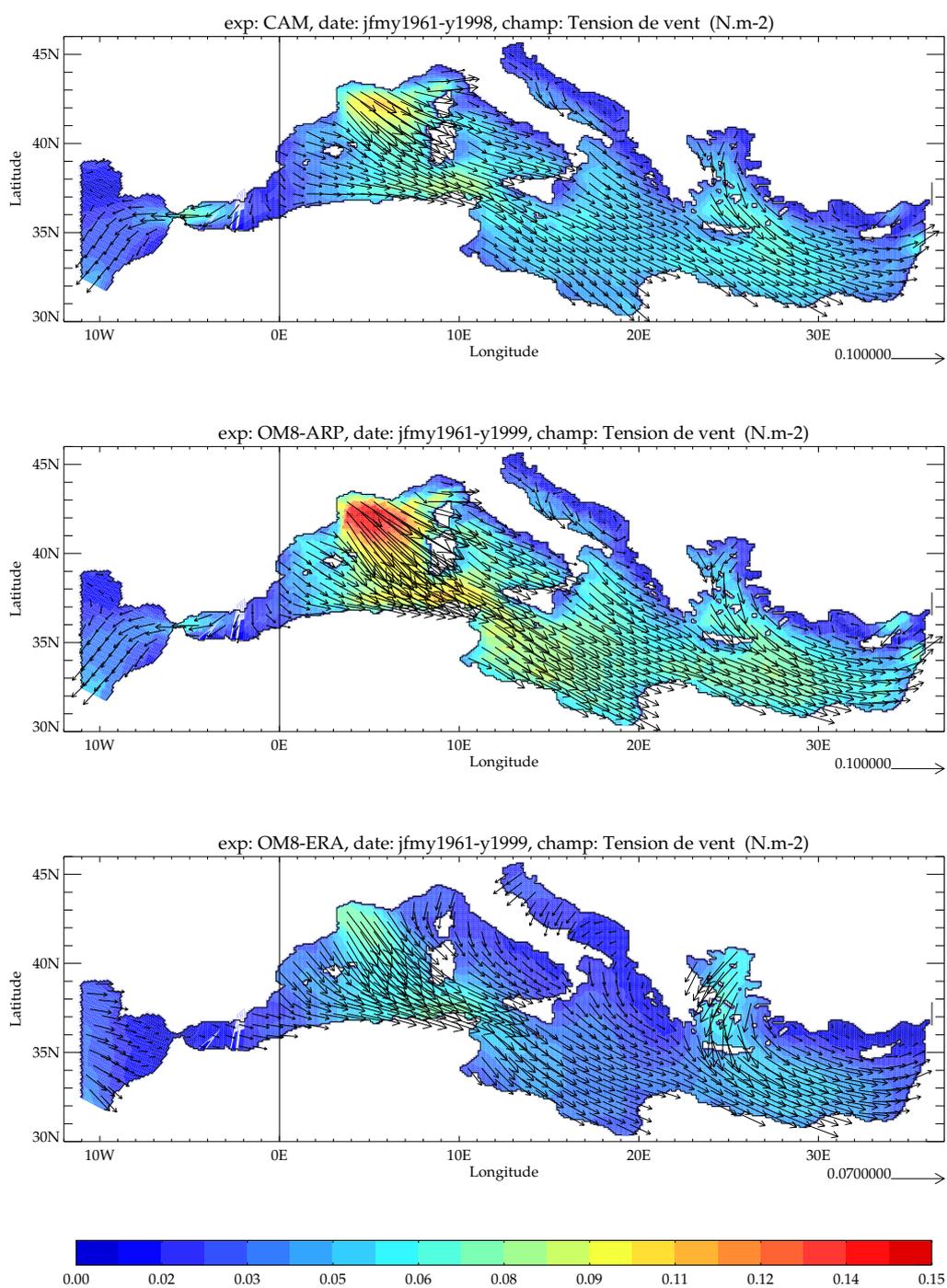


FIG. 4.7 – Même légende que la figure 4.5 pour la norme et le vecteur de la tension de vent (en N/m^2) en hiver (janvier-février-mars). On a représenté seulement un vecteur sur cinq.

et al., 2005). En terme d'intensité du rotationnel, on retrouve les conclusions du tableau 4.1.

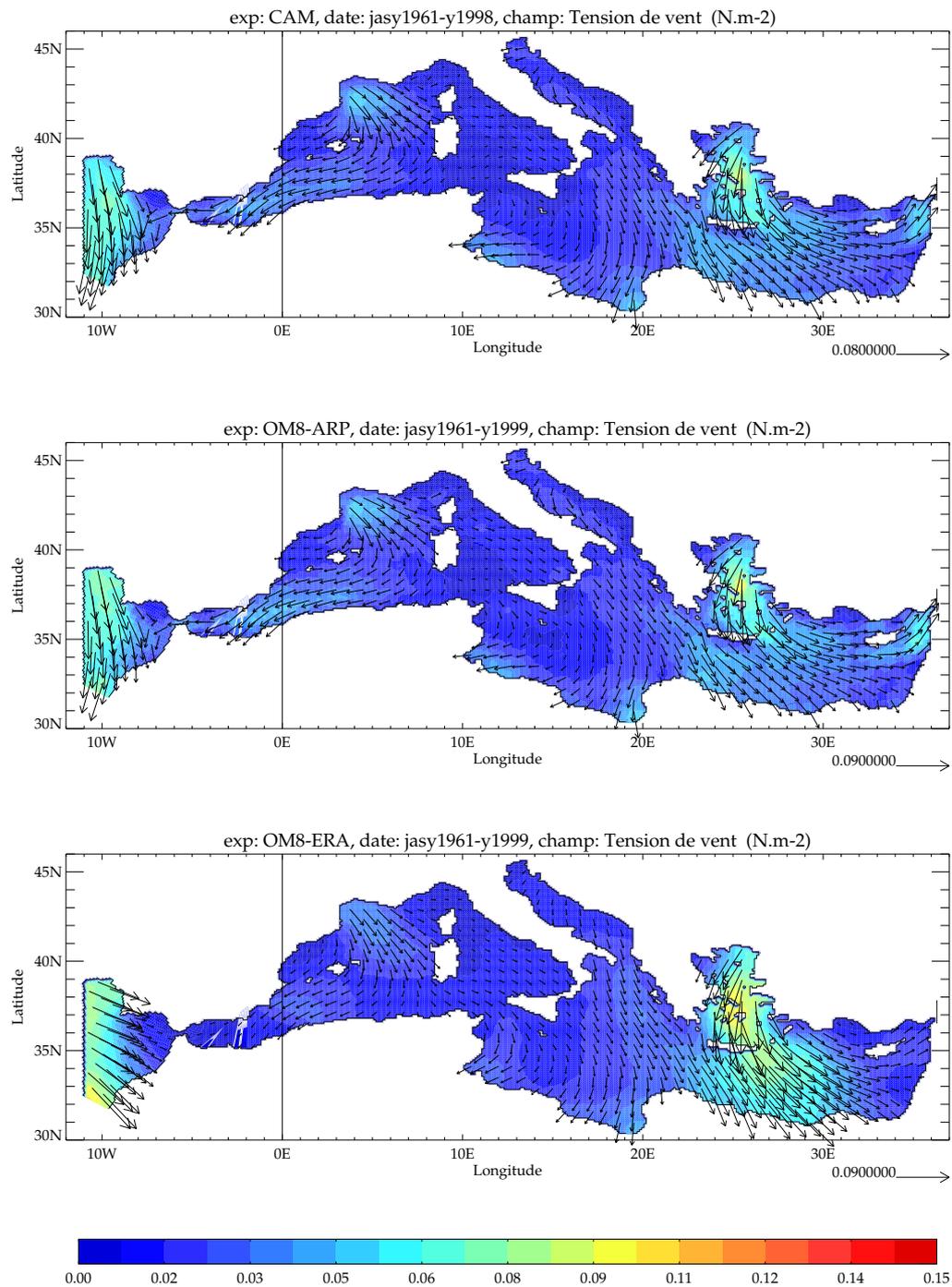


FIG. 4.8 – Même légende que la figure 4.5 pour la norme et le vecteur de la tension de vent (en N/m^2) en été (juillet-août-septembre).

Variabilité interannuelle

Nous allons maintenant comparer les variabilités interannuelles de CAM et de OM8-ARP toujours à l'échelle du bassin méditerranéen. Dans la suite lorsqu'on comparera la variabilité interannuelle de deux expériences, les seuils de significativité seront déterminés par le test de Fisher appliqué au rapport des variances de deux séries temporelles (*Saporta*,

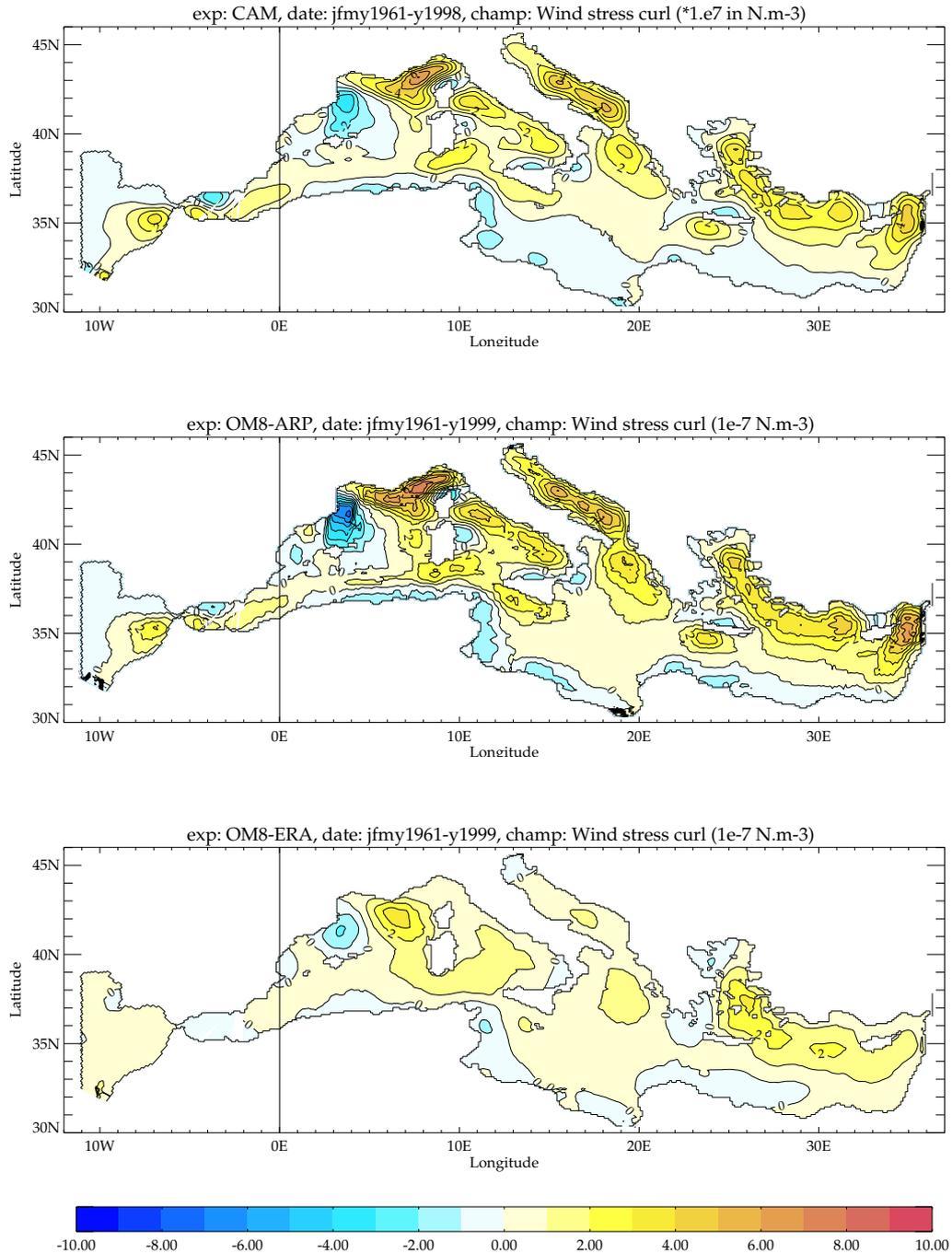


FIG. 4.9 – Même légende que la figure 4.5 pour le rotationnel de la tension de vent (en 10^{-7} N/m^3) en hiver.

1990). Par exemple, pour un test avec un niveau de confiance de α (on prendra $\alpha=10, 5$ ou 1% en étant de plus en plus restrictif), si σ_c est l'écart-type du modèle couplé (N années) et σ_f celui du modèle forcé (M années), alors l'hypothèse

$$\mathcal{H}_0 : \sigma_c = \sigma_f \text{ est fautive si } \frac{\sigma_c^2}{\sigma_f^2} < \frac{1}{F_{\alpha/2, M-1, N-1}} \text{ ou si } \frac{\sigma_c^2}{\sigma_f^2} > F_{\alpha/2, N-1, M-1}$$

En utilisant les valeurs $N=38$ et $M=39$ et une table du test de Fisher (seules les valeurs de $F_{\alpha/2,30,30}$ sont disponibles dans la table), nous obtenons que \mathcal{H}_0 est fautive avec un niveau de confiance de

$$10\% \text{ si } \frac{\sigma_c}{\sigma_f} > 1.36 \text{ ou } < 0.73$$

$$5\% \text{ si } \frac{\sigma_c}{\sigma_f} > 1.44 \text{ ou } < 0.69$$

$$1\% \text{ si } \frac{\sigma_c}{\sigma_f} > 1.63 \text{ ou } < 0.61$$

Dans la suite, lorsque l'on ne précise rien, c'est que les écart-types sont différents à 95% (i.e. niveau de confiance de 5%).

Sur l'ensemble des flux, la variabilité interannuelle du modèle couplé est toujours nettement plus faible que celle du modèle forcé (cf. tableau 4.1). La différence est significative lorsqu'on compare le flux de chaleur d'ARPEGE-Climat (avant rappel) à celui de SAMM. La significativité est également atteinte pour la norme de la tension de vent et la partie positive du rotationnel de la tension de vent.

ERA40 montre une variabilité le plus souvent plus proche de SAMM que d'ARPEGE-Climat forcé sauf pour le flux E-P. Puisqu'ERA40 bénéficie d'un schéma d'assimilation de données et d'une SST analysée de bonne qualité et présentant une bonne variabilité interannuelle (écart-type de 0.27°C), on peut supposer qu'elle simule une bonne variabilité interannuelle des flux.

On en conclut que la variabilité interannuelle des flux simulés par le modèle couplé régional SAMM est meilleure que celle d'ARPEGE forcé par des SST.

Corrélations temporelles

L'idée principale est de montrer que même à l'échelle de la Méditerranée, l'utilisation d'un modèle couplé entraîne des rétroactions entre certains champs qui diffèrent de celles rencontrées dans un modèle forcé.

Nous avons calculé les corrélations sur des séries temporelles de moyennes annuelles en considérant que l'auto-corrélation à 1 an des séries est négligeable. C'est le cas pour la plupart des variables. Seule la SSS est significativement auto-corrélée à 1 an.

Avec des simulations d'une durée de 38 ans, les seuils de significativité statistique pour les corrélations sont fixés à 0.32 (resp. 0.41) avec un niveau de confiance de 5% (resp. 1%). Dans la suite et sauf mention du contraire, toutes les corrélations seront au moins significatives à 95% (i.e. niveau de confiance de 5%).

Pour plus de simplicité dans l'interprétation des corrélations, les champs seront toujours comptés positivement. Par exemple, on ne parlera pas de flux de chaleur (souvent négatif) mais de perte de chaleur (positive) ou encore de perte de flottabilité (positive en hiver dans notre cas).

La perte de flottabilité est fortement corrélée avec la perte de chaleur (+0.99 pour OM8-ARP et +0.98 pour CAM) qui la pilote majoritairement. Les liens entre perte de chaleur et évaporation entraînent également une corrélation entre la perte de chaleur et le bilan E-P-R (+0.49 et +0.36) ainsi qu'une corrélation entre E-P-R et la perte de flottabilité (+0.63 et +0.53). En effet, une année à forte perte de chaleur se traduit par une forte évaporation. Or

c'est cette évaporation qui pilote la variabilité du bilan E-P-R en Méditerranée. La perte de chaleur et le flux d'eau renforcent (ou diminuent) la perte de flottabilité en phase.

La tension de vent est bien sûr corrélée avec la partie positive de son rotationnel (0.84 pour OM8-ARP et 0.79 pour CAM), corrélée avec τ_x (0.79 et 0.67) et anti-corrélée avec τ_y (-0.69 et -0.41). Les années à forts vents sont celles qui renforcent le vent dominant qui souffle de Nord-Ouest sur la mer Méditerranée. Les années à fortes pertes de chaleur sont également celles à forts vents (+0.80 et +0.49). Tous les forçages (perte de chaleur, perte d'eau, vent, rotationnel) sont donc réunis les mêmes années pour créer de la convection profonde. Notons que les zones de rotationnel de vent positif se trouvent au nord de la Méditerranée, là où se trouvent les zones de convection profonde.

Ce bel ensemble est perturbé pour le modèle couplé par une rétroaction qui n'a pas lieu dans OM8-ARP. La tension de vent et la perte de chaleur sont anti-corrélées au bilan E-P-R avec un décalage de un an (-0.36 et -0.36 resp.). Une année à fortes pertes de chaleur et à forts vents entraîne un an plus tard une année à faible évaporation nette (E-P-R faible). C'est un signe de la rétroaction de la SST sur l'évaporation. Pour SAMM, cette rétroaction est également visible entre la SST et la perte de chaleur (-0.36). Une SST froide pilote une faible perte de chaleur l'année suivante. Cette rétroaction négative est attendue dans un modèle couplé et elle explique en partie la plus faible variabilité interannuelle des flux de surface du modèle couplé régional en comparaison avec la simulation forcée.

Par ailleurs, on trouve de fortes corrélations dans l'espace. En moyenne sur l'année les flux de la zone LION (cf. figure 4.1) sont très fortement corrélés (la corrélation minimum vaut 0.86) à ceux moyennés sur l'ensemble de la Méditerranée Ouest et fortement corrélés à ceux moyennés sur la Méditerranée toute entière. Cela signifie qu'au premier ordre les flux océan-atmosphère en Méditerranée varient d'un seul bloc. C'est ce qu'on retrouve lorsqu'on effectue une analyse en composantes principales des flux en Méditerranée. La première composante montre toujours une répartition spatiale mono-polaire (voir l'étude *El Akkraoui et al.*, 2003, à ce sujet).

4.3.2 Topographie dynamique et circulation de surface

En guise de validation de la circulation de surface, nous allons utiliser une Topographie Dynamique Moyenne Synthétique (TDMS) de la Méditerranée. Celle-ci a été calculée au $1/16^\circ$ pour la période 1993-1999 par *Rio et al.* (2005) à partir de données altimétriques, de données in-situ et d'une première analyse issue d'un modèle d'océanographie opérationnelle. La méthode appliquée est décrite en détails dans *Rio and Hernandez* (2004). OPAMED8 est un modèle à toit rigide mais on peut recalculer a posteriori une hauteur de mer qui se compare à la TDMS de *Rio et al.* (2005).

Comme on le voit sur la figure 4.10, les trois simulations sont globalement assez semblables et se comparent bien à la TDMS. Logiquement, celle-ci est plus détaillée car elle inclut plus de structures méso-échelles que nos simulations (différence de résolution) et qu'elle est calculée sur une période de temps plus courte que nos simulations. Dans nos simulations, les minima se situent dans les gyres cycloniques (golfe du Lion, sud de l'Adriatique, sud-est de la Crète) avec des valeurs du même ordre de grandeur que dans la TDMS. En terme de gradient et donc d'intensité des courants, CAM et OM8-ARP semblent se comporter mieux qu'OM8-ERA dans le bassin Ouest alors que c'est le contraire dans le bassin Est. Le courant algérien est bien marqué dans les modèles même si il ne présente

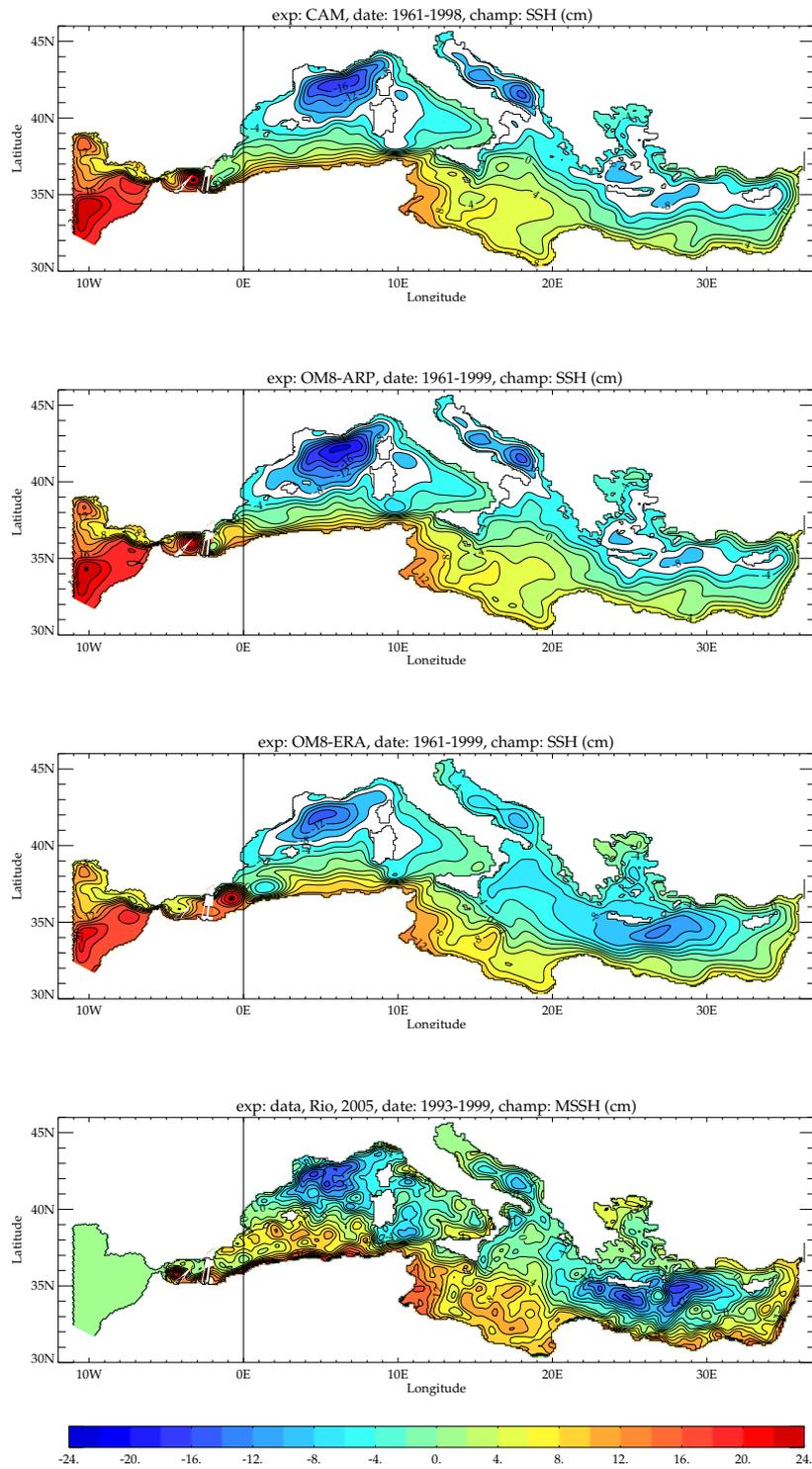


FIG. 4.10 – Même légende que la figure 4.5 pour la topographie dynamique moyenne (en cm, moyenne sur l'ensemble des simulations). On a ajouté (en bas) la carte issue de Rio et al. (2005) et calculée sur la période 1993-1999.

pas d'instabilités visibles sur les moyennes de 40 ans. Un gyre anticyclonique d'Alboran est présent dans les simulations mais il est trop à l'Est et ne permet pas la formation

du deuxième. Notons que ce deuxième gyre n'est pas réellement visible dans la TDMS. La séparation de l'eau Atlantique au détroit de Sicile semble bien représentée même si le courant en mer Tyrrhénienne semble faible dans OM8-ERA. De même, le courant Nord au sud des côtes françaises est mieux simulé par OM8-ARP et CAM que par OM8-ERA. Le gyre de Bonifacio est également simulé par OM8-ARP et CAM. Cette remarque est à mettre en relation avec les cartes de tension de vent et de rotationnel (cf. figures 4.7, 4.8 et 4.9) sur lesquels on voit que la contrainte de la Corse et de la Sardaigne modifie le champ de vent de CAM et d'OM8-ARP et pas celui d'ERA40 à cause de sa faible résolution. Dans le bassin Est, le chemin du jet dans la mer Ionienne est très variable : très central pour OM8-ERA, un passage nord et un passage sud pour CAM et OM8-ARP et assez complexe pour la TDMS mais préférentiellement au centre. D'après l'étude de *Pujol and Larnicol (2005)*, le passage par le Nord du bassin Ionien correspond plutôt à une situation observée avant 1997 alors que le trajet central correspond à une situation post 1997. Un trajet très côtier n'est pas exclu dans les observations. Notons que le changement de trajectoire de ce jet en mer Ionienne n'est pas encore très bien compris (*Pujol and Larnicol, 2005*). Ensuite le jet est encore visible dans le bassin Levantin quoique moins fort (sauf dans OM8-ERA) et moins instable que dans la TDMS. Cependant, ce jet semble posséder une composante côtière dans CAM et OM8-ARP en accord avec le nouveau schéma de la circulation de la Méditerranée Est proposé par *Hamad et al. (2005)*. Concernant la méso-échelle, les structures semi-permanentes comme Iera-petra, Mersa-Matruh ou Shikmona (*Robinson et al., 2001; Artale et al., 2002; Alhammoud et al., 2005*) sont absentes dans les modèles. Ce résultat est en accord avec une vision plus moderne de Mersa-Matruh et de Shikmona. *Hamad et al. (2005)* suggèrent en effet que ces structures connues jusqu'ici comme semi-permanentes soient en fait des tourbillons se déplaçant. Par ailleurs, Iera-petra ne semble simulé qu'avec des forçages de 20 km de résolution (Béranger, communication personnelle).

4.3.3 Température et salinité

Etat moyen

	CAM 1961-98	OM8-ARP 1961-99	OM8-ERA 1961-99	MedAtlas-II clim	MOB5 clim
SST (°C)	18.55 (0.21)	18.77 (D)	19.16 (0.24)	19.69	19.58
T3D (°C)	13.16 (D)	13.35 (0.03)	13.85 (D)	13.66	13.67
SSS (psu)	37.99 (D)	38.17 (D)	38.08 (0.07)	38.16	38.16
S3D (psu)	38.51 (D)	38.60 (0.002)	38.58 (D)	38.62	38.62

TAB. 4.3 – Valeurs moyennes et écarts-types interannuels des variables SST, T3D, SSS et S3D pour les simulations CAM, OM8-ARP et OM8-ERA (moyennes sur le bassin méditerranéen et sur la période temporelle indiquée). En cas de dérives significatives, on l'indique par un D entre parenthèses, sinon on met l'écart-type de la variable.

Le tableau 4.3 résume les caractéristiques hydrologiques globales de la Méditerranée pour les 3 simulations et deux climatologies MedAtlas-II (*MEDAR/MEDATLAS Group, 2002*) et MOB5 (*Brankart and Brasseur, 1998*). Pour la SST, on peut rajouter les valeurs de la SST utilisée pour le rappel en surface dans OM8-ARP (*Smith et al., 1996, 19.48°C*) et OM8-ERA (*Simmons and Gibson, 2000, 19.36°C*), toutes deux plus froides que les climatologies. La SST utilisée par ARPEGE montre une faible variabilité interannuelle (écart-type

de 0.03°C) alors que l'écart-type de celle d'ERA40 est plus important (0.27°C). En terme de biais, on retrouve les caractéristiques déjà évoquées sur la figure 4.3. Retenons que la simulation CAM est plus froide et moins salée qu'OM8-ARP. De nombreuses dérives nous empêchent de comparer les variabilités interannuelles.

Variabilité interannuelle

Il est intéressant de noter que l'écart-type de la SST de la simulation CAM est très proche de celle des analyses de SST utilisées par ERA40 (0.21 pour 0.27°C). La variabilité des flux océan-atmosphère de SAMM semble produire une bonne variabilité en SST et cela sans rappel en surface.

Corrélations temporelles

La forte dérive de CAM en T3D et S3D nous oblige à ne pas tenir compte des résultats concernant ces variables.

Le seul résultat significatif obtenu concernant OM8-ARP est la corrélation entre le flux E-P-R et le contenu salin qui sont positivement corrélés avec un décalage d'un an, le flux d'eau menant le contenu salin.

4.3.4 Densité en surface et profondeur de la couche de mélange

A partir de là, nous n'utiliserons plus OM8-ERA car nous avons prouvé dans le chapitre 3 qu'OPAMED8 forcé par ERA40 ne simule pas de convection profonde.

Densité de surface

La densité de surface est maximale en février dans nos simulations. C'est également à cette date que se produit la convection (cf. ci-dessous). La figure 4.11 montre les cartes de densité de surface en février pour la climatologie MedAtlas-II, CAM et OM8-ARP.

D'une part, les deux simulations sont très proches l'une de l'autre. D'autre part, si on écarte le fait que les simulations sont plus détaillées que MedAtlas-II, la similitude est également bonne entre les simulations et la climatologie pour le bassin Ouest. Pour le bassin Est, les biais déjà décrits entraînent une densité plus élevée (eaux plus froides) dans les simulations notamment en mer Adriatique et en mer Egée. Cependant la structure spatiale de la densité de surface est conservée dans le bassin Est.

Les simulations représentent bien les grandes caractéristiques de la circulation en Méditerranée : l'eau Atlantique légère entre par le détroit de Gibraltar, longe la côte Algérienne puis se sépare en deux au niveau du détroit de Sicile. On suit nettement cette eau moins dense jusqu'à l'Est de la Corse d'une part et jusqu'en Egypte d'autre part. Les zones de convection profonde sont également bien visibles : le bassin Liguro-Provençal à l'Ouest, la zone du plateau continental du Golfe du Lion (*shelf convection*) limitée par le panache du Rhône, le courant de bord Ouest de l'Adriatique (eau dense formée au nord), le gyre du sud de la mer Adriatique (site de convection en mer ouverte), la mer Egée et le nord du bassin Levantin.

Les gradients de densité dans le bassin Est nous indiquent également le passage du jet de la Méditerranée Est. Dans le bassin Ionien, le jet semble posséder deux parcours possibles, l'un au milieu du bassin et l'autre au sud, le long de la côte libyenne.

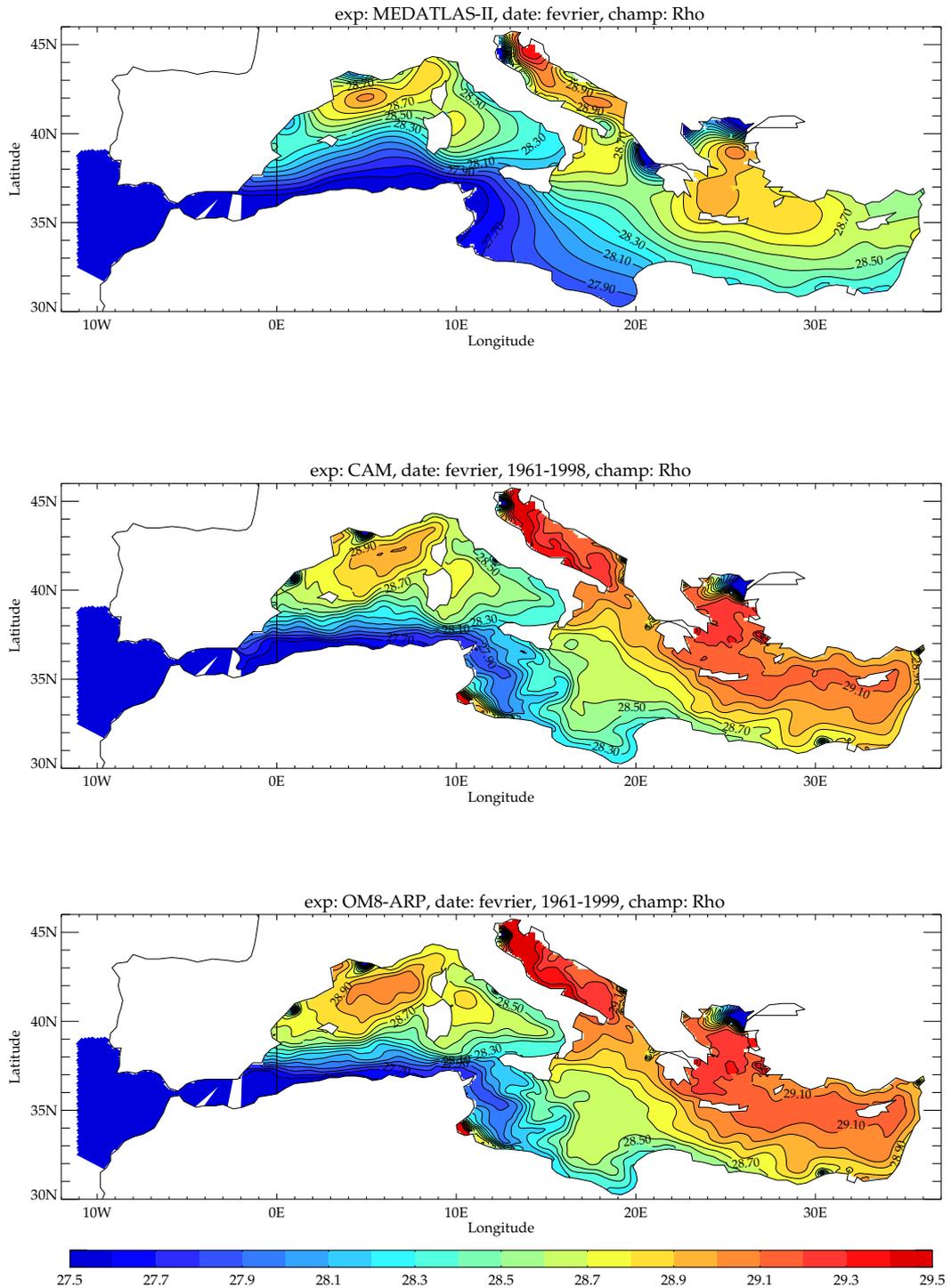


FIG. 4.11 – Densité potentielle de surface ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) en février pour la climatologie MedAtlas-II, la simulation CAM (moyenne sur 1961-1998) et la simulation OM8-ARP (1961-1999).

Les panaches des fleuves importants (non lissés par un rappel en sel) sont également bien visibles. Les exemples du Rhône, de l'Ebre, du Pô, du Nil et de la mer Noire sont

très nets sur la figure 4.11.

Si on regarde en détails la différence entre les deux expériences, on note que les eaux de surface d'OM8-ARP sont plus denses que les eaux de CAM dans la zone de convection profonde au large du Golfe du Lion. Pour la zone de formation de la WMDW, la densité de surface atteint 29.0 kg.m^{-3} dans OM8-ARP et seulement 28.9 dans CAM. La zone de forte densité est plus petite dans MedAtlas-II que dans OM8-ARP mais elle atteint 29.0 kg.m^{-3} .

Profondeur de la couche de mélange

La figure 4.12 montre une comparaison de la profondeur de la couche de mélange pour CAM et OM8-ARP en février, le mois où la convection atteint son maximum en moyenne. On a choisi de tracer la profondeur de la turbocline avec un critère fondé sur le coefficient de diffusion verticale. Ce choix a été précisé et testé vis à vis de la profondeur de la pycnocline dans le chapitre 3. Le tableau 4.4 résume les valeurs maximales (en moyenne mensuelle)

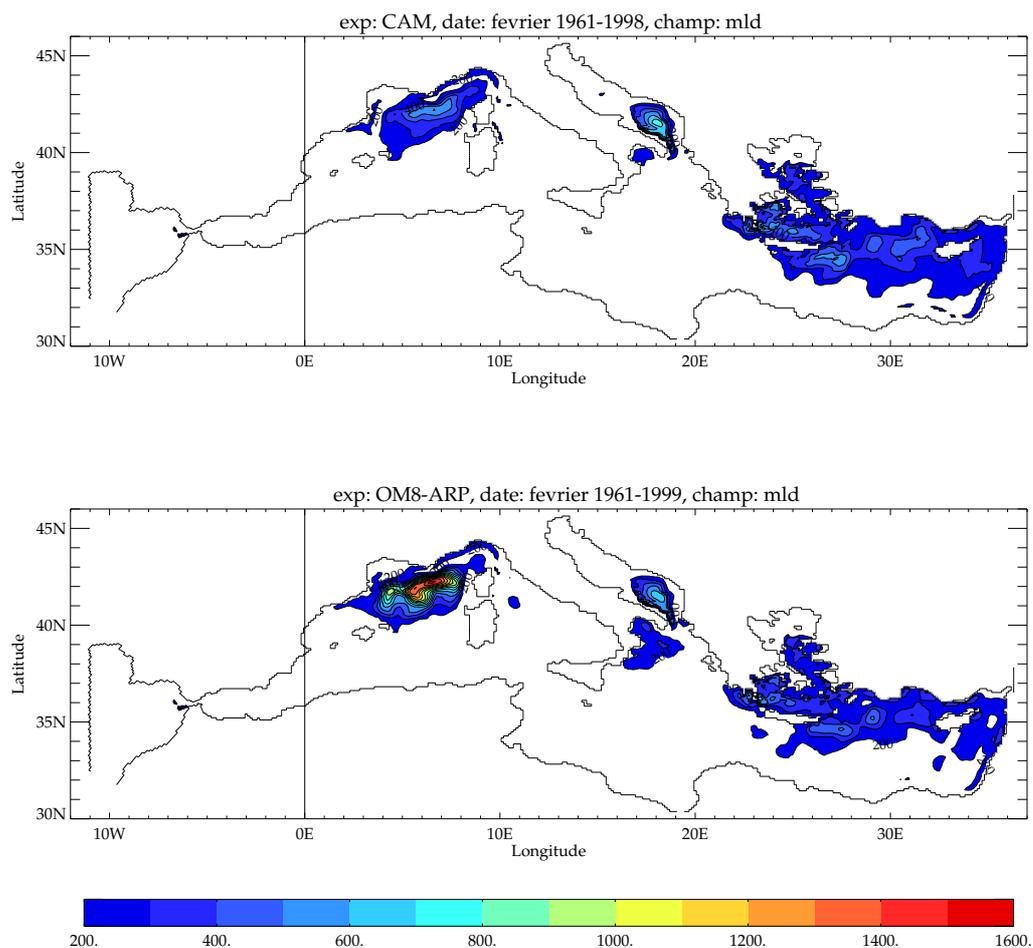


FIG. 4.12 – Profondeur de la couche de mélange en février (turbocline, en m) pour l'expérience CAM et l'expérience OM8-ARP.

de la profondeur de couche de mélange pour les différentes zones connues de convection en mer ouverte (golfe du Lion, sud de la mer Adriatique, nord du bassin Levantin et sud de la mer Egée) ainsi que le mois pour lequel cette valeur est atteinte. Une climatologie de profondeur de couche de mélange pour la mer Méditerranée (moyenne sur 1940-2004) a été publiée récemment par *D’Ortenzio et al.* (2005). La résolution annoncée est de 0.5° mais un filtrage passe-bas a été appliqué laissant une résolution réelle de 1.5° . La deuxième partie du tableau compare les valeurs de *D’Ortenzio et al.* (2005) à celles de nos simulations lissées à 1.5° de résolution.

	Golfe du Lion	Adriatique	Levantin	Egée
CAM	600 (février)	750 (février)	560 (février)	630 (février)
OM8-ARP	1520 (février)	670 (février)	510 (février)	650 (février)
CAM (lissé, 1.5°)	450 (février)	510 (février)	440 (février)	420 (février)
OM8-ARP (lissé, 1.5°)	1040 (février)	460 (février)	360 (février)	380 (février)
<i>D’Ortenzio et al.</i> (2005)	960 (mars)	380 (février)	360 (janvier)	260 (janvier)

TAB. 4.4 – Profondeur maximale de la couche de mélange (turbocline, en m) et mois pour lequel elle est atteinte pour les différentes zones de convection pour les expériences CAM et OM8-ARP puis pour les mêmes expériences après un filtrage à 1.5° de résolution et comparaison avec la climatologie de *D’Ortenzio et al.* (2005). La zone Golfe du Lion est définie pour la convection en mer ouverte (40.5 à 43°N , 4 à 7.5°E), la zone Adriatique concerne le sud de l’Adriatique ($> 40^\circ\text{N}$, 15 à 20°E), la zone Levantin le Nord-Est du bassin (33 à 36°N , 26 à 33°E), et la zone Egée l’ensemble de cette mer ($> 35^\circ\text{N}$, 23 à 27°E).

Les 4 sites de convection en mer ouverte sont présents dans les deux simulations avec des profondeurs de couche de mélange supérieures à 500 m. Les sites de convection présentent des profondeurs similaires dans les deux expériences sauf dans le golfe du Lion où la convection est nettement plus intense dans OM8-ARP. Une valeur de 1500 m en moyenne mensuelle sur l’ensemble de la simulation paraît néanmoins irréaliste.

Après filtrage de nos résultats, la comparaison à la climatologie montre qu’OM8-ARP simule mieux la profondeur maximale de la couche de mélange que CAM. C’est vrai pour les quatre sites de convection même si OM8-ARP a tendance à surestimer cette valeur. La surestimation est plus forte dans CAM sauf pour la zone du golfe du Lion où CAM sous-estime la profondeur maximale. Concernant le phasage du maximum, les deux modèles obtiennent le maximum de la profondeur de la couche de mélange en février pour tous les sites. Par rapport à la climatologie, l’accord est bon en Adriatique, le maximum est en avance pour le golfe du Lion et en retard pour la mer Egée et le bassin Levantin.

Corrélations temporelles

Dans OM8-ARP, la profondeur de la couche de mélange moyennée sur l’ensemble du bassin (comptée positivement) est en phase avec les flux. Un approfondissement de la couche de mélange est corrélé sans décalage avec une forte perte de flottabilité (0.54), une forte perte de chaleur (0.49), une forte évaporation nette (0.54), un fort vent (0.60), un fort rotationnel de vent (0.62). Ce même approfondissement correspond à une baisse de température de surface (-0.61) et à une hausse de la SSS (0.67). Il est intéressant de noter que la corrélation est plus forte entre la profondeur de la couche de mélange et la SST (resp. SSS) qu’entre la perte de chaleur (resp. flux d’eau) et la SST (resp. SSS).

Dans le modèle couplé, la situation est légèrement différente : on retrouve bien les corrélations en phase entre la profondeur de la couche de mélange et la perte de flottabi-

lité, la perte de chaleur, la tension de vent, la SST et la SSS mais d'autres corrélations apparaissent avec déphasage. En effet un approfondissement de la couche de mélange pilote à 1 an une diminution de la perte de flottabilité, une diminution de la perte de chaleur et une diminution de l'évaporation nette. La profondeur de la couche de mélange a donc une rétroaction négative sur les flux de surface expliquant encore une fois que le modèle couplé possède une variabilité interannuelle plus faible que le modèle océanique forcé.

Notons qu'en terme de corrélations temporelles, la simulation OM8-ERA se comporte comme OM8-ARP.

4.3.5 Formation des masses d'eau et circulation thermohaline

Grâce à la méthode décrite au chapitre 3 et reprise également dans *Somot et al.* (2005), nous avons calculé le taux de formation de chaque masse d'eau pour l'hiver A comme la différence entre le volume maximal de la masse d'eau après l'hiver A et le volume minimal avant l'hiver A puis en divisant par 1 an. En moyenne sur les simulations, on obtient les valeurs (en Sv) du tableau 4.5. Les valeurs d'OM8-ARP et de CAM sont du même ordre de grandeur que celles obtenues dans la littérature avec la même méthode de calcul. De manière générale, SAMM simule des taux de formation plus faibles qu'OPAMED8 forcé. La manière de choisir les seuils en densité a été discutée dans le chapitre 3 et le sera également pour la WMDW un peu plus loin.

zone géographique nom de la masse d'eau	Levantin LIW	Levantin LDW	Adriatique EMDW	Golfe du Lion WMDW
CAM (Sv)	0.7	0.1	0.4	0.1
seuil en densité	29.16-29.24	> 29.24	> 29.22	> 29.06
OM8-ARP (Sv)	1.3	0.8	0.4	0.5
seuil en densité	29.16-29.24	> 29.24	> 29.24	> 29.08
<i>Myers and Haines</i> (2002)	-	-	0.3	0.2
<i>Lascaratos and Nittis</i> (1998)	1.2	-	0.3	0.2
<i>Castellari et al.</i> (2000) exp DS1	2.2	2.8	0.3	1.1
<i>Castellari et al.</i> (2000) exp DS2	1.5	0.9	0.2	0.2

TAB. 4.5 – Taux de formation moyen des quatre principales masses d'eau en Méditerranée (LIW, LDW, EMDW, WMDW) et comparaison à la littérature.

On a également calculé des fonctions de retournement (ou *overturning stream functions*) en Sv pour différents bassins de la mer Méditerranée afin d'observer les différentes branches de la circulation thermohaline méditerranéenne. Elles sont moyennées sur toute la durée de la simulation. La description des fonctions de retournement méridionales ou zonales et les équations se trouvent dans *Somot et al.* (2005). En résumé, nous tracerons une ZOF (Zonal Overturning stream Function) pour l'ensemble de la Méditerranée (cf. fig. 4.13) en s'inspirant des travaux de *Myers and Haines* (2002) et des MOF (Meridional Overturning stream Function) pour tracer la formation des eaux au Nord de la Méditerranée Ouest (cf. fig. 4.14), en Adriatique (cf. fig. 4.15) et en mer Egée (cf. fig. 4.16).

Les conventions de signes sont les mêmes que pour la MOF utilisée en Atlantique Nord : une valeur positive signifie une circulation dans le sens des aiguilles d'une montre.

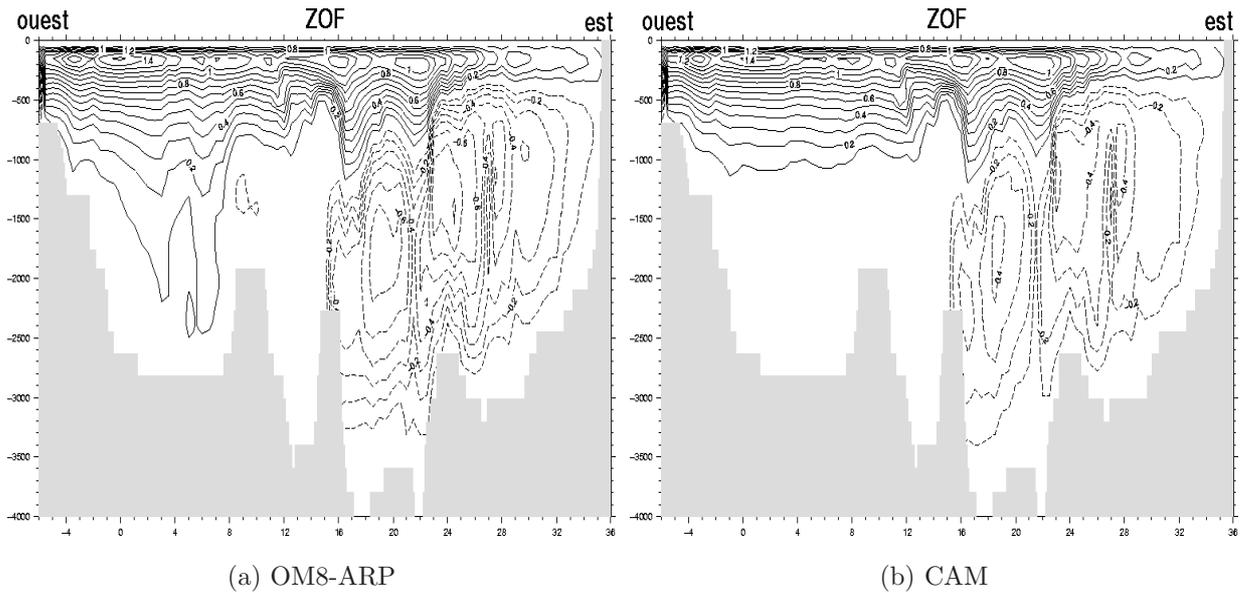


FIG. 4.13 – Fonction de retournement zonale intégrée sur l'ensemble de la Méditerranée pour (a) OM8-ARP (moyenne sur 1961-1999) et (b) CAM (moyenne sur 1961-1998).

La figure 4.13 se compare très bien à celle de l'étude de *Myers and Haines* (2002) et montre très nettement deux cellules. L'une est en subsurface et couvre le bassin Est et le bassin Ouest. Ses maxima se situent entre 100 et 200 m dans OM8-ARP et CAM. Les valeurs maximales sont quasiment identiques dans les deux modèles avec un maximum de 1.2 Sv en Méditerranée Est (0.9 Sv pour *Myers and Haines*, 2002) et de 1.5 Sv (1.5 Sv pour *Myers and Haines*, 2002) en Méditerranée Ouest. Cette cellule représente le parcours de l'AW en surface et de la LIW à une profondeur intermédiaire. La deuxième cellule n'est présente que dans le bassin Est avec deux minima, l'un en mer Ionienne (1800 m, -0.6 Sv pour OM8-ARP et -0.4 Sv pour CAM) et l'autre dans le bassin Levantin (1300 m, -0.8 Sv pour OM8-ARP et -0.5 Sv pour CAM). *Myers and Haines* (2002) obtiennent un minimum plus faible de -0.3 Sv. Cette cellule représente le passage de la LIW à une profondeur intermédiaire et celui de la EMDW en profondeur. Les deux expériences simulent donc une EMDW réellement profonde voire même eau de fond contrairement à de nombreux autres modèles de Méditerranée (voir *Stratford and Haines*, 2000, concernant la difficulté d'obtenir une EMDW assez dense avec des OGCMs). Sous 2500 m, CAM possède une circulation de 0.3 Sv et OM8-ARP une circulation de 0.4 Sv.

Dans le bassin Est, le transport d'eau intermédiaire que l'on peut assimiler à celui de la LIW se calcule comme la différence du maximum et du minimum, c'est-à-dire environ 1.5 Sv mais légèrement variable suivant la longitude. Ce transport est donc conservé dans le déplacement de la masse d'eau vers l'Ouest. Entre 12°E et 16°E, on voit le passage du détroit de Sicile avec un resserrement des isolignes.

Par ailleurs, on peut noter que l'on est ici clairement dans une situation pré-EMT avec une EMDW circulant de l'Ouest vers l'Est. Le tracé de la variabilité interannuelle du minimum de la ZOF n'a pas laissé apparaître d'année avec un retournement de cette deuxième cellule comme ce serait le cas lors d'un événement de type EMT.

Outre la différence d'intensité de la circulation à l'Est, la différence majeure entre OM8-ARP et CAM est la profondeur atteinte par la cellule positive dans le bassin Ouest.

Cela peut provenir de deux choses : soit la LIW d'OM8-ARP est plus lourde que celle de CAM et plonge donc plus profondément après le détroit de Sicile, soit la circulation Est-Ouest de la WMDW vers Gibraltar est visible uniquement sur la ZOF d'OM8-ARP sous la LIW.

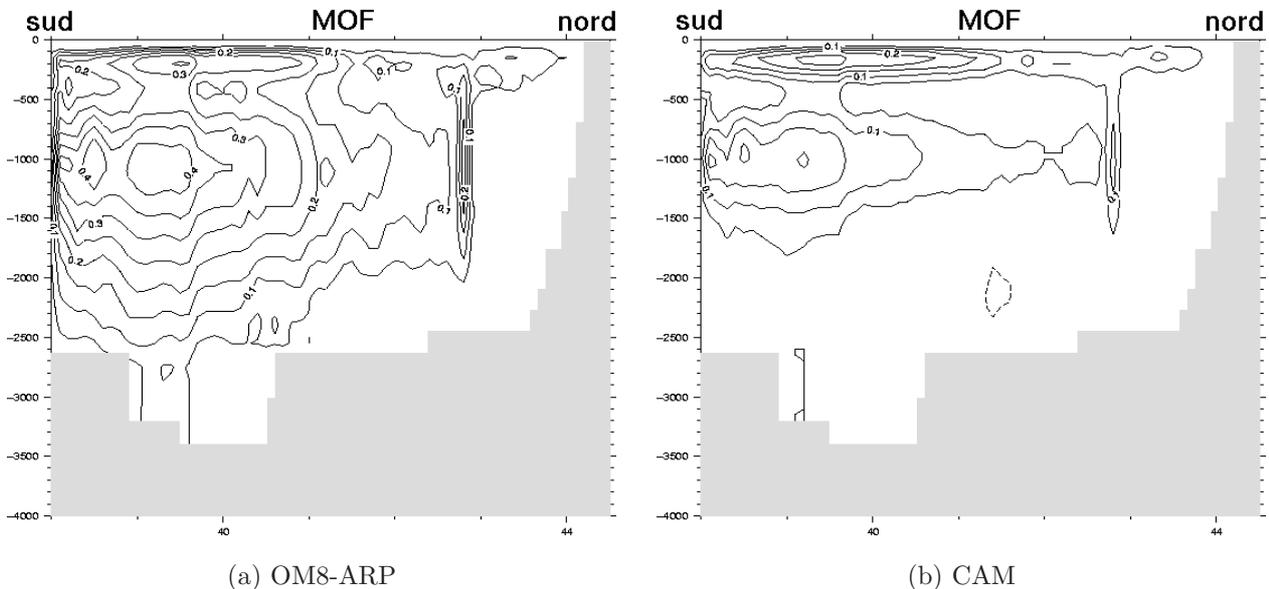


FIG. 4.14 – Fonction de retournement méridionale intégrée sur le bassin Ouest (limitée à 38°N) pour (a) OM8-ARP (moyenne sur 1961-1999) et (b) CAM (moyenne sur 1961-1998).

La figure 4.14 montre les MOF pour le bassin Ouest pour OM8-ARP et CAM. Les MOF présentent trois maxima l'un vers 200 m et les deux autres vers 1000 m (l'un à 39°N et l'autre à 43°N). Le dernier maximum est difficilement interprétable mais nous pensons qu'il peut être lié soit au *cascading* des eaux formées sur le plateau continental soit à une convection qui a lieu certaines années entre les Alpes et la Corse.

Le maximum situé à 39.5°N et 200 m de profondeur est également difficilement interprétable puisqu'il mélange les convections intermédiaires de la mer Tyrrhénienne et du bassin Liguro-Provençal. Nous nous concentrerons donc sur le dernier maximum (39°N , 1000 m). Dans notre modèle, la circulation thermohaline profonde est négligeable en mer Tyrrhénienne et les valeurs de 0.4 Sv dans OM8-ARP et 0.2 Sv dans CAM représentent donc le transport vers le Sud de la WMDW dans le bassin Liguro-Provençal après sa formation. La circulation thermohaline de l'Ouest est plus faible et moins profonde dans CAM. En effet, sous 2000 m, il existe un transport de 0.2 Sv dans OM8-ARP et de moins de 0.05 Sv dans CAM.

Sur la figure 4.15, on retrouve la formation de l'ADW au Sud de l'Adriatique entre 41°N et 42°N avec des valeurs de 0.45 Sv dans OM8-ARP et de 0.40 Sv dans CAM. Plus au Sud, le *cascading* de l'ADW après le seuil d'Otrante et sa transformation par mélange en EMDW est très visible entre 39°N et 40°N . Dans son déplacement vers le Sud (mer Ionienne), le transport de l'EMDW atteint sous 1000 m des valeurs de 0.85 Sv dans OM8-ARP et de 0.60 Sv pour CAM. L'augmentation du transport se fait par entraînement des eaux intermédiaires lors du *cascading*. Notons encore une fois que les deux modèles sont

capables de produire de l'EMDW très profonde avec des transports dépassant les 0.2 Sv sous 2000 m.

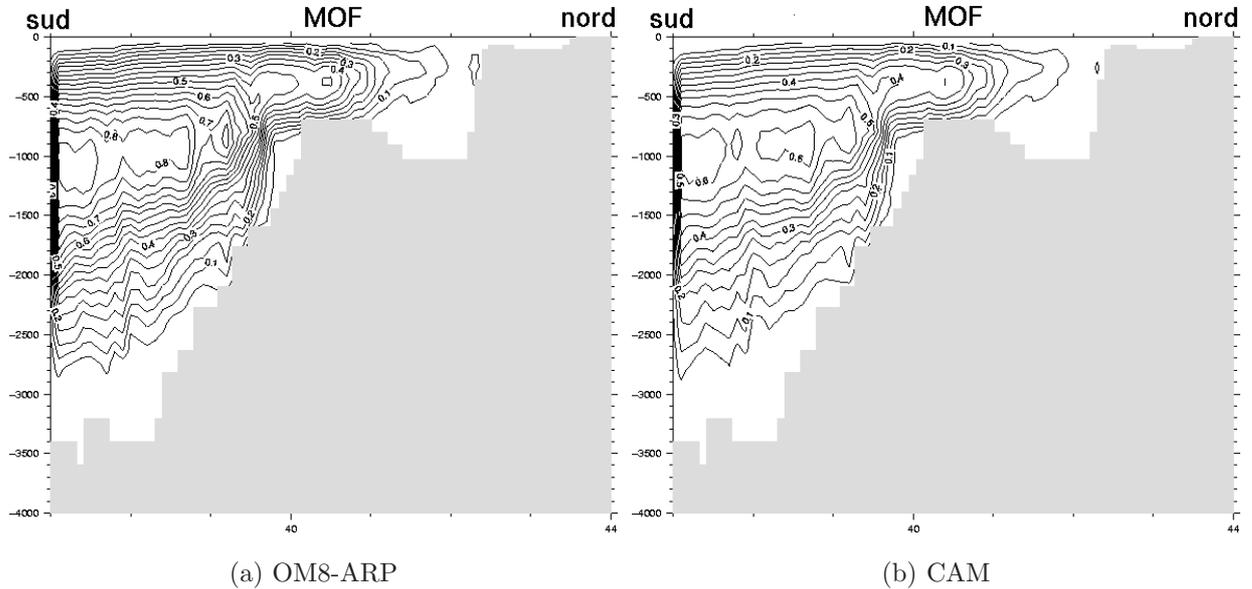


FIG. 4.15 – Fonction de retournement méridionale intégrée sur la mer Adriatique et le Nord de la mer Ionienne (limitée à 37°N) (a) OM8-ARP (moyenne sur 1961-1999) et (b) CAM (moyenne sur 1961-1998).

La figure 4.16 montre la MOF pour la Nord de la mer Egée. On voit que dans les deux modèles, la formation d'une masse d'eau intermédiaire existe (transport négligeable sous 500 m) avec un transport vers le Sud de 0.5 Sv dans les deux modèles. Le tracé de la variabilité interannuelle du maximum de la MOF n'a pas laissé apparaître d'année avec un maximum très nettement supérieur à la moyenne comme ce serait le cas lors d'un EMT.

4.4 Etude de la formation de la WMDW

Grâce à l'étude de processus du chapitre 3, nous disposons de certains diagnostics permettant d'étudier la convection profonde du golfe du Lion et la formation de la WMDW. De plus, cette zone semble être moins affectée que les autres par les dérives du modèle couplé et c'est là que la plus grande différence apparaît entre le modèle couplé et le modèle forcé.

On utilisera préférentiellement des moyennes sur la zone LION définie sur la carte de la figure 4.1 ainsi que la zone LION4 définie dans le chapitre 3.

4.4.1 Préambule concernant les corrélations

Dans cette partie, nous allons essayer d'établir les liens temporels existant entre les différentes variables calculées en relation avec le phénomène de convection profonde dans le golfe du Lion. Nous travaillerons principalement sur les simulations CAM et OM8-ARP sur la période 1961-1998. Quand on étudie une zone donnée (LION, LION4, bassin Ouest, ...), on utilise des valeurs moyennées annuellement et spatialement pour le calcul des corrélations. Les variables étudiées seront toujours comptées positivement pour faciliter la

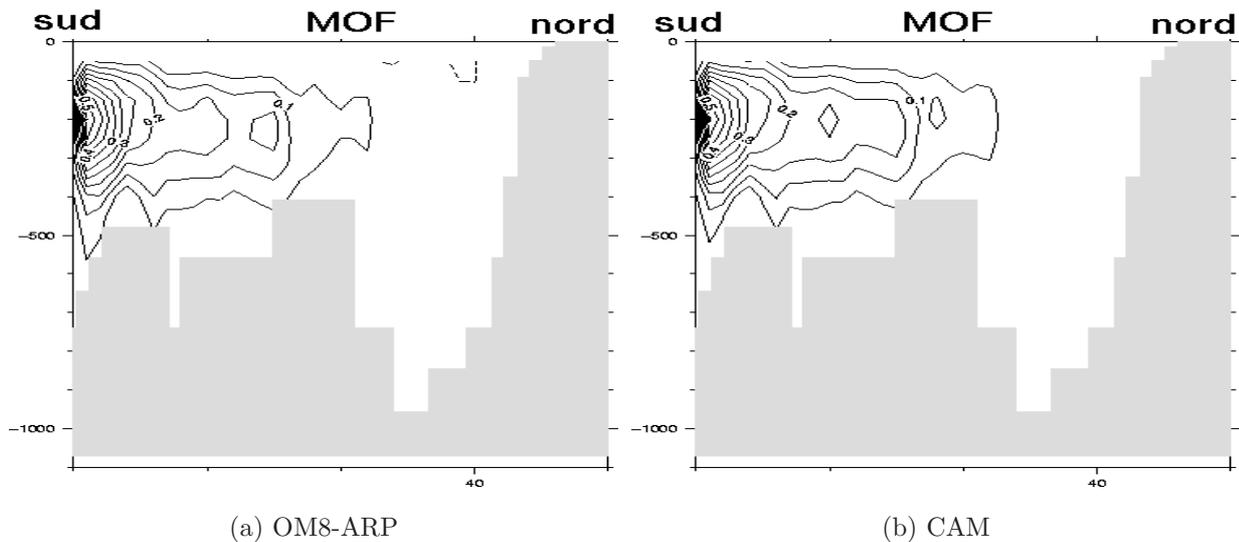


FIG. 4.16 – Fonction de retournement méridionale intégrée sur le Nord de la mer Egée (limitée à 37°N) pour (a) OM8-ARP (moyenne sur 1961-1999) et (b) CAM (moyenne sur 1961-1998).

compréhension des corrélations : par exemple, on parlera de perte de chaleur, de profondeur de la couche de mélange ou de perte de flottabilité.

En tenant compte de la significativité statistique des coefficients de corrélation, nous essayerons (exercice délicat) de comprendre les liens de causalité entre les différentes variables décrivant les forçages extérieurs, les propriétés hydrologiques des masses d'eau, le phénomène de convection profonde et la circulation thermohaline du bassin.

Débiaiser les séries temporelles

Comme nous le verrons par la suite, certaines variables des simulations CAM et OM8-ARP présentent une dérive. Pour calculer les corrélations, nous avons donc décidé de “débiaiser” toutes les variables après avoir calculé la droite de régression linéaire pour chacune.

Significativité statistique

Les corrélations sont calculées sur une période de 38 ans (1 point par an) à partir de séries temporelles considérées comme non-autocorrélées ce qui est vrai dans la grande majorité des cas. Cela implique que l'hypothèse *le coefficient de corrélation est nul* est fausse si celui-ci dépasse 0.32 avec un niveau de confiance de 5% et 0.41 avec un niveau de 1% (Saporta, 1990). Dans le deuxième cas, cela signifie qu'on a 1% de chance de se tromper en affirmant que le coefficient de corrélation est non-nul. Dans la suite, lorsque nous ne précisons rien, c'est que la corrélation est significative à 95 ou à 99%.

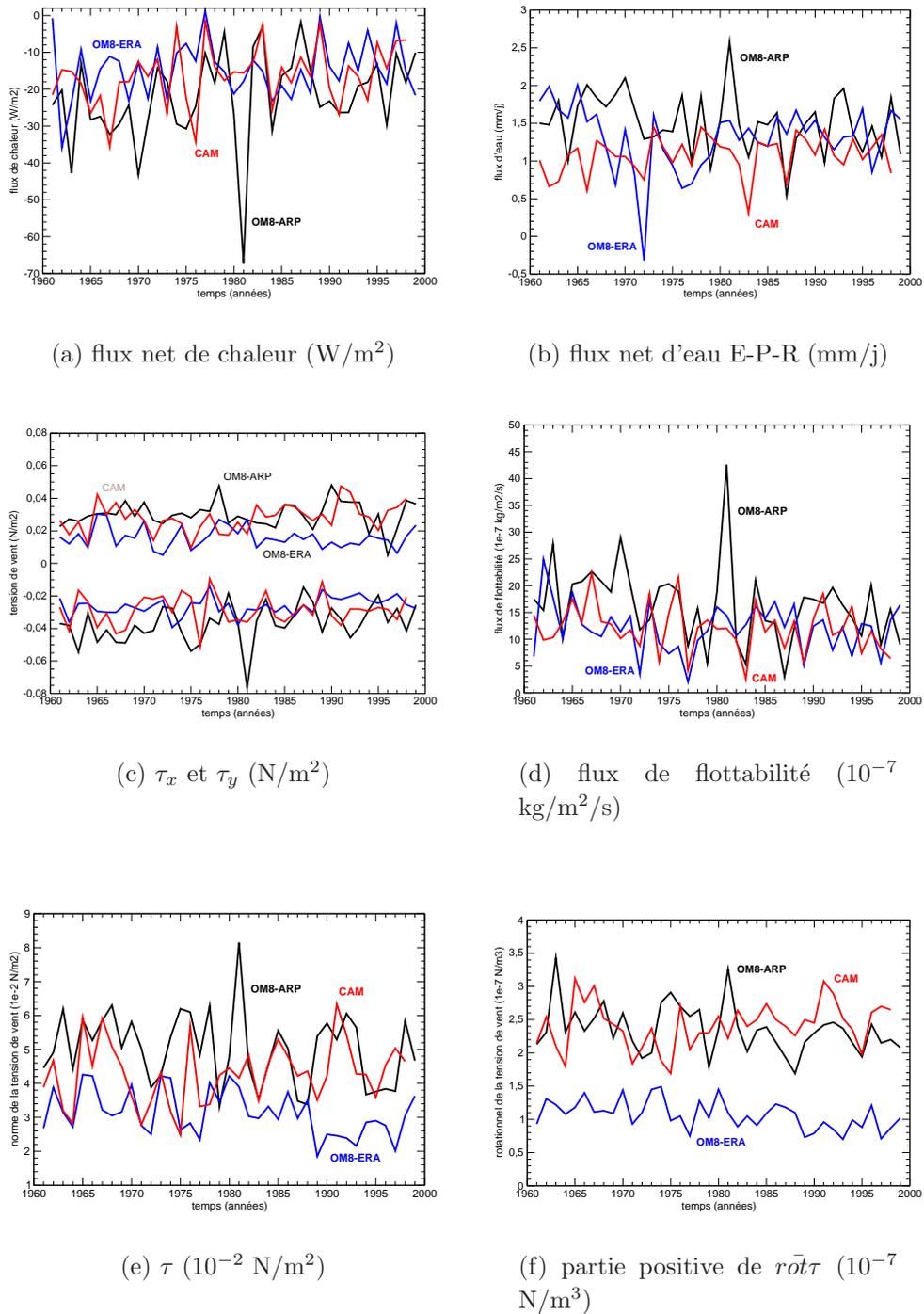


FIG. 4.17 – Evolution temporelle des forçages (flux de chaleur, flux d'eau, tension de vent zonale et méridienne, flux de flottabilité, norme de la tension de vent, partie positive du rotationnel de la tension de vent) pour les 3 expériences OM8-ARP (noir), OM8-ERA (bleu) et CAM (rouge) de 1961 à 1999 en moyenne annuelle sur la zone LION.

4.4.2 Flux de surface

Moyenne annuelle, zone LION (cf. figure 4.17)

Si l'on compare les valeurs sur la zone LION (tableau 4.6) avec ceux du bassin méditerranéen (tableau 4.1), on s'aperçoit que tous les forçages sauf le bilan E-P-R sont plus

	CAM 1961-98	OM8-ARP 1961-99	OM8-ERA 1961-99
Q_{tot} avant rappel (W.m^{-2})	-16.3 (8.1)	-40.0 (17.2)	-12.4 (11.3)
Q_{tot} après rappel (W.m^{-2})	-16.3 (8.1)	-22.2 (12.2)	-14.7 (7.7)
E-P-R (mm/an)	394 (91)	551 (146)	474* (157)
Flottabilité (10^{-7} kg/m ² /s)	12.1 (4.4)	16.5 (7.2)	12.1 (4.5)
τ (10^{-2} N.m ⁻²)	4.3 (0.9)	5.0 (1.1)	3.1 (0.7)
rot(τ) ₊ (10^{-7} N.m ⁻³)	2.42 (0.34)	2.36 (0.36)	1.07 (0.21)

TAB. 4.6 – Valeurs moyennes et écarts-types interannuels des forçages pour les simulations CAM, OM8-ARP et OM8-ERA (moyennes sur la zone LION et sur la période temporelle indiquée). * : cette valeur tient compte de la correction imposée. Les écarts-types sont indiqués entre parenthèses.

intenses dans cette zone de convection : la perte de chaleur est plus importante, ainsi que la perte de flottabilité, la norme de la tension de vent et la partie positive de son rotationnel. La variabilité interannuelle des différents forçages est également plus importante sur la zone LION.

La simulation OM8-ERA présente les forçages les moins favorables à la convection profonde et OM8-ARP les plus favorables. CAM se situe au milieu avec un flux de flottabilité nettement plus faible que dans OM8-ARP majoritairement à cause d'un flux de chaleur de chaleur nettement plus faible (-16.3 contre -22.2 W.m^{-2}). En revanche, en ce qui concerne le forçage par le vent, CAM et OM8-ARP sont très proches.

La comparaison des variabilités interannuelles nous amène aux mêmes conclusions que pour le bassin global. CAM montre une variabilité statistiquement plus faible qu'OM8-ARP pour les champs suivants : flux de flottabilité, flux de chaleur, flux d'eau. En revanche, bien que plus faible dans CAM, la variabilité des deux champs liés au vent n'est pas statistiquement différente de celle d'OM8-ARP. Comme à l'échelle de la Méditerranée, la variabilité de CAM est souvent proche de celle d'OM8-ERA sauf pour le flux E-P-R.

Concernant la perte de flottabilité et contrairement au cas de la Méditerranée dans son ensemble, la perte de chaleur est prépondérante : elle constitue 67% de la perte de flottabilité pour CAM et OM8-ARP et 61% pour OM8-ERA .

A l'échelle annuelle et si on se place du point de vue de la convection profonde, CAM est handicapée par une perte de flottabilité trop faible et OM8-ERA par une perte de flottabilité trop faible et un forçage par le vent trop faible. La forte variabilité interannuelle d'OM8-ARP est également un facteur favorable à la convection. Pour la perte de chaleur par exemple, OM8-ERA présente 7 années avec un flux moyen dépassant les -30 W.m^{-2} , CAM 2 années et OM8-ERA 1 année.

De notre point de vue, la faible résolution d'ERA40 explique l'intensité plus faible des vents et leur relative homogénéité spatiale qui se traduit par un rotationnel plus faible. Ces conclusions sur les vents ERA40 rejoignent celles du chapitre 3 ainsi que celles de *Ruti et al.* (2005) et *Béranger et al.* (2006).

Moyenne hivernale, zone LION4

On va maintenant se consacrer aux forçages de surface de la saison hivernale (décembre, janvier, février) en moyenne sur la zone LION4 (cf. carte de la figure 3.1, page 55). Le ta-

bleau 4.7 résume les valeurs moyennes sur DJF et sur la période 1961-1998. On retrouve les mêmes conclusions que pour les moyennes annuelles i.e. tous les forçages de CAM sont plus faibles que ceux d'OM8-ARP vis à vis du phénomène de convection hivernale. La variabilité interannuelle est également plus faible dans le modèle couplé que dans le modèle forcé.

Pour tenter d'expliquer la variabilité interannuelle de la formation de la WMDW, c'est la distribution temporelle (1 valeur par an) de ces paramètres de surface qui nous intéresse. Nous avons décidé de les représenter sous forme d'histogrammes (cf. figure 4.18) afin de pouvoir comparer les distributions statistiques des deux expériences qui ne suivent a priori pas la même chronologie.

On voit nettement sur ces distributions les effets combinés d'une plus forte moyenne et d'une plus forte variabilité pour la simulation des événements extrêmes de flux.

	CAM 1961-98	OM8-ARP 1961-98
Q_{tot} après rappel (W.m^{-2})	-120.5 (29.1)	-152.5 (38.3)
E-P-R (mm/an)	807 (212)	1413 (288)
Flottabilité ($10^{-7} \text{ kg/m}^2/\text{s}$)	67.8 (16.0)	89.5 (21.4)
Flottabilité (cumul DJF, m^2/s^2)	0.51 (0.12)	0.67 (0.16)
τ (10^{-2} N.m^{-2})	10.7 (2.9)	14.4 (3.8)
$\text{rot}(\tau)_+$ (10^{-7} N.m^{-3})	2.97 (0.84)	3.26 (1.51)

TAB. 4.7 – Valeurs moyennes et écarts-types interannuels des forçages pour les simulations CAM et OM8-ARP (moyennes sur la zone LION4, sur la période hivernale DJF et sur la période 1961-1998). Les écarts-types sont indiqués entre parenthèses.

Corrélations

Si l'on s'intéresse aux flux océan-atmosphère en moyenne hivernale (DJF) au dessus de la zone LION4, on trouve que tous les flux sont corrélés entre eux et cela en mode forcé (OM8-ARP) ou couplé (CAM). La perte de chaleur est positivement corrélée à la perte d'eau. Ces deux flux sont également positivement corrélés à la perte de flottabilité ainsi qu'à la norme de la tension de vent et à la partie positive du rotationnel. Par conséquent, sauf mention du contraire, nous parlerons des flux océan-atmosphère d'un seul bloc. On parlera de flux forts lorsqu'ils ont tendance à créer de la convection profonde. Notons que la variabilité interannuelle de la perte de flottabilité est pilotée quasi-exclusivement par celle de la perte de chaleur avec des corrélations valant 0.997 pour OM8-ARP et 0.996 pour CAM. La perte de chaleur explique donc à elle-seule plus de 99% de la variance du flux de flottabilité sur cette zone.

Concernant les flux, d'autres corrélations sont intéressantes : temporellement, la moyenne des flux de l'hiver DJF avec janvier de l'année A est positivement corrélées avec la moyenne sur l'ensemble de l'année A. Cela signifie que la variabilité des flux hivernaux domine celle des flux en moyenne annuelle. Cela provient du fait que c'est en hiver que les anomalies à la moyenne sont les plus élevées.

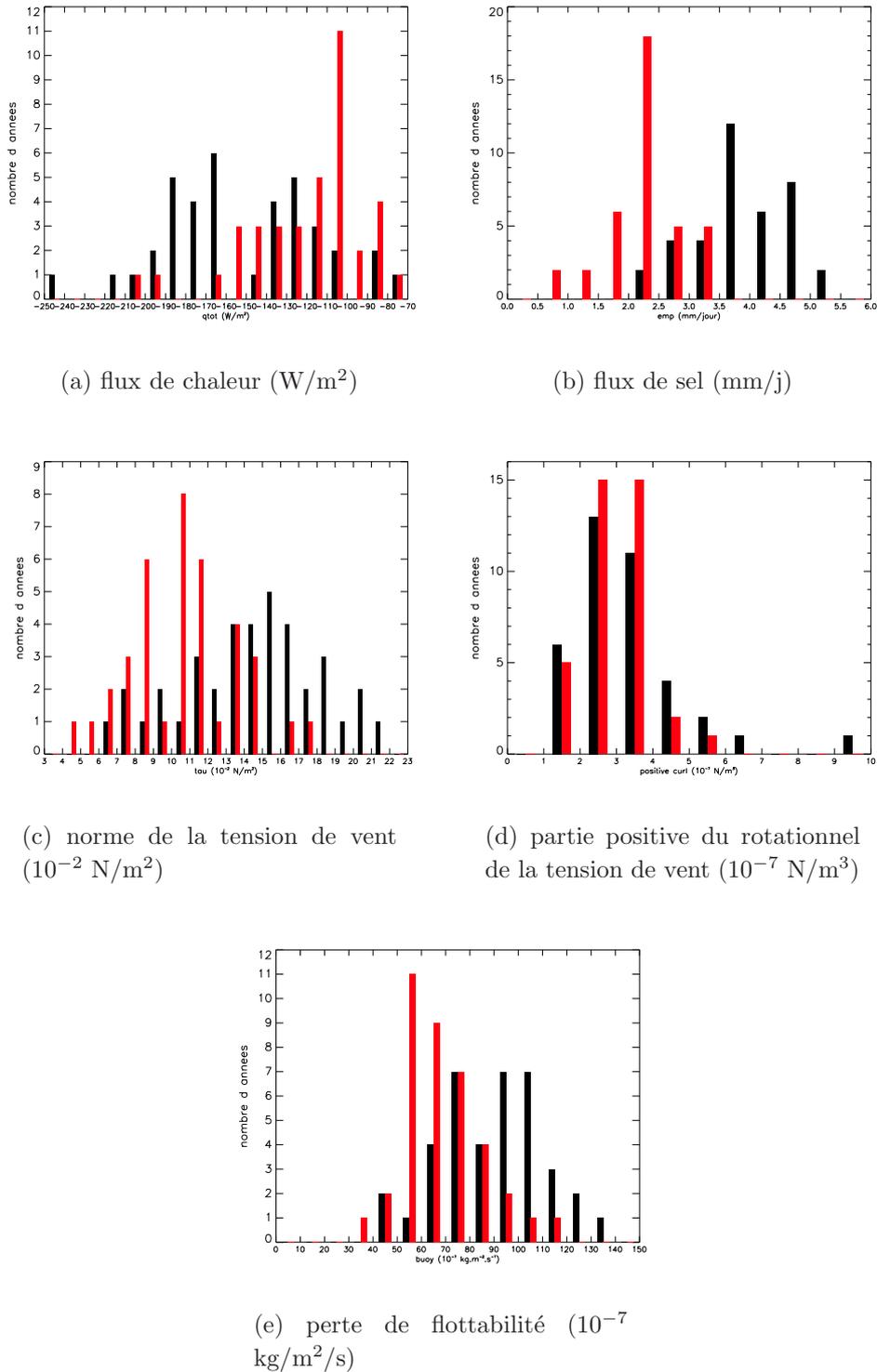


FIG. 4.18 – Distribution statistique sur 38 ans pour OM8-ARP (en noir) et CAM (en rouge) sur la zone LION4 en moyenne sur DJF pour les flux air-mer.

4.4.3 Température et salinité

Le tableau 4.8 résume les moyennes et les écarts-types des caractéristiques hydrologiques dans le bassin LION pour les trois expériences et deux climatologies. La figure 4.19 illustre

	CAM 1961-98	OM8-ARP 1961-99	OM8-ERA 1961-99	MedAtlas-II clim	MODB5 clim
SST (°C)	16.84 (0.35)	17.03 (0.28)	17.58 (0.33)	17.70	17.58
T3D (°C)	12.62 (D)	12.55 (0.05)	13.31 (D)	13.00	13.01
SSS (psu)	37.82 (0.06)	37.97 (0.07)	37.88 (0.10)	37.90	37.88
S3D (psu)	38.28 (D)	38.30 (D)	38.39 (0.001)	38.41	38.40

TAB. 4.8 – Valeurs moyennes et écarts-types interannuels des variables SST, T3D, SSS et S3D pour les simulations CAM, OM8-ARP et OM8-ERA (moyennes sur la zone LION et sur la période temporelle indiquée). En cas de dérives significatives, on l'indique par un D entre parenthèses, sinon on met l'écart-type de la variable.

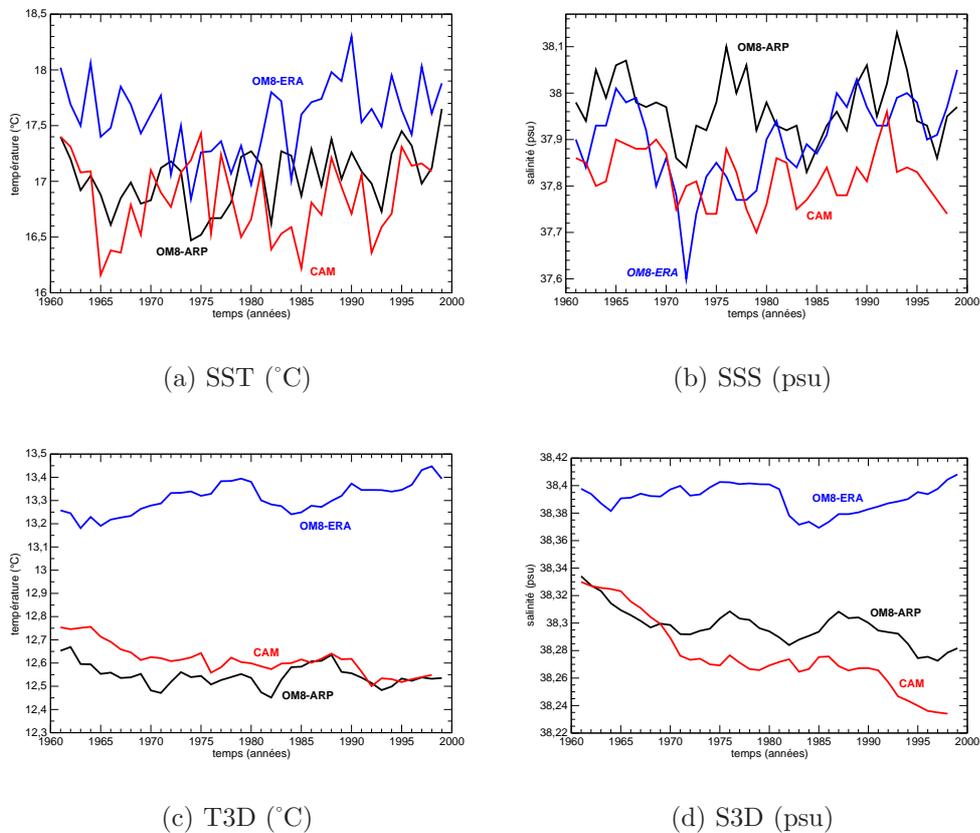


FIG. 4.19 – Même légende que la figure 4.17 pour les caractéristiques hydrologiques (température et salinité de surface, température et salinité moyenne).

leur série chronologique.

Durant les spin-up, les simulations se comportent sur la zone LION de la même manière que sur le bassin global. On retrouve donc CAM avec la SST la plus froide et la SSS la moins salée. En moyenne sur 40 ans, l'écart vaut -0.19°C et -0.15 psu entre CAM et OM8-ARP. L'écart en salinité n'est pas très grave puisqu'il situe CAM comme légèrement moins salée que MedAtlas-II (-0.08 psu) alors qu'OM8-ARP est légèrement plus salée ($+0.07$ psu). On rappelle que ces deux simulations n'utilisent pas de rappel en sel en surface. Ce n'est pas le cas d'OM8-ERA qui présente une SSS quasi-parfaite (-0.02

psu). L'écart en SST est plus gênant puisqu'il aggrave le biais d'OM8-ARP qui était de -0.67°C vis à vis de MedAtlas-II. Notons cependant qu'en terme de climatologie de SST, les différences sont sensibles entre MedAtlas-II (17.70°C), MODB5 (17.58°C), Reynolds (17.48°C) et l'analyse d'ERA40 (17.52°C).

Les variabilités interannuelles des quantités de surface (SST et SSS) de CAM et OM8-ARP ne sont pas statistiquement différentes. On note cependant pour la SST que l'écart-type de CAM (0.35°C) est plus important que celui d'OM8-ARP (0.28°C) et surtout très proche de celui d'OM8-ERA (0.33°C) lui-même en accord avec la variabilité de la SST de l'analyse ERA40 utilisée pour le rappel en surface dans OM8-ERA (0.34°C). Le modèle couplé régional est donc capable de reproduire la variabilité observée des SST et cela sans contrainte extérieure. Le rappel en SST limite la variabilité de la SST dans OM8-ARP car les données de Reynolds (*Smith et al.*, 1996) utilisées sont peu variables d'une année à l'autre.

Pour les grandeurs intégrées sur la verticale, on obtient des biais similaires à ceux du bassin global. OM8-ARP possède un biais d'environ -0.5°C pour T3D et -0.1 psu pour S3D. Ces variations sont quasiment compensées en densité. CAM est très proche d'OM8-ARP mais avec des eaux plus légères, légèrement plus chaudes ($+0.07^{\circ}\text{C}$) et moins salées (-0.02 psu). OM8-ERA présente des eaux beaucoup plus légères que MedAtlas-II avec une salinité très comparable (-0.02 psu) mais une température trop chaude ($+0.3^{\circ}\text{C}$).

Il est difficile de comparer les variabilités interannuelles pour T3D et S3D à cause des dérives significatives qui existent pour CAM (cf. figures 4.19c et 4.19d). Néanmoins, on peut voir sur ces mêmes courbes que la période de 21 ans allant de 1971-1991 ne présente pas de dérive statistiquement significative (test pour OM8-ARP et CAM; pour T3D et S3D). Sur la période 1971-1991, on obtient les valeurs du tableau 4.9. Les moyennes ont peu changé mais on peut maintenant comparer les écarts-types. Malgré la diminution de la taille de l'échantillon, on obtient pour T3D et S3D que la variabilité interannuelle du modèle couplé régional est statistiquement plus faible que celle d'OPAMED8 forcé par des flux. Avec une variabilité plus faible en terme de flux et en terme de température et de salinité moyennes, on peut imaginer que les deux modèles ne vont pas simuler de la même manière la variabilité de la convection profonde au large du golfe du Lion. C'est ce que nous allons étudier ci-dessous.

	CAM 1971-91	OM8-ARP 1971-91
T3D ($^{\circ}\text{C}$)	12.61 (0.023)	12.54 (0.046)
S3D (psu)	38.27 (0.0040)	38.30 (0.0068)

TAB. 4.9 – Valeurs moyennes et écarts-types interannuels des variables T3D et S3D pour les simulations CAM et OM8-ARP (moyennes sur la zone LION et sur la période 1971-91). En cas de dérives significatives, on l'indique par un D entre parenthèses, sinon on met l'écart-type de la variable.

Corrélations

Il existe une corrélation entre la salinité moyenne (S3D) et la température moyenne (T3D) du bassin LION. Ces variables évoluent en conservant la densité. Température chaude en phase avec forte salinité.

4.4.4 Profondeur de couche de mélange

Cycle saisonnier : validation

La présentation de l'état moyen a été faite lors de l'étude du bassin méditerranéen global. On s'intéresse maintenant plus particulièrement au cycle saisonnier de la profondeur de la couche de mélange de la zone de formation de la WMDW en comparant nos simulations à la climatologie de *D'Ortenzio et al. (2005)* (cf. tableau 4.10 et figure 4.20). Pour nos simulations le maximum est atteint en février alors que la climatologie le place en

	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Aou	Sep	Oct	Nov	Dec
CAM	410	600	400	70	20	10	10	10	20	40	70	190
OM8-ARP	950	1520	1150	280	30	10	10	10	10	20	50	270
CAM lissé	320	450	270	50	10	10	10	10	10	30	50	150
OM8-ARP lissé	660	1040	740	190	20	10	10	10	10	20	40	180
Clim.	170	180	960	40	30	20	20	30	30	60	60	110

TAB. 4.10 – Cycle saisonnier de la profondeur de la couche de mélange (turbocline, en m) pour les expériences CAM, CAM lissé 1.5° de résolution, OM8-ARP et comparaison avec la climatologie de *D'Ortenzio et al. (2005)*.

mars. Le minimum se situe en juin, juillet et août en accord avec la climatologie. En lissant les simulations afin d'obtenir l'équivalent d'une résolution de 1.5° , on obtient des valeurs très proches de la climatologie de mai à novembre pour les deux modèles. OM8-ARP est plus réaliste dans la simulation du maximum annuel même si celui-ci est déphasé d'un mois. En revanche, CAM est meilleur qu'OM8-ARP dans les phases d'approfondissement (octobre, novembre, décembre, janvier) et de restratification (mars). De la comparaison à la climatologie de *D'Ortenzio et al. (2005)*, on conclut que la convection dans CAM est un peu trop faible et qu'elle est un peu trop forte dans OM8-ARP.

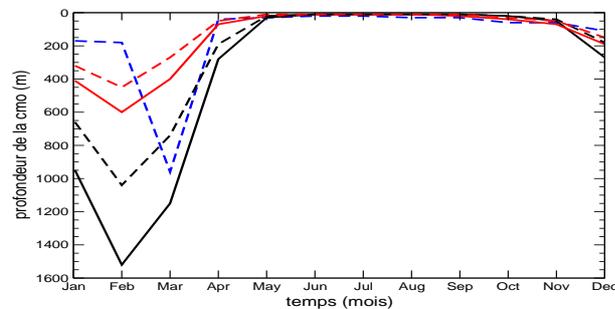
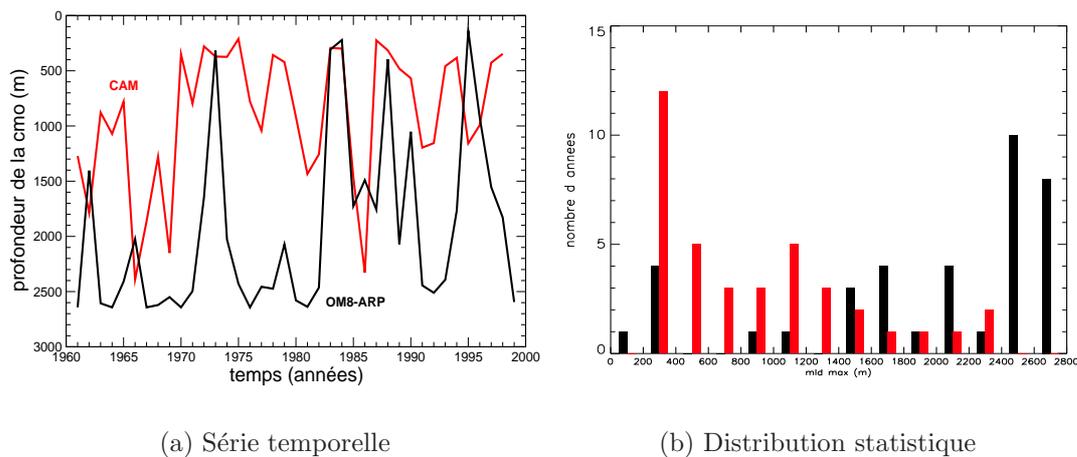


FIG. 4.20 – Cycle saisonnier de la profondeur la couche de mélange sur la zone LION. Comparaison entre la climatologie de *D'Ortenzio et al. (2005)* (tirets bleus), CAM (plein, rouge), CAM lissé à 1.5° (tirets rouges), OM8-ARP (plein, noir) et OM8-ARP lissé à 1.5° (tirets noirs).



(a) Série temporelle

(b) Distribution statistique

FIG. 4.21 – Série temporelle du maximum de la profondeur de la couche mélangée (maximum sur la zone LION4 et sur les mois de janvier, février et mars à partir de fichiers mensuels) pour les simulations OM8-ARP (en noir) et CAM (en rouge). Le champ est montré sous (a) la forme d'une série temporelle et (b) d'un histogramme.

Variabilité interannuelle

On peut s'intéresser maintenant à la série temporelle de la profondeur de la couche mélangée. La figure 4.21 montre le maximum spatial de la profondeur de la couche de mélange sur la zone LION4 pour les mois de janvier, février et mars. Notons que dans nos modèles, le maximum de la profondeur de la CMO a lieu quasiment tout le temps en février mais pas toujours, et jamais en décembre⁴.

La figure 4.21 montre que la convection dans OM8-ARP est très (trop) forte. En effet, pour plus d'une année sur 2, on trouve au moins un point dont la profondeur de la couche de mélange a atteint le fond et y est restée pendant au moins un mois.

Si maintenant on place un seuil à 1000 m (resp. 600 m) entre convection profonde et non profonde, CAM5 présente 40% (resp. 55%) d'années à convection profonde et OM8-ARP 84% (resp. 87%). Rappelons que *Castellari et al.* (2000) obtiennent 33% (resp. 78%) de convection profonde avec les mêmes seuils et en s'appuyant sur une étude numérique simulant les années 1980-88. *Béranger et al.* (2006) n'obtiennent pas d'année convective en 18 ans de simulation avec les forçages ERA40 et obtiennent 33% (resp. 83%) de convection profonde avec un forçage ECMWF mais seulement sur 6 années. Avec un modèle 1D de couche de mélange, *Mertens and Schott* (1998) obtiennent 70% (resp. 90%) de convection profonde en simulant 24 hivers. A partir d'observations in-situ (8 années différentes), les mêmes auteurs donnent 75% (resp. 88%) de convection profonde. Notons que *Béranger et al.* (2006) et *Mertens and Schott* (1998) utilisent des valeurs quotidiennes pour déterminer les profondeurs de la couche de mélange.

Malgré le faible nombre d'années des études précédentes, il semble qu'OM8-ARP soit plus réaliste que CAM pour la convection dépassant 600 m et CAM plus réaliste pour celle dépassant 1000 m.

⁴A l'échelle climatique, on travaille à partir des fichiers mensuels de profondeur de couche de mélange. La perte d'information concernant l'utilisation de fichiers mensuels à la place de fichiers quotidiens est analysée au chapitre 3.

On a également tracé la série chronologique de la surface pour laquelle la profondeur de la couche de mélange océanique (CMO) dépasse 1000 m (figure 4.22).

On observe que la surface concernée par une profondeur de CMO supérieure à 1000 m est nettement plus importante dans OM8-ARP ($1.71 \pm 1.47 \cdot 10^{10} \text{ m}^2$) que dans CAM ($0.30 \pm 0.42 \cdot 10^{10} \text{ m}^2$). La surface de la zone LION vaut $22.8 \cdot 10^{10} \text{ m}^2$. La surface convective ($h_{\text{CMO}} > 1000 \text{ m}$) représente donc 6 % (resp. 1%) de la zone LION pour OM8-ARP (resp. CAM). Au maximum dans OM8-ARP (1970), la zone convective représente 27% de la zone LION. Les moyennes sont statistiquement différentes ainsi que les écarts-types. Notons également que CAM ne présente pas de dérive significative au cours de la simulation, ce qui n'est pas le cas d'OM8-ARP.

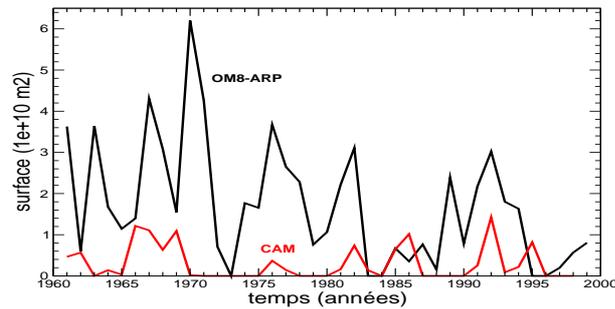


FIG. 4.22 – Série temporelle de la surface pour laquelle la profondeur de la couche de mélange dépasse 1000 m dans la zone LION (moyenne sur JFM de chaque année) pour les simulations OM8-ARP (en noir) et CAM (en rouge).

Corrélations temporelles

Afin de savoir si les deux paramètres précédents (i.e. profondeur maximale de la CMO et surface concernée par une CMO plus profonde que 1000 m) sont indépendants, nous avons calculé leur corrélation pour les deux expériences. Après débiaisage des séries temporelles, nous obtenons une corrélation de 0.68 pour OM8-ARP et de 0.82 pour CAM. Ainsi dans OPAMED8 et CAM, une profondeur de couche de mélange importante est associée avec une surface de convection importante.

On aurait pu penser que certaines années présentent une convection très profonde mais limitée dans l'espace et que d'autres présentent une convection intermédiaire mais bien étendue. Ce n'est pas le cas.

4.4.5 Stratification en novembre

Nous avons vu, grâce à l'analyse de l'hiver 1986-87 (cf. chap. 3), l'importance de la stratification pré-hivernale sur la détermination de la profondeur maximale de la couche de mélange. Nous voulons vérifier cette idée sur la variabilité interannuelle du phénomène. Travaillant à partir de fichiers mensuels, nous estimons que la stratification moyenne du mois de novembre sur la zone LION4 nous fournit un bon indicateur du préconditionnement de la zone de convection.

La figure 4.23 montre les profils verticaux en densité, température et salinité pour les expériences OM8-ARP et CAM ainsi que pour la climatologie MedAtlas-II. CAM est plus proche de la climatologie qu'OM8-ARP en profondeur mais présente une eau plus froide,

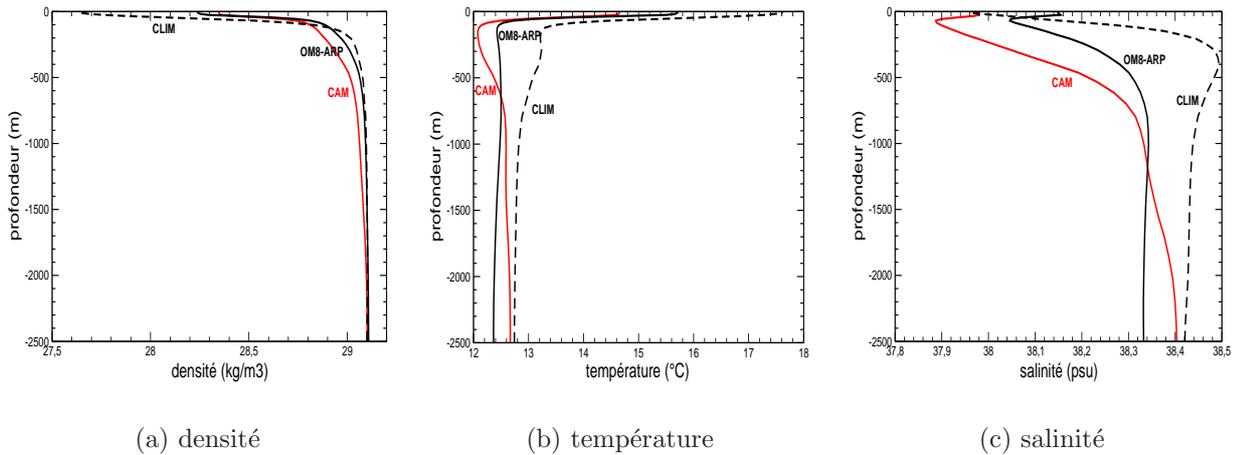


FIG. 4.23 – Profil vertical moyen de (a) densité, (b) température et (c) salinité sur la zone LION4 en moyenne sur le mois de novembre et sur l'ensemble de la simulation. OM8-ARP en noir, CAM en rouge et MedAtlas-II en tiret noir.

moins salée et plus légère à mi-profondeur au niveau de la couche de LIW. Ce défaut était déjà présent dans OM8-ARP mais il est plus accentué dans CAM. Cependant on note tout de même la présence d'une anomalie locale de température et de salinité à mi-profondeur. Celle-ci marque la présence de la LIW, même si ses caractéristiques sont éloignées de la climatologie. En s'aidant de sections verticales (non montrées), on peut situer la couche de LIW à 300-400 m dans MedAtlas-II, à 500-600 m dans OM8-ARP et à 700-800 m dans CAM.

Le profil vertical de la fréquence de Brunt-Vaisala (N) nous donne une vision plus synthétique de la stratification verticale (cf. figure 4.24, toujours en moyenne sur novembre, LION4 et toute la durée de la simulation). On voit que CAM est moins stratifiée qu'OM8-ARP en surface et plus stratifiée en dessous de 200 m. La climatologie est quant à elle la plus stratifiée des trois en surface et la moins stratifiée sous 200 m. Rappelons que la

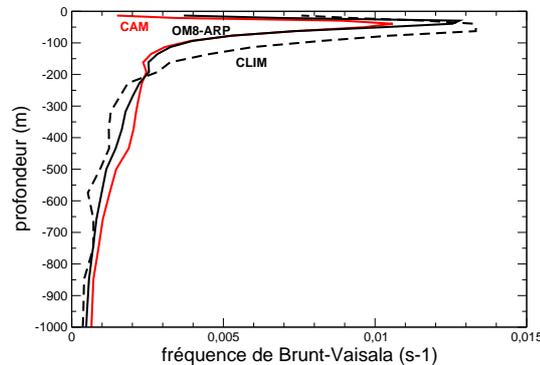


FIG. 4.24 – Même légende que la figure 4.23 mais pour la fréquence de Brunt-Vaisala.

fréquence de Brunt-Vaisala (N en s^{-1}) se calcule par :

$$N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

avec $g = 9.81 \text{ m/s}^2$ et $\rho_0 = 1020 \text{ kg/m}^3$.

Il est intéressant de résumer la contrainte de la stratification verticale en un paramètre à 0 dimension (cf. *Artale et al.*, 2002, par exemple pour une utilisation de ce paramètre). La formule de Turner (1973) citée par *Lascaratós and Nittis* (1998) peut nous être utile pour définir la perte de flottabilité potentielle qu'il faut fournir pour mélanger un profil vertical donné. La formule s'écrit :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{B(t)}{N^2(h).h}$$

avec h , la profondeur de la couche de mélange comptée positivement (en m), B la perte de flottabilité comptée positivement (en m^2/s^3) et N la fréquence de Brunt-Vaisala (s^{-1}). Si on place les termes dépendant de h d'un côté de l'équation et les termes dépendant de t de l'autre et que l'on intègre chacun des deux membres de l'équation, on obtient la formule suivante :

$$\int_0^{H_{lim}} N^2(h).h.dh = \int_0^{T_{lim}} B(t).dt$$

A gauche de l'équation, on retrouve ce que l'on peut appeler la *perte de flottabilité potentielle* qu'il faut fournir pour atteindre la profondeur H_{lim} et à droite, on retrouve la valeur cumulée sur la période T_{lim} de la perte de flottabilité due aux flux de surface. Dans la suite, pour la différencier de la perte de flottabilité par la surface, on appellera cette perte de flottabilité potentielle, **indice de stratification** qui aura les mêmes unités qu'un flux de flottabilité. Si on fixe H_{lim} au fond du bassin, on obtient un indice de stratification de $1.26 \text{ m}^2/\text{s}^2$ pour MedAtlas-II, $1.14 \text{ m}^2/\text{s}^2$ pour OM8-ARP et $1.69 \text{ m}^2/\text{s}^2$ pour CAM. Si maintenant, on limite notre calcul à 1000 m, estimant que la convection profonde est atteinte si on dépasse cette profondeur, on obtient alors des valeurs de $1.17 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ($156.4 \text{ kg/m}^2/\text{s}$) pour MedAtlas-II, $0.88 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ($117.7 \text{ kg/m}^2/\text{s}$) pour OM8-ARP et $1.06 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ($141.7 \text{ kg/m}^2/\text{s}$) pour CAM. La différence entre les valeurs à 2500 m et celles à 1000 m montre que les simulations sont plus stratifiées que la climatologie en profondeur. En revanche dans les deux cas, la plus forte stratification de CAM est confirmée vis à vis d'OM8-ARP. Cette simulation présentera donc une plus forte résistance aux flux de surface. Pour donner un ordre de grandeur des pertes de flottabilité rencontrées en hiver, on peut se souvenir que dans le cas de l'hiver 1986-87, la perte de flottabilité cumulée sur décembre, janvier, février valait $1.5 \text{ m}^2/\text{s}^2$ soit environ $200 \text{ kg/m}^2/\text{s}$ (*Mertens and Schott*, 1998). Avec les approximations faites ici (i.e. rôle négligeable de l'advection), le flux de l'hiver 1986-87, exceptionnellement rare cependant, permet a priori la convection profonde (1000 m) pour chacun des 3 profils et la convection de fond pour MedAtlas-II et OM8-ARP.

Revenons maintenant à nos simulations : en moyenne sur DJF et sur 1961-98, la valeur cumulée de la perte de flottabilité par la surface vaut $0.67 \text{ m}^2/\text{s}^2$ pour OM8-ARP et $0.51 \text{ m}^2/\text{s}^2$ pour CAM (cf. tableau 4.7). Il semblerait donc que le flux de l'année moyenne ne suffise pas à entraîner une convection plus profonde que 1000 m. Il faut compter sur la variabilité interannuelle pour cela. En pratique, en se référant à la figure 4.18e et aux valeurs en $\text{kg/m}^2/\text{s}$, on ne compte aucune année à convection supérieure à 1000 m pour CAM et seulement 3 années pour OM8-ARP. Cela correspond d'assez loin à la réalité observée sur la courbe du maximum de la profondeur de la couche de mélange. Les explications possibles sont que nos approximations sont trop sévères et que l'indice de stratification varie également d'une année à l'autre. Ce serait alors la combinaison des

deux variabilités interannuelles qui permettrait la convection profonde.

La figure 4.25 montre, pour les deux expériences, la série chronologique de l'indice de stratification en novembre (en trait plein, $H_{lim} = 1000$ m) ainsi que le cumul de la perte de flottabilité hivernale (DJF, en tiret). Afin de comparer la stratification de novembre avec la perte de flottabilité sur DJF, la date en abscisse correspond à la date du mois de janvier de l'hiver. Cela signifie que la stratification de novembre 1960 a une abscisse égale à 1961. Selon le modèle simple de l'équation de Turner (1973), la convection devrait dépasser les 1000 m lorsque la courbe en tiret est supérieure à celle en trait plein.

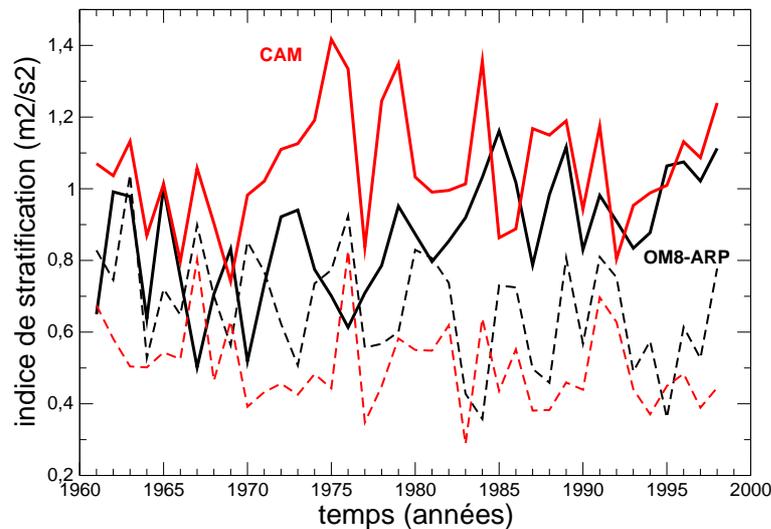


FIG. 4.25 – Série temporelle de l'indice de stratification (en m^2/s^2) du mois de novembre (moyenne sur la zone LION4) pour les simulations OM8-ARP (en noir) et CAM (en rouge). Pour comparaison, on a ajouté les séries temporelles de la perte de flottabilité cumulée sur l'hiver (DJF, mêmes unités) sur la zone LION4 (tiret, même code couleur).

La simulation OM8-ARP se trouve donc 9 fois dans une situation théorique de convection supérieure à 1000 m alors que la simulation CAM ne montre aucune année de ce type. Il faut comparer ces valeurs à la réalité de la simulation 3D (1961-1998) qui indique une convection supérieure à 1000 m dans 32 cas pour OM8-ARP et dans 15 cas pour CAM. La différence observée est bien sûr liée à la simplicité du modèle de Turner qui ne tient pas compte du rôle joué par l'intensité du vent par exemple et à notre manière de faire les moyennes (zone LION4 trop grande, moyenne mensuelle en novembre au lieu de moyenne quotidienne au 30 novembre). Malgré ces différences, nous garderons l'indice de stratification de novembre comme un indicateur qualitatif de la variabilité interannuelle de la stratification au début de l'hiver.

Remarquons entre autres que la variabilité interannuelle de cet indice de stratification (écart-type de $0.16 m^2/s^2$ pour CAM et 0.17 pour OM8-ARP) est du même ordre de grandeur que celle de la perte de flottabilité due aux flux de surface (écart-type de $0.12 m^2/s^2$ pour CAM et 0.16 pour OM8-ARP). Contrairement aux flux de surface, cet écart-type n'est pas plus faible dans le modèle couplé.

Il est donc clair que la variabilité interannuelle de la stratification pré-hivernale ne peut pas être négligée lorsqu'on étudie la variabilité interannuelle du phénomène de convection

profonde. Nous verrons par la suite si cette variabilité explique une part importante ou non de la variabilité interannuelle de la formation de la WMDW.

Par ailleurs, on peut supposer (cf. aussi chap. 3) que cette stratification dépend de tout l'historique de la simulation. Prenons deux exemples pour illustrer ce point. Dans le cas du réchauffement climatique tout d'abord, on montre dans *Somot et al. (2005)* (cf. annexe D) que la stratification de la colonne d'eau augmente avec le temps car en surface l'effet réchauffement l'emporte sur la salinisation. Par ailleurs, le nombre d'hivers à fortes pertes de flottabilité diminue également. Du coup, la probabilité d'avoir en même temps une forte perte de flottabilité hivernale et une faible stratification diminue plus que linéairement. Cela montre que le phénomène de convection profonde est instable et explique pourquoi dans notre scénario, la convection profonde s'arrête si rapidement.

Si on regarde par ailleurs sur l'ensemble de la simulation OM8-ARP pour laquelle ARPEGE-Climat prend en compte l'évolution de la concentration des gaz à effet de serre et des aérosols (ce n'est pas le cas dans CAM), la perte de flottabilité hivernale (cf. figure 4.25) présente une dérive négative significative. Cela signifie que la perte de flottabilité hivernale dans OM8-ARP devient statistiquement plus faible au cours de la simulation. Dans le même temps, la stratification en novembre augmente au cours d'OM8-ARP et cela de manière significative. En terme de convection profonde (seuil à 1000 m) cela se traduit par une diminution très importante des années à forte convection au cours d'OM8-ARP (dérive significative de la profondeur maximale sur LION de la couche de mélange en février, figure 4.21). 100% des années convectent à plus de 1000 m dans les années 60s (50% en appliquant la méthode de Turner), 90% dans les années 70s (30% avec Turner), 70% dans les années 80s (10% par Turner) et 70% dans les années 90s (0% avec Turner).

Notons que la simulation CAM ne présente aucune dérive significative pour les séries temporelles de l'indice de stratification, de la perte de flottabilité ou de la profondeur maximale de couche de mélange.

Corrélations temporelles

Il est intéressant de connaître les liens entre l'indice de stratification des 1000 premiers mètres de la zone LION4 en novembre avec la répartition verticale de la température et de la salinité. Sur les figures 4.26a, 4.26b et 4.26c, on a tracé l'évolution temporelle des caractéristiques de la zone LION4 réparties en 3 couches : la couche de surface (0-150 m), la couche intermédiaire (150-1000 m) et la couche profonde (sous 1000 m). La couche de surface représente l'eau Atlantique modifiée par les flux de surface et advectée dans cette zone. La couche intermédiaire inclut la couche de LIW et la couche profonde recoupe la WMDW.

On voit nettement que la variabilité interannuelle est de plus en plus faible lorsque l'on passe dans les couches profondes. Cependant, elle est encore visible même dans la couche profonde. Il est intéressant de noter que la température et la salinité de la couche de surface ne sont pas significativement corrélées entre elles alors qu'elles le sont très fortement dans la couche intermédiaire ($C > 0.83$) et dans la couche profonde (> 0.98). La formation de masses d'eau se fait à densité quasi-constante, d'où le lien pour les deux couches les plus profondes. En revanche la multiplicité des forçages pour la couche de surface (flux d'eau, de chaleur, mélange vertical, horizontal, advection horizontale) engendre une décorrélation des deux variables en surface. Cela implique une large variabilité de la densité de surface.

La variabilité de la stratification des 1000 premiers mètres de la zone LION4 est très

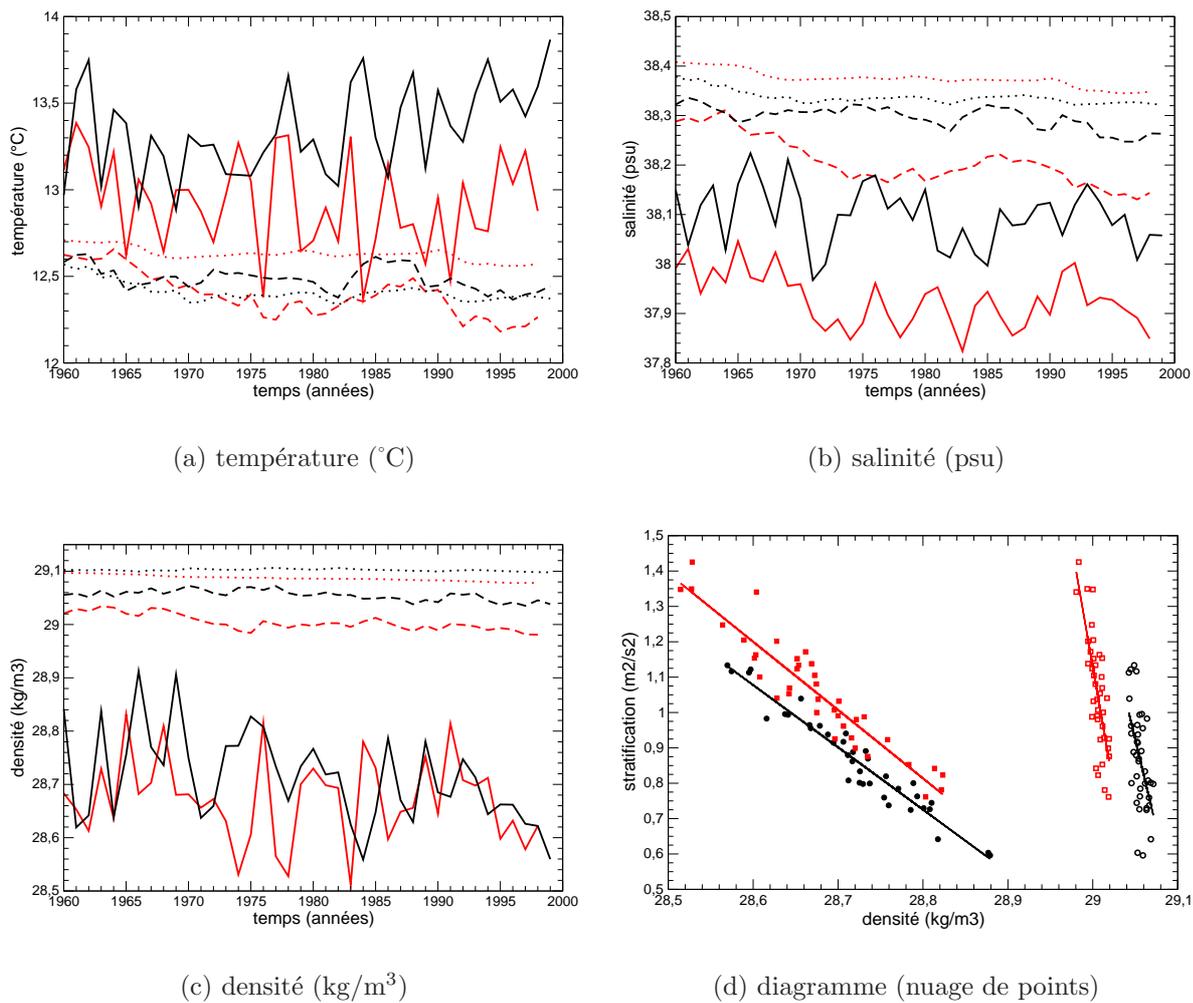


FIG. 4.26 – Evolution temporelle pour 3 couches de la zone LION₄ (a) de la température, (b) de la salinité et (c) de la densité pour le mois de novembre pour OM8-ARP en noir et CAM en rouge. Les couches sont la couche de surface (0-150 m, trait plein), la couche intermédiaire (150-1000 m, tirets) et la couche profonde (sous 1000 m, pointillés). La figure (d) représente, sous forme de nuage de points (OM8-ARP en noir et CAM en rouge), la corrélation de la stratification verticale en novembre avec la densité des couches de surface (symbole plein) et intermédiaires (symbole vide).

fortement corrélée à celle de la densité de surface ($C > -0.94$) et fortement à celle de la densité de la couche intermédiaire ($C > -0.55$) comme on peut le voir sur le diagramme de la figure 4.26d. Pour les deux couches, une augmentation de la densité entraîne une diminution de la stratification. Il n'y a pas de corrélation entre la stratification et la densité de la couche profonde. En surface, la salinité et la température agissent sur la densité et donc sur la stratification. Pour la couche intermédiaire la situation diffère suivant les modèles. Pour OM8-ARP, seule la température agit sur la densité (et sur la stratification) alors que pour CAM, c'est la salinité. Pour la couche profonde, il faut noter que même si salinité, température et densité varient en phase, c'est l'augmentation de salinité qui pilote l'augmentation de densité de la couche de fond pour CAM alors que c'est la diminution de température pour OM8-ARP.

4.4.6 Formation d'eau dense par les flux de surface

Le diagnostic dit de *Walin* (1982) mais généralisé en densité sur la mer Méditerranée par *Lascaatos* (1993) est appliqué ici afin de déterminer le taux de formation de masse d'eau par les flux de surface. Il va correspondre à une borne supérieure du taux de formation de la WMDW. Ici, on utilise un intervalle de 0.1 kg/m^3 et l'on couvre la gamme de densité de 23 à 30 kg/m^3 . Nous utilisons ici uniquement le terme de transformation de masse d'eau lié aux flux de surface. Cette méthode a déjà été utilisée dans le chapitre 3 et dans *Somot et al.* (2005) (annexe D).

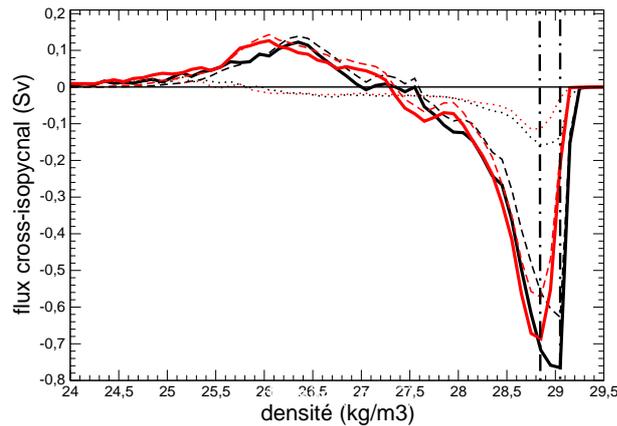


FIG. 4.27 – Flux d'eau cross-isopycnal (en Sv) lié aux flux de surface pour CAM et OM8-ARP (moyenne sur 1961-1998 et sur LION). Un flux négatif (resp. positif) signifie la formation d'eau dense (resp. légère) c'est-à-dire qu'on se déplace vers la gauche (resp. droite) de l'axe des X. CAM en rouge, OM8-ARP en noir, le flux total en trait plein, celui du flux de chaleur en tirets et au flux de sel en pointillés. Les isopycnes 28.85 et 29.05 kg/m^3 sont marquées par des traits verticaux en tiret-points.

La valeur de ce terme moyennée sur toute la période de la simulation est représentée sur la figure 4.27 pour les deux simulations. Les courbes en trait plein présentent la fameuse forme en "N" comme décrit en annexe C et dans *Somot* (2003). Les coordonnées de la valeur minimale du "N" nous donne le taux maximal de formation d'eau lourde (pas forcément profonde) et la densité correspondante. Pour OM8-ARP, le taux maximal de formation vaut 0.76 Sv pour une eau plus lourde que 29.05 kg/m^3 . Pour CAM, ce pic vaut 0.69 Sv pour une eau plus lourde que 28.85 kg/m^3 . Les taux de formation se valent mais CAM crée des eaux plus légères.

Avec la même méthode mais des données de surface différentes, *Lascaatos* (1993) obtient une valeur maximale de formation de la WMDW de 0.31 Sv (densité $> 28.92 \text{ kg/m}^3$) et *Tziperman and Speer* (1994) une valeur de 1 Sv . Nos valeurs ont donc le bon ordre de grandeur.

Par ailleurs, on a également séparé la part du flux cross-isopycnal liée au flux de chaleur (traits tirets) et celle liée au flux de sel (pointillés). Ces courbes confirment que sur la zone LION, la part liée au flux de chaleur est prépondérante contrairement au cas de la Méditerranée dans son ensemble. Pour OM8-ARP, ils forment 0.62 Sv d'eau avec une densité supérieure à 29.05 kg/m^3 (environ 80% du flux total) pour seulement 0.14 Sv lié au flux de sel. Pour CAM, la proportion de 80% est respectée avec 0.57 et 0.12 Sv respectivement.

Si on se place à une densité fixe, 29.05 kg/m^3 , CAM produit seulement 0.2 Sv soit près de 4 fois moins qu'OM8-ARP à cette densité. A la densité de 29.10 kg/m^3 (densité observée de la WMDW), CAM produit 0.1 Sv et OM8-ARP 0.5 Sv .

Les coordonnées de la valeur minimale du “N” (taux maximal de formation d’eau lourde et la densité correspondante) varient d’année en année et la figure 4.28 donne leur série temporelle. Ces deux paramètres semblent relativement indépendants pour CAM (coefficient de corrélation de 0.16 non significativement différent de zéro) mais plutôt bien corrélés pour OM8-ARP (0.52).

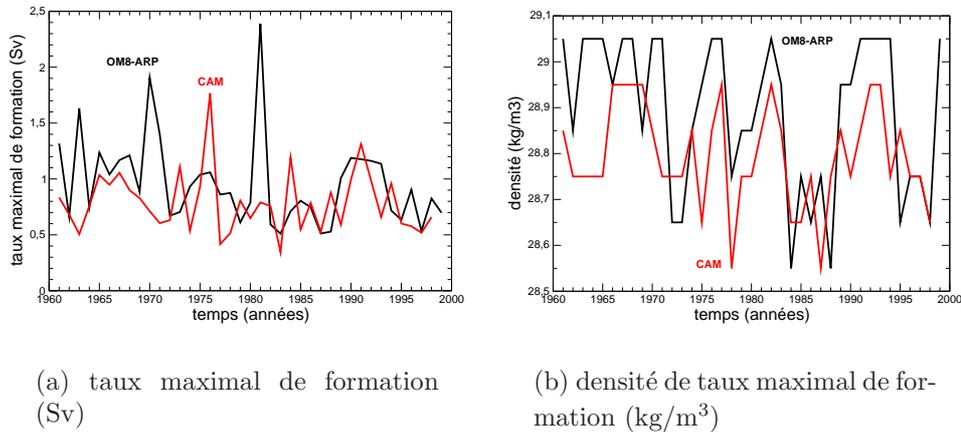


FIG. 4.28 – Evolution temporelle (a) du maximum annuel du taux de formation de masse d’eau et (b) de la densité correspondante en moyenne sur LION par la méthode dite de Walin (1982). OM8-ARP en noir et CAM en rouge.

La courbe 4.28a montre qu’on peut atteindre des taux de formation de 2.4 Sv pour OM8-ARP (1981) et 1.8 Sv pour CAM (1976). Le taux de formation moyen et son écart-type interannuel valent 1.0 Sv et 0.4 Sv pour OM8-ARP et 0.8 Sv et 0.3 Sv pour CAM⁵. Ce diagnostic lissant les différences de densité entre OM8-ARP et CAM, on obtient des taux de formation assez similaires. Notons également que la variabilité interannuelle du taux de formation est une fois de plus plus faible dans CAM que dans OM8-ARP (significativement différent à 90%). Malgré les problèmes de résolution, on peut également souligner que la variabilité interannuelle de la densité du pic de formation est plus faible dans CAM (0.11 kg/m³) que dans OM8-ARP (0.17 kg/m³).

Rappelons cependant que ces volumes d’eau ne correspondent pas ici à un volume de WMDW mais au volume d’eau formée par les flux de surface avec une densité donnée.

La densité à laquelle le taux maximal de formation est atteint est fortement corrélée avec la profondeur maximale de la couche de mélange calculée ci-dessus. En revanche, le taux de formation lui-même n’est significativement corrélé à la profondeur de la couche de mélange que pour OM8-ARP.

4.4.7 Taux de formation de la WMDW

Au chapitre concernant l’étude de cas de l’hiver 1986-87, nous avons décrit un diagnostic permettant de calculer le volume d’eau profonde (WMDW) formée chaque hiver au cours d’une simulation. Cette méthode repose sur la définition a priori d’un seuil de densité. Pour les expériences courtes du chapitre 3, nous avons pris le seuil de 29.10 kg/m³ (valeur observée) pour définir la WMDW. Cela était possible car les caractéristiques hydrologiques

⁵Pour les valeurs moyennes, il est normal de trouver des valeurs supérieures à celles obtenues avec la figure 4.27 car le point suivi varie en 2D.

du modèle n'avaient pas eu le temps de dériver depuis les conditions initiales. Dans le cas d'OM8-ARP et CAM, il nous faut redéfinir ce seuil en fonction des masses d'eau du modèle après spin-up (OM8-ARP0 et CAM0) en faisant l'hypothèse que leur dérive est faible par la suite.

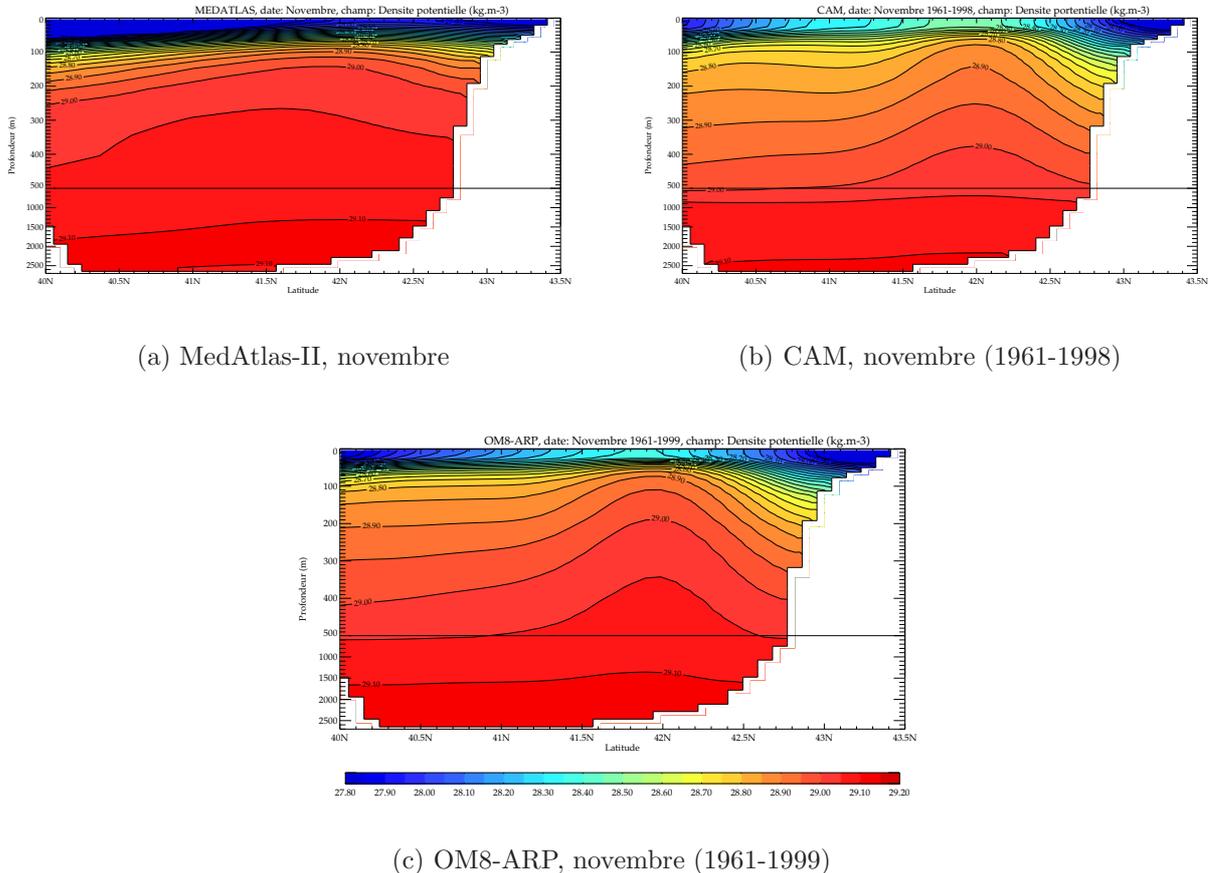


FIG. 4.29 – Section verticale à $4.5^{\circ}E$ de la densité potentielle en novembre pour (a) la climatologie MedAtlas-II, (b) la simulation CAM (moyenne sur 1961-1998) et (c) la simulation OM8-ARP (1961-1999).

La figure 4.29 présente des sections verticales de densité potentielle du mois de novembre moyen pour MedAtlas-II, CAM et OM8-ARP. Ces sections verticales Nord-Sud à $4.5^{\circ}E$ passent au travers de la zone de convection centrée elle-même sur $4.5^{\circ}E$ et $42^{\circ}N$. En tenant compte du *doming* des isopycnes et en se plaçant vers $42^{\circ}N$, on voit nettement qu'on ne pourra pas définir l'eau profonde par le même seuil pour la climatologie, OM8-ARP ou CAM. Le tableau 4.11 résume le comportement des trois sources de données pour deux densités et une profondeur fixées.

On comprend ici pourquoi cette méthode n'est applicable qu'après une bonne stabilisation de l'hydrologie du modèle (nécessité d'un spin-up assez long) et pourquoi elle n'est pas applicable au cours d'un scénario de changement climatique (cf. *Somot et al.*, 2005) dans lequel les caractéristiques hydrologiques profondes varient continuellement au cours du temps.

La méthode de Walin nous indique par ailleurs qu'il faut prendre des seuils en densité supérieurs à 28.85 kg/m^3 pour CAM et 29.05 kg/m^3 pour OM8-ARP sous peine de se

	$Z(\rho = 29.05)$	$Z(\rho = 29.10)$	$\rho(Z = 1000\text{m})$
MedAtlas-II	300 m	1400 m	29.10 kg.m ⁻³
OM8-ARP	400 m	1500 m	29.08 kg.m ⁻³
CAM	750 m	2400 m	29.06 kg.m ⁻³

TAB. 4.11 – Critères pour établir un seuil en densité pour le taux de formation de la WMDW. Valeurs de la profondeur pour laquelle une densité fixe est atteinte ou valeurs de la densité à une profondeur fixée.

retrouver dans des classes de densité avec destruction de masses d'eau.

Dans la suite nous choisirons les seuils de 29.08 kg/m³ pour OM8-ARP et de 29.06 kg/m³ pour CAM pour définir la WMDW. Ils correspondent à une profondeur de couche de mélange d'environ 1000 m. La figure 4.30a montre l'évolution du volume d'eau ayant une densité supérieure au seuil choisi pour les deux expériences (1 point par mois).

La dérive de CAM est visible puisque l'eau plus dense que 29.06 kg/m³ voit son volume diminuer d'1/3 en 40 ans. Cela signifie que le taux de formation est trop faible pour compenser les pertes par advection hors de la zone LION et par allègement par diffusion verticale. Avec une moyenne de $2.34 \cdot 10^{14}$ m³, la WMDW représente 55% du volume du bassin LION. Rappelons que cette dérive du volume de WMDW dans CAM diffère de la situation en terme de profondeur de couche de mélange qui elle est stable au cours de la simulation.

Le volume de WMDW est beaucoup plus stable dans OM8-ARP avec une valeur moyenne de $2.84 \cdot 10^{14}$ m³ (70% du volume de la zone LION) et un écart type de $0.16 \cdot 10^{14}$ m³. La stabilité du volume de cette masse d'eau signifie que son taux annuel de formation équilibre sur le long terme les pertes (advection, diffusion verticale).

La figure 4.30b montre l'évolution temporelle (1 point par an) du taux de formation de la WMDW. Comme on peut s'y attendre le taux de formation est plus important dans OM8-ARP (moyenne = 0.5 Sv, écart-type = 0.5 Sv) que dans CAM (moyenne = 0.1 Sv, écart-type = 0.2 Sv). Les années à forts taux de formation (moyenne plus un écart-type) sont 1961, 1963, 1967, 1970, 1981 et 1991 pour OM8-ARP et 1962, 1966, 1967, 1969 et 1986 pour CAM. Le taux de formation maximal est 2.3 Sv pour OM8-ARP en accord avec les valeurs obtenues pour l'exceptionnel hiver 1987 étudié au chapitre 3 (valeurs entre 1.8 et 2.6 Sv suivant les tests de sensibilité). Pour CAM, le taux maximal vaut 0.7 Sv.

Débiaisage du taux de formation de la WMDW

Si on veut pouvoir étudier la variabilité interannuelle du taux de formation de la WMDW dans CAM en relation avec les autres variables du modèles (forçages, profondeur de couche de mélange) qui ne présentent pas de biais, on doit débiaiser la courbe du volume total de WMDW de CAM et recalculer le taux de formation.

C'est ce qu'on a fait en faisant l'hypothèse d'une pente constante égale à $-1.9 \cdot 10^{10}$ m³/an. On obtient alors la courbe en tirets de la figure 4.30a pour le volume total et de la figure 4.30b pour le taux annuel de formation.

Avec ces courbes débiaisées, le taux de formation de la WMDW dans CAM passe de 0.10 Sv à 0.15 Sv et l'écart-type est peu modifié. La formation de la WMDW montre

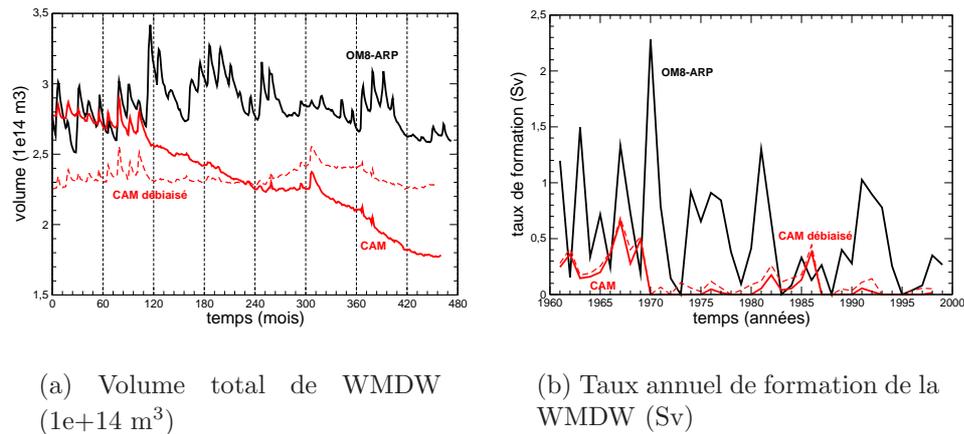


FIG. 4.30 – Evolution temporelle pour la zone LION (a) du volume total de WMDW (eau plus dense que 29.08 kg/m^3 pour OM8-ARP et que 29.06 kg/m^3 pour CAM) et (b) du taux annuel de formation de la WMDW (mêmes seuils). OM8-ARP en noir, CAM en rouge et la courbe débiaisée de CAM en tirets rouge.

toujours une variabilité décennale dans CAM avec des périodes à forts à faibles taux de formation mais ce débiaisage permet de retrouver des taux de formation non négligeables dans la deuxième partie de la simulation. On se retrouve maintenant avec 79% des années montrant une formation de WMDW au lieu de 53% avant débiaisage. Pour OM8-ARP, la WMDW est formée dans 90% des années.

Corrélations

Le taux de formation de la WMDW est fortement corrélé positivement dans les deux modèles à la profondeur maximale de la couche de mélange (0.61 pour OM8-ARP et 0.81 pour CAM), à la surface convective, à la densité de la méthode de Walin. Il est aussi corrélé au taux maximal de formation de masse d'eau de la méthode de Walin mais uniquement pour OM8-ARP.

On peut dire qu'en général, toutes les variables mesurant la formation de la WMDW en hiver dans le golfe du Lion sont positivement corrélées entre elles. Nous verrons plus loin les liens avec la variabilité des flux de surface et de la stratification pré-hivernale.

4.4.8 Caractéristiques θ -S- ρ de la WMDW formée

Béthoux and Gentili (1999) expliquent que la variabilité interannuelle des caractéristiques θ -S- ρ des masses d'eau en Méditerranée est liée à celle des flux de surface car les variations de ces derniers ne peuvent pas être compensées directement par des changements de flux à Gibraltar. Les masses d'eau servent alors de réservoirs de chaleur et de sel pour réguler la variabilité interannuelle des flux. En terme de chaleur et de sel, cette variabilité n'est que faiblement exportée vers l'océan Atlantique comme montré dans Somot (2003) avec OPAMED8.

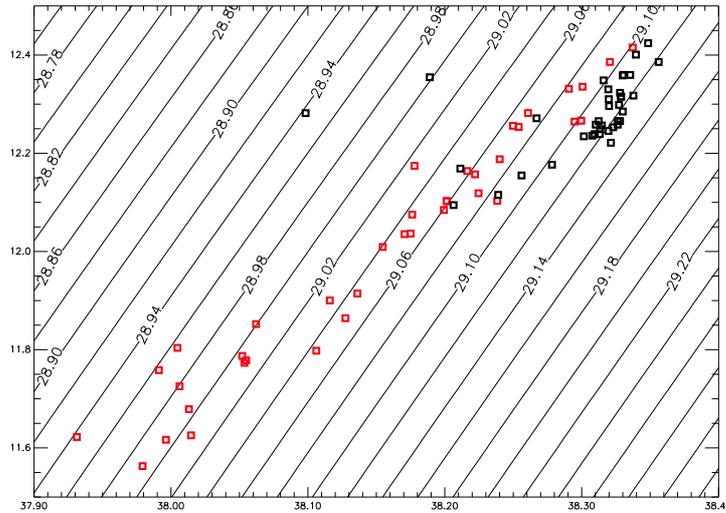


FIG. 4.31 – Diagramme θ -S des eaux formées en février au point de profondeur de couche de mélange maximale de la zone LION pour les simulations OM8-ARP (croix) et CAM (carrés).

Toutes les années

La figure 4.31 représente le diagramme θ -S des eaux formées en février au point de profondeur de couche de mélange maximale de la zone LION⁶. Ce sont les caractéristiques de l'eau la plus profonde formée chaque hiver. Les séries temporelles de ces caractéristiques sont montrées sur la figure 4.32. La stabilité de la simulation OM8-ARP est très nette avec des eaux possédant une salinité, une température et une densité quasiment constante en dehors de quelques rares années qui sont les années où la convection n'est pas profonde. La simulation CAM présente des caractéristiques beaucoup plus variables puisque la profondeur de convection est elle-même plus variable. Les années 1970 à 1975 de la simulation CAM sont marquées par une activité convective faible (cf. figure 4.21) qui se traduit par une diminution progressive de la température, de la salinité et de la densité des eaux les plus lourdes formées pendant ces 6 années. Cette période de transition sépare deux périodes distinctes : avant, CAM présente une convection forte formant des eaux lourdes avec des caractéristiques relativement stables alors qu'après, la convection est beaucoup plus variable en profondeur mais aussi en caractéristique des eaux formées.

Uniquement les années à convection profonde ($h_{\text{CMO}} > 1000$ m)

On s'intéresse maintenant uniquement aux caractéristiques de la WMDW nouvellement formée lorsque celle-ci est réellement profonde. Pour définir une année de formation profonde de la WMDW, des seuils de densité ont été fixés préalablement à 29.08 kg/m³ pour OM8-ARP et 29.06 kg/m³ pour CAM. Cela représente 33 années pour OM8-ARP et 14 pour CAM sur la période 1961-1998. Le tableau 4.12 résume les caractéristiques θ -S- ρ de la WMDW formée dans les deux modèles et les compare à celles trouvées dans la littérature.

⁶En pratique, on utilise les fichiers mensuels du mois de février pour la profondeur de la couche de mélange, la température, la salinité et la densité. On repère sur la zone LION, le point de profondeur maximale de la CMO et on relève en surface les caractéristiques θ -S- ρ de ce point.

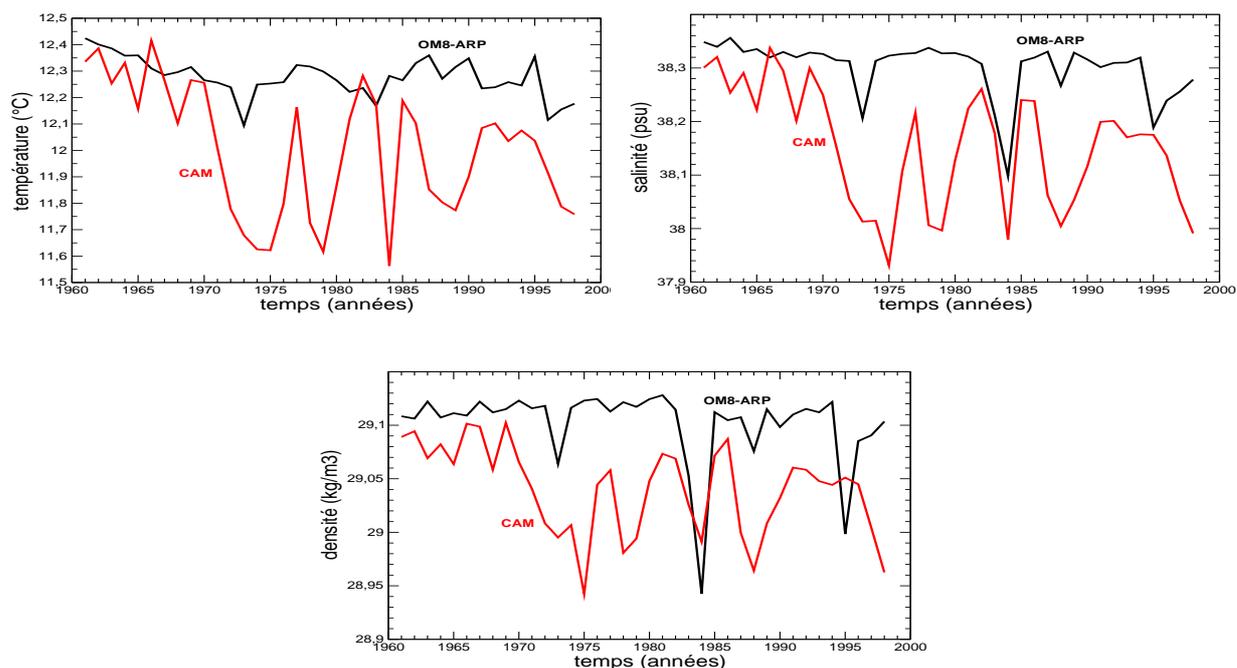


FIG. 4.32 – Série temporelle des caractéristiques (température potentielle, salinité, densité potentielle) de l'eau formée en février au point de profondeur de couche de mélange maximale sur la zone LION pour les simulations OM8-ARP (en noir) et CAM (en rouge).

La variabilité interannuelle des caractéristiques de la WMDW est moins élevée quand on se limite aux années fortement convectives. Par ailleurs, la simulation CAM présente une variabilité interannuelle plus élevée en salinité et en température qu'OM8-ARP. Seul le champ de SST a également cette caractéristique.

La WMDW formée dans nos simulations est sensiblement plus froide et moins salée que la WMDW observée mais la densité de la WMDW est relativement bien simulée dans OM8-ARP et CAM. Le biais en température et en salinité provient d'une LIW trop froide et trop fraîche comme dans de nombreux OGCM de la Méditerranée (cf. chap. 2). Par ailleurs, nos biais sont du même ordre de grandeur que ceux des autres études numériques basées sur des OGCMs, sachant que nous utilisons moins de rappel en surface que *Wu and Haines* (1998) et *Béranger et al.* (2006).

Corrélations

Si on se focalise toujours sur les années de formation de la WMDW, il est intéressant de voir que la température et la salinité ne jouent pas le même rôle sur la densité. En effet, pour OM8-ARP, la température n'est pas corrélée avec la densité de la WMDW formée alors que la salinité est significativement corrélée à cette densité. En revanche pour la simulation couplée CAM, la température et la salinité pilotent l'augmentation de densité de la WMDW formée. Même avec seulement 14 ans de données, on obtient des corrélations significatives. Ce comportement différent entre CAM et OM8-ARP est sans doute à mettre sur le compte de la rétroaction de la SST sur les flux atmosphériques qui est mieux représentée dans CAM que dans OM8-ARP aux petites échelles de temps et d'espace.

Nous obtenons une corrélation positive et significative entre la densité de la WMDW formée et les variables décrivant le phénomène de convection profonde (maximum de la

	température (°C)	salinité (psu)	densité (kg/m ³)
OM8-ARP	12.12-12.42 (0.05)	38.23-38.35 (0.02)	29.09-29.13 (0.01)
CAM	12.08-12.42 (0.07)	38.20-38.34 (0.03)	29.06-29.10 (0.01)
<i>Mertens and Schott (1998)</i>	12.76-12.89	38.42-38.46	29.08-29.12
<i>Wu and Haines (1998)</i>	12.3-12.7	38.3-38.5	29.05
<i>Béranger et al. (2006)</i>	13.0-13.4	38.48-38.56	29.05-29.09

TAB. 4.12 – Caractéristiques θ - S - ρ de la WMDW formée dans OM8-ARP et CAM et comparaison avec d'autres sources de données. La WMDW est définie par une densité > 29.08 kg/m³ pour OM8-ARP et > 29.06 kg/m³ pour CAM. L'écart-type des séries temporelles débiaisées est entre parenthèses. *Mertens and Schott (1998)* se basent sur 8 années d'observations in-situ, *Wu and Haines (1998)* et *Béranger et al. (2006)* utilisent des OGCM.

profondeur de la CMO, volume de WMDW formée, surface convective, ...), ce qui est assez logique. Cette corrélation vaut jusqu'à 0.88 pour le maximum de la profondeur de la CMO pour CAM. La convection profonde est donc associée à une eau lourde mais aussi salée (pour OM8-ARP et CAM) et chaude (seulement pour CAM).

Lorsqu'on se limite aux années fortement convectives (33 années pour OM8-ARP et 14 pour CAM), la corrélation avec la salinité diminue mais reste significative et la corrélation avec la température disparaît. C'est la preuve que les épisodes de convection profonde agissent comme des filtres passe-bandes sur les caractéristiques de l'eau formée en restreignant la gamme des valeurs possibles.

Nous verrons plus loin les liens entre les caractéristiques de la WMDW et les flux de surface ou la stratification pré-hivernale.

4.4.9 Fonction de retournement

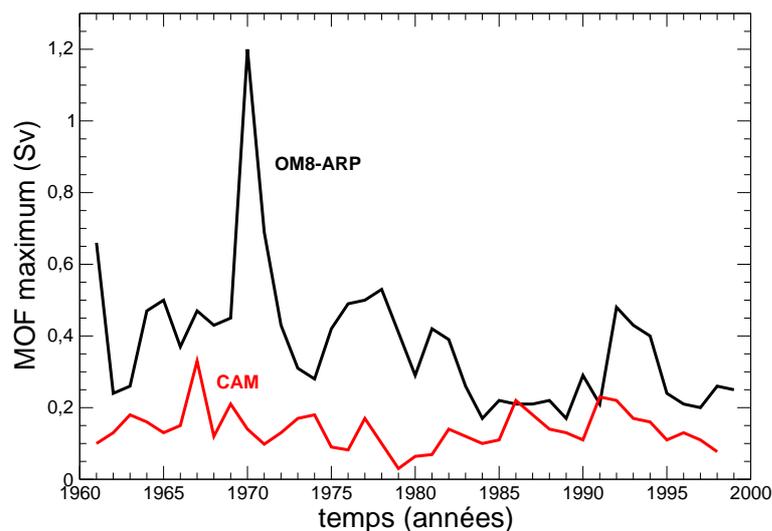


FIG. 4.33 – Série temporelle du maximum annuel de la fonction de retournement méridienne (MOF en Sv) du bassin Ouest à 40°N pour les simulations OM8-ARP (en noir) et CAM (en rouge).

Afin de mesurer la variabilité interannuelle de la circulation thermohaline du bassin Ouest (WMTHC), nous avons décidé de tracer l'évolution du maximum profond de la

fonction de retournement méridienne du bassin Ouest situé vers 39-40°N (cf. figure 4.14). Par simplicité, nous avons décidé de suivre ce maximum non pas en 2D mais à la latitude de 40°N comme nous l'avons déjà fait à l'échelle quotidienne dans le chapitre 3 ou à l'échelle interannuelle dans *Somot et al.* (2005) (cf. annexe D). La série temporelle est tracée sur la figure 4.33 pour OM8-ARP et CAM.

Pour OM8-ARP, on obtient une valeur moyenne de 0.38 Sv avec un écart-type de 0.19 Sv, valeurs statistiquement plus élevées que celles de CAM (0.14 Sv et 0.06 Sv).

Ces courbes sont à mettre en parallèle avec celles représentant le taux annuel de formation de la WMDW : 0.5 Sv pour OM8-ARP et 0.1 Sv pour CAM. Ces deux variables sont en effet positivement corrélées significativement pour les deux modèles. La variabilité du maximum profond de la fonction de retournement méridienne (MOF) est en fait corrélée à celle de toutes les variables décrivant le phénomène de formation de la WMDW (maximum de la profondeur de la CMO, volume de WMDW, densité de la WMDW). Un épisode de convection profonde intense pendant l'hiver active la circulation thermohaline dans le plan vertical pendant l'année suivante. Les corrélations les plus fortes sont tout de même obtenues avec le taux de formation de la WMDW. L'interprétation est que c'est la restratification barocline qui active la circulation thermohaline en re-répartissant la masse d'eau dense après sa formation. Il est donc logique que ce soit le volume d'eau dense formée qui pilote cette activation.

4.4.10 Restratification

En s'inspirant du chapitre 3, nous avons tracé la valeur moyenne du TKE en cm^2/s^2 sur la zone LION4 (0-150 m) et sur le mois de mars (la vitesse moyenne utilisée dans le calcul est la moyenne sur la période 1961-1998). La valeur de ce paramètre peut être considérée comme un indice de l'intensité de la phase de restratification. Si pour une année donnée, le TKE est fort sur la zone LION4, c'est-à-dire au cœur de la zone de convection, cela signifie que l'advection horizontale d'eau légère sera importante dans la zone et que la restratification sera plus efficace.

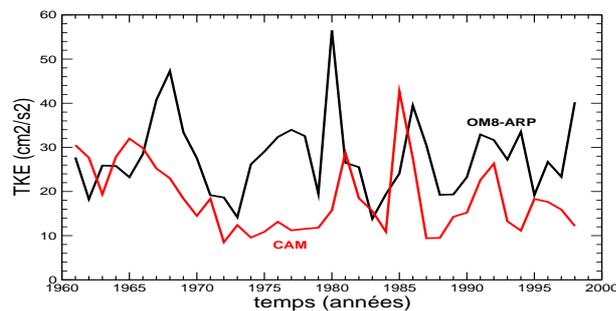


FIG. 4.34 – Série temporelle de la valeur moyenne de l'énergie cinétique turbulente (TKE , cm^2/s^2) sur la zone LION4 pour le mois de mars et sur les 150 premiers mètres de l'océan pour les simulations OM8-ARP (en noir) et CAM (en rouge).

Notons que, sur 38 ans, la valeur moyenne en mars est positivement corrélée aux valeurs en février, avril et à la valeur maximale sur l'année (coefficient de corrélation compris entre 0.65 et 0.87). Ce qui confirme que le choix du mois de mars est robuste.

L'évolution interannuelle de ce paramètre (figure 4.34) montre que, dans OM8-ARP, l'énergie cinétique turbulente est plus importante et possède une plus grande variabilité

($27.8 \pm 8.9 \text{ cm}^2/\text{s}^2$) que dans CAM ($18.4 \pm 7.7 \text{ cm}^2/\text{s}^2$).

Le deuxième paramètre que nous avons identifié au chapitre 3 concernant la restratification est le transport d'eau par le courant Nord. Nous calculons celui-ci comme le transport vers l'Ouest entre le Nord de la Corse et le continent le long d'une section à 9.5°E . En moyenne annuelle, nous obtenons un transport net vers l'Ouest de 0.79 Sv pour

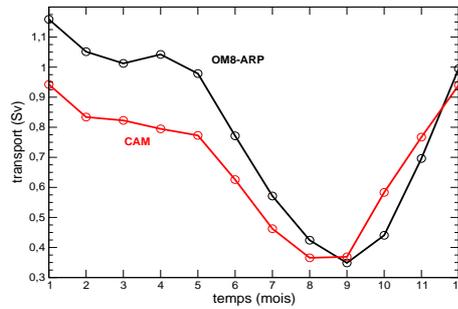


FIG. 4.35 – Cycle saisonnier moyen du transport net (Sv) vers l'Ouest au Nord de la Corse pour OM8-ARP (en noir) et CAM (en rouge).

OM8-ARP (écart-type de 0.47 Sv à partir des fichiers mensuels) et 0.69 Sv pour CAM (écart-type de 0.43 Sv). Les valeurs du transport moyen semble surestimées en comparaison avec celles données pour le transport du détroit de Corse par *Béranger et al.* (2005) : 0.5 Sv pour le modèle, 0.47 Sv pour la climatologie. En revanche le cycle saisonnier (cf. fig. 4.35) simulé par le modèle est en bon accord avec cette étude, minimum en septembre (0.35 Sv) et maximum en janvier (0.9 Sv pour CAM et 1.2 Sv pour OM8-ARP) en bon accord avec les observations de *Vignudelli et al.* (1999). Un transport mensuel maximal de 2.0 Sv est dépassé 3 fois dans CAM et 4 fois dans OM8-ARP alors que le transport mensuel maximal simulé par *Béranger et al.* (2005) est de 1.2 Sv. Les différences observées avec l'étude de *Béranger et al.* (2005) proviennent sûrement du fait que nous utilisons une condition sans frottement aux bords alors qu'ils utilisent une condition de non-glissement.

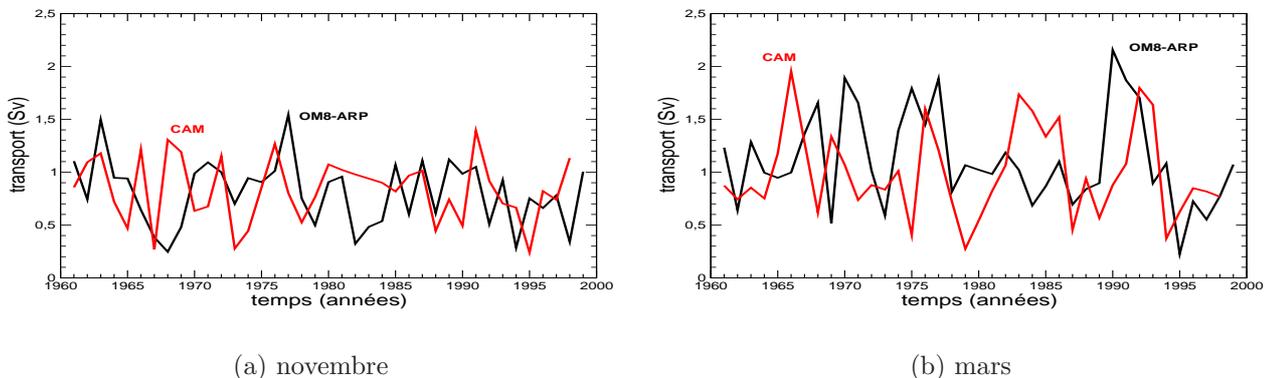


FIG. 4.36 – Série temporelle du transport total (Sv) vers l'Ouest à travers le détroit situé entre la Corse et le continent à 9.5°E (a) en novembre et (b) en mars pour les simulations OM8-ARP (en noir) et CAM (en rouge).

La figure 4.36 représente les séries interannuelles de ce transport en novembre et en mars. Le transport du mois de novembre est moins intense et moins variable que celui de

mars. Tout se passe comme si ce courant était activé par la période hivernale. Ce résultat a déjà est relevé dans le chapitre 3 et par différents auteurs (*Astraldi and Gasparini, 1992; Vignudelli et al., 1999; Artale et al., 2002; Béranger et al., 2005*). Pour notre part et à l'échelle interannuelle, nous avons trouvé une corrélation positive entre le transport au mois de mars et la norme de la tension de vent moyennée sur LION4 et sur DJF. La perte de flottabilité (LION4, DJF) est également positivement corrélée à ce transport (*Artale et al., 2002*) mais le coefficient de corrélation n'est significatif que pour OM8-ARP. Aucune corrélation n'est obtenue entre la partie positive du rotationnel de la tension de vent et le transport à la sortie de l'hiver contrairement à ce qui est affirmé pour le transport du détroit de Corse par *Béranger et al. (2005)*. Assez logiquement, on obtient également une corrélation entre le transport en mars et la valeur maximale de la MOF. Par ailleurs, la variabilité interannuelle de ce transport est également liée à celle de la profondeur de la couche de mélange et du taux de formation de la WMDW. Le lien se fait a priori par l'intermédiaire de l'activation de la circulation thermohaline en fin d'hiver.

Dans le cadre de la restratification, les corrélations entre la valeur du TKE et la valeur du transport du courant Nord en mars ne sont pas significatives. En revanche, la variabilité du TKE est liée positivement à la convection profonde (maximum de la profondeur de la couche de mélange, taux de formation de la WMDW, densité de la WMDW formée) et à la norme de la tension de vent. L'activation de la convection implique une augmentation du TKE à la fin de l'hiver. La limitation de l'intensité de la convection (volume de WMDW formée par exemple) par une augmentation du TKE n'existe pas à l'échelle interannuelle contrairement à ce que l'on avait vu dans les études de sensibilité du chapitre 3.

4.4.11 Export de la WMDW nouvellement formée

Comme au chapitre 3, on a calculé le transport net d'eau dense vers le Sud (en Sv) à travers la frontière Sud de la zone LION. Cette frontière Sud est une section à 40°N entre l'Espagne et la Sardaigne. Par eau dense, on entend une eau plus dense que 29.08 kg.m^{-3} pour OM8-ARP et plus dense que 28.06 kg.m^{-3} pour CAM. On parle de transport net car on calcule la différence du flux vers le Sud moins le flux vers le Nord à travers la section. Ce transport est un indice de l'export de la WMDW nouvellement formée vers le reste du bassin Ouest.

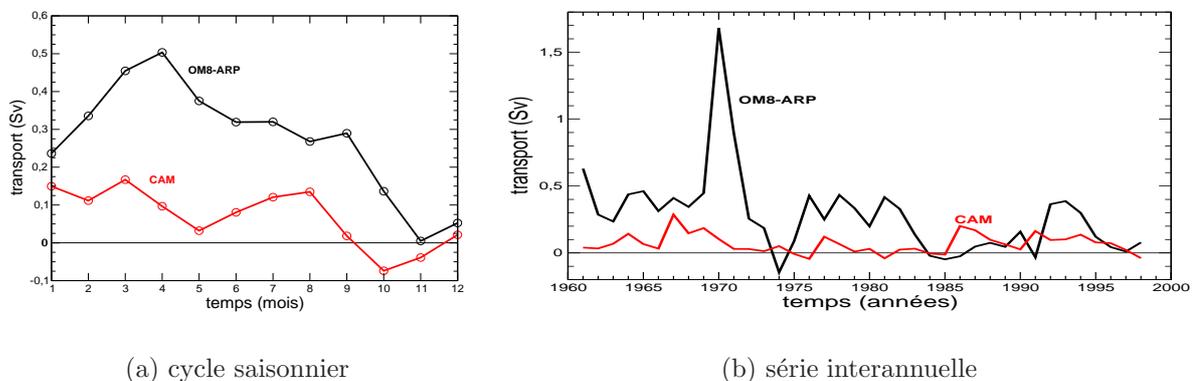


FIG. 4.37 – (a) Cycle saisonnier et (b) série interannuelle du transport de la WMDW vers le Sud à travers la section à 40°N entre l'Espagne et la Sardaigne pour OM8-ARP (en noir, $\rho > 29.08 \text{ kg.m}^{-3}$) et CAM (en rouge, $\rho > 28.06 \text{ kg.m}^{-3}$).

Comme on peut le voir sur la figure 4.37a, ce transport fluctue énormément à l'échelle mensuelle avec une valeur maximale en fin d'hiver après les événements convectifs (mars pour CAM et avril pour OM8-ARP) et une valeur minimale en automne avant l'événement suivant (octobre pour CAM et novembre pour OM8-ARP). OM8-ARP présente un export de WMDW nettement plus important et plus variable que CAM. Si on prend la série temporelle mensuelle (non montrée), on obtient pour le flux net des valeurs moyennes et des écarts-types de 0.27 ± 0.46 Sv pour OM8-ARP et de 0.07 ± 0.20 Sv pour CAM. Cela signifie entre autres que les simulations montrent des valeurs très positives pour certains mois (export de 3.7 Sv en mars 1970 pour OM8-ARP ou 0.8 Sv en avril 1967 pour CAM) mais aussi des valeurs négatives. Ces valeurs négatives sont souvent situées en fin d'années et signifient que le flux net d'eau dense est dirigé vers le Nord.

La figure 4.37b montre l'évolution interannuelle de ce transport moyenné annuellement. On retrouve le pic de 1970 pour OM8-ARP et celui de 1967 pour CAM. A l'échelle interannuelle, les écarts-types valent 0.31 Sv pour OM8-ARP (0.28 Sv après débiaisage) et 0.07 Sv pour CAM.

Cette série chronologique est à relier à celle du volume de WMDW formé en hiver et à celle du maximum de la fonction de retournement méridienne. En pratique, la corrélation est remarquablement élevée avec la fonction de retournement (0.94 pour OM8-ARP et 0.81 pour CAM) et assez bonne avec le volume de WMDW (0.56 et 0.41 respectivement). On trouve également une corrélation de ces flux avec le transport du courant Nord au mois de mars (0.42 et 0.37 resp.). Comme c'était le cas à l'échelle quotidienne dans l'étude de cas de l'hiver 1986-87, on trouve ici une corrélation à l'échelle interannuelle des différents transports d'eau liés au phénomène de formation de la WMDW. Les années à forte convection, un important volume d'eau dense est formé. Le phénomène de convection mais également la phase de restratification, mettent en mouvement les masses d'eau profonde et activent l'ensemble de la circulation thermohaline du bassin Liguro-Provençal (courant Nord, export de WMDW vers le Sud, circulation dans le plan vertical). On peut également s'attendre à ce que l'import de LIW par le Sud augmente suite à l'activation de la WMTHC.

4.4.12 Synthèse concernant les corrélations temporelles

Dans cette partie, nous allons essayer de faire une synthèse des liens qui existent à l'échelle interannuelle entre les variables décrites ci-dessus. L'idée est de décrire et d'expliquer la variabilité interannuelle du phénomène de formation de la WMDW. Nous voulons comprendre grâce à des indices simples voire mesurables de manière in-situ ce qui fixe l'intensité du phénomène (profondeur de la convection, taux de formation) et les caractéristiques θ -S- ρ de l'eau formée.

Récapitulatif des résultats sur les corrélations

Les flux atmosphériques hivernaux varient de manière à favoriser une convection profonde tous en même temps : les années à fortes pertes de flottabilité en surface sont celles à fortes pertes de chaleur, à forte évaporation nette, à forte norme de la tension de vent et à fort rotationnel de celle-ci. Il faut également noter que les flux de surface hivernaux de la zone LION4 sont en phase dans l'espace avec ceux de la zone LION, du bassin Ouest et même de la Méditerranée toute entière et dans le temps avec ceux de l'année suivant l'hiver en question.

Par ailleurs, on sait que les différentes variables qui décrivent le phénomène de formation de la WMDW sont corrélées positivement entre elles : en pratique, lorsque l'on a une convection très profonde, elle occupe une grande zone géographique, elle produit un important taux de formation de WMDW, la densité du pic de formation d'eau par les flux de surface est élevée, la densité de la WMDW formée est importante ainsi que sa salinité. Ce fort événement convectif produit également une activation du maximum annuel de la MOF sur le bassin Liguro-Provençal ainsi qu'un important transport d'eau par le courant Nord au mois de mars et un important export d'eau dense par le Sud. L'énergie cinétique turbulente de la couche de surface sur la zone LION4 en mars est également plus forte ces années-là.

Concernant l'indice de stratification pré-hivernale (novembre, LION4), celui-ci est indépendant des flux de l'hiver à venir. Il dépend très fortement de la densité de la couche de surface (0-150 m) mais également de la densité de la couche intermédiaire (150-1000 m). La densité de la couche de surface est corrélée avec la salinité de cette couche et anti-corrélée avec la température.

Il existe cependant des différences notables entre les deux modèles quoique pas toujours explicables. Tout d'abord la température de la WMDW formée est corrélée à la profondeur de la couche de mélange (convection profonde = WMDW chaude) dans CAM mais pas dans OM8-ARP. Le taux maximal de formation de masses d'eau par les flux de surface (méthode de Walin) est corrélé aux autres variables de la convection pour OM8-ARP mais est indépendant pour CAM. Par ailleurs, en novembre, l'augmentation de la densité de la couche intermédiaire et donc la déstabilisation de la colonne d'eau est pilotée par la hausse de la salinité dans CAM mais par la baisse de la température dans OM8-ARP dans cette couche intermédiaire. Si cette couche représente la LIW, il est plus logique que la déstabilisation de la stratification pré-hivernale provienne d'une couche chaude et salée (CAM) que d'une couche froide et peu salée (OM8-ARP). On rappelle que la température et la salinité sont très fortement anti-corrélées dans cette couche.

Une autre différence importante est l'existence dans le modèle couplé régional d'une rétroaction négative des flux d'une année sur la suivante par l'intermédiaire des changements de SST à l'échelle de la Méditerranée : la corrélation vaut -0.50 entre les pertes de chaleur de l'année A et la SST de l'année A et 0.41 entre cette SST et les pertes de l'année A+1. Si on ajoute à cela que les pertes de chaleur à l'échelle de la Méditerranée sur l'année A sont bien corrélées aux pertes en hiver sur LION4 (corrélation = 0.51), on aboutit au fait que dans le modèle couplé, une année à fortes pertes de chaleur sur LION4 est suivie statistiquement d'une année à faibles pertes.

Qu'est-ce qui pilote l'intensité de la formation de la WMDW ?

Les flux océan-atmosphère en hiver (DJF, zone LION4) d'une part et l'indice de stratification (novembre, zone LION4) d'autre part sont fortement corrélés au phénomène de convection profonde et à la formation de WMDW. Pour les deux expériences et en prenant successivement chaque variable décrivant la convection, on trouve dans tous les cas, des corrélations significativement différentes de zéro avec un niveau de confiance de 95% et la plupart du temps à un niveau de 99%.

Les corrélations entre les flux et la formation de WMDW sont positives (flux forts, forte convection et fort taux de formation de WMDW). Au contraire, les corrélations sont négatives entre la stratification en novembre et les variables représentant la convection.

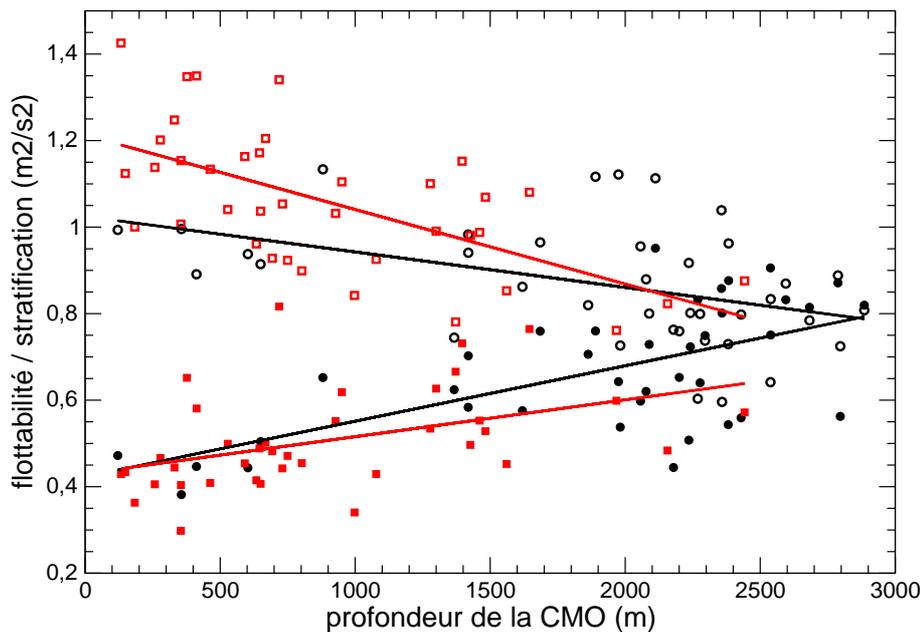


FIG. 4.38 – Diagramme sous forme de nuage de points de la profondeur de la couche de mélange (m) et, d'une part, la perte de flottabilité (LION₄, DJF, m²/s²) en symboles pleins et, d'autre part, l'indice de stratification pré-hivernale (LION₄, novembre, m²/s²) en symboles vides pour OM8-ARP (ronds noirs) et CAM (carré rouge).

Notons que les flux de surface en hiver et la stratification en novembre sont des variables non corrélées et donc indépendantes. Par exemple pour la stratification et les pertes de flottabilité, la corrélation vaut -0.07 pour OM8-ARP et 0.17 pour CAM. On montre ici que la variabilité interannuelle de la convection dans le golfe du Lion est un équilibre entre les flux atmosphériques et la stratification pré-hivernale.

On illustre ce point sur la figure 4.38 avec le diagramme liant la profondeur maximale de la couche de mélange et la perte de flottabilité (DJF, LION₄) superposé à celui liant la profondeur maximale de la couche de mélange et l'indice de stratification (novembre, LION₄). La corrélation positive entre la profondeur de la convection et la perte de flottabilité est nette, plus marquée dans OM8-ARP (0.63) que dans CAM (0.43). Au contraire, l'indice de stratification est anti-corrélé avec la convection et le coefficient est cette fois plus important dans CAM (-0.62) que dans OM8-ARP (-0.43). La convergence des droites de régression s'opère dans la direction de l'accroissement de la profondeur maximale atteinte en hiver par la couche de mélange. Pour OM8-ARP, la perte de flottabilité hivernale explique environ 40% de la variance de la profondeur de la couche de mélange et la stratification pré-hivernale environ 20%. Pour CAM, c'est exactement l'inverse, avec 40% de la variance de la profondeur de la couche de mélange expliqués par la stratification et 20% par la perte de flottabilité. Dans les deux cas, notre régression à deux variables explique environ 60% de la variance de la profondeur de la couche de mélange.

Si on se place dans le cas d'une prévision de la profondeur de la couche de mélange, la mesure de la stratification en novembre sur une zone bien choisie et la prévision saisonnière "parfaite" de la perte de flottabilité pour les mois de décembre-janvier-février nous permettrait d'obtenir une bonne prévisibilité de la profondeur de la couche de mélange.

Convection supérieure à 1000 m

On veut maintenant définir dans quelle sous-partie de l'espace "perte de flottabilité - indice de stratification" se situe la convection supérieure à 1000 m. Le diagramme de la figure 4.39 liant la perte de flottabilité et l'indice de stratification et indiquant lorsque la convection dépasse 1000 m permet de définir cette sous-partie. On voit nettement

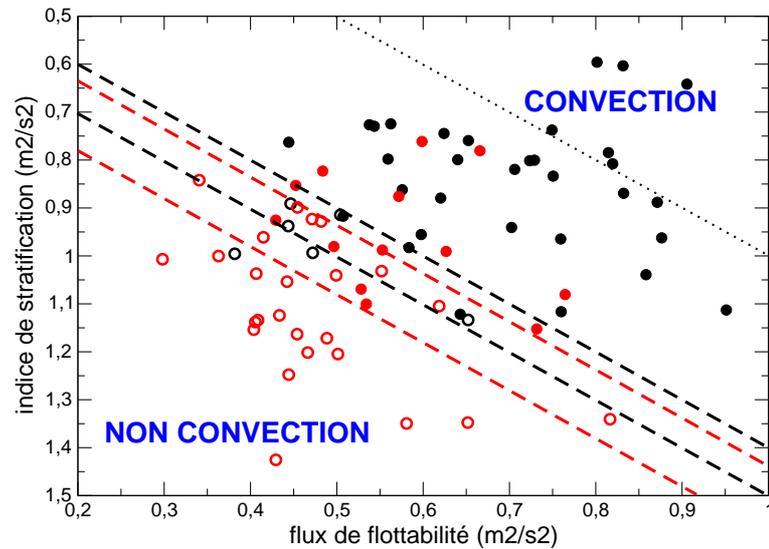


FIG. 4.39 – Diagramme sous forme de nuage de points liant la perte de flottabilité (m^2/s^2) et l'indice de stratification (m^2/s^2) pour OM8-ARP (ronds noirs) et CAM (rond rouge). Les points pleins (resp. vides) sont ceux correspondant à une profondeur de couche de mélange supérieure (resp. inférieure) à 1000 m. La droite en pointillés représente la séparation théorique selon l'équation de Turner ($y=x$), les droites en tirets représentent la délimitation entre zone convective ($h_{CMO} > 1000$ m), zone non convective et zone intermédiaire.

qu'OM8-ARP présente plus d'années convectives que CAM mais que la répartition de celles-ci est assez similaire dans les deux modèles. Pour chaque modèle, on peut définir trois zones différentes grâce à des droites : la zone convective où une convection supérieure à 1000 m est sûre à 100 %, la zone non-convective où la convection n'est jamais supérieure à 1000 m et une zone intermédiaire. La séparation théorique selon le modèle de Turner entre convection et non-convection est la droite d'équation $y = x$. On voit qu'elle est beaucoup plus restrictive que les droites obtenues avec les modèles 3D. Pour OM8-ARP, on obtient les droites suivantes ($y = x + 0.4$ et $y = x + 0.5$) et pour CAM, la situation est légèrement moins restrictive avec les droites d'équation $y = x + 0.43$ et $y = x + 0.58$. Entre les deux droites, on a une probabilité d'environ 30% d'obtenir une convection plus profonde que 1000 m pour les deux modèles. Il faut noter qu'à caractéristiques égales, le modèle couplé régional est plus convectif que le modèle forcé ce qui était loin d'être évident jusque là. En effet, à perte de flottabilité fixée, SAMM convectera avec une stratification plus forte qu'OM8-ARP. Réciproquement, à stratification fixée, SAMM convectera pour une perte de flottabilité plus faible qu'OM8-ARP. Nous pensons que ce fait provient des rétroactions de la SST aux petites échelles de temps et d'espace lors du phénomène de convection. L'entraînement de la LIW dans la couche de surface réchauffe la SST localement (Mertens and Schott, 1998) favorisant ainsi des pertes de chaleur plus importantes et activant la convection. Le modèle forcé ne possède pas cette rétroaction.

Il existe de nos jours, de nombreux champs de forçages disponibles (analyses des modèles de prévision, réanalyses, modèles de climat, modèles régionaux). Il serait intéressant de pouvoir tester a priori la capacité de chacun de ces forçages à produire de la convection profonde dans le golfe du Lion dans l'optique de les pré-sélectionner pour forcer des modèles océaniques de Méditerranée. Dans ce but, il nous faut lier de manière probabiliste la distribution de la perte de flottabilité à celle de la profondeur maximale de la couche de mélange en faisant une hypothèse raisonnable sur la distribution de l'indice de stratification. Nous allons supposer que l'indice de stratification pré-hivernal pour les 1000 premiers mètres de la zone LION4 (I_S) suit une loi gaussienne de moyenne μ_{I_S} , égale à la valeur de MedAtlas-II i.e. $1.17 \text{ m}^2/\text{s}^2$ et d'écart-type σ_{I_S} , égal à $0.165 \text{ m}^2/\text{s}^2$: c'est la moyenne entre 0.16 pour CAM et 0.17 pour OM8-ARP.

En utilisant les droites de la figure 4.39, on sait que la convection a toujours lieu si l'indice de stratification et la perte de flottabilité B suivent la loi suivante : $I_S < B + 0.4$. Ainsi on peut définir la probabilité d'avoir une convection supérieure à 1000 m pour une simulation donnée S par :

$$\begin{aligned} \mathcal{P}_S(\text{convection} > 1000\text{m}) &= \sum_{B_0} \mathcal{P}_S(B = B_0) \times \mathcal{P}(\text{convection} > 1000\text{m} \mid B = B_0) \\ &= \sum_{B_0} \mathcal{P}_S(B = B_0) \times \mathcal{P}(I_S < B_0 + 0.4) \\ &= \sum_{B_0} \mathcal{P}_S(B = B_0) \times \mathcal{P}\left(\frac{I_S - \mu_{I_S}}{\sigma_{I_S}} < \frac{B_0 - \mu_{I_S} + 0.4}{\sigma_{I_S}}\right) \end{aligned}$$

avec B_0 une valeur discrète de B . La distribution statistique des pertes de chaleur n'étant pas gaussienne, il vaut mieux travailler avec une distribution statistique par classes. On a tracé cette distribution sous forme d'histogrammes sur la figure 4.40 pour CAM et OM8-ARP. On sommerait alors sur les différentes classes. La dernière équation montre que l'on

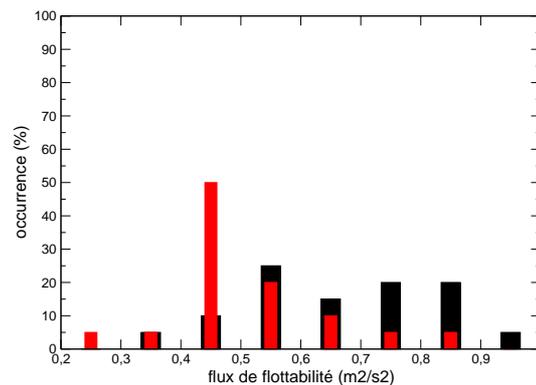


FIG. 4.40 – Distribution statistique de la perte de flottabilité hivernale par classes pour OM8-ARP (noir) et CAM (rouge).

peut se ramener à l'étude d'une loi normale pour la probabilité que l'indice de stratification normalisé soit inférieur à un seuil donné. En utilisant une table de la loi normale, on obtient :

$$\mathcal{P}_{OM8-ARP}(\text{convection} > 1000\text{m}) = 33\%$$

$$\mathcal{P}_{CAM}(\text{convection} > 1000\text{m}) = 11\%$$

On peut comparer ces valeurs à celles obtenues lors des simulations i.e. 84% pour OM8-ARP et 39% pour CAM. Rappelons que ces valeurs sont obtenues avec une distribution de la stratification dont la moyenne est basée sur MedAtlas-II, c'est-à-dire une Méditerranée nettement plus stratifiée que celle de nos simulations. Si on utilise la stratification propre à chaque expérience, on obtient alors une convection supérieure à 1000 m dans 78% des cas pour OM8-ARP et dans 23% pour CAM. Notre méthode semble donc sous-estimer légèrement la valeur donnée par les simulations. Cette méthode est bien sûr simpliste mais elle permet de tester rapidement et objectivement si un jeu de données de flux a une chance de forcer la formation la WMDW dans OPAMED8. Pour être validée, cette méthode a besoin d'être testée en aveugle avec d'autres jeux de données.

L'idéal serait bien sûr de pouvoir trouver a priori la distribution de l'indice de stratification qu'aurait une simulation forcée par ce jeu de flux. Avec les études menées ci-dessus, on peut dire que la moyenne de l'indice semble liée à l'intensité du vent mais la relation n'est pas évidente. Par ailleurs, l'écart-type semble lié à une variabilité océanique interne dont on espère que la valeur $0.165 \text{ m}^2/\text{s}^2$ est une bonne estimation.

Qu'est-ce qui pilote les caractéristiques de la WMDW formée ?

Pour le modèle régional couplé, la densité de la WMDW formée dépend logiquement de la perte de flottabilité hivernale et de la stratification pré-hivernale. Pour être plus précis, elle dépend fortement de la densité de la couche de surface en novembre (corrélation = 0.70) et un peu moins de la densité de la couche intermédiaire (corrélation = 0.59). La salinité de la WMDW ne dépend pas des flux de surface en hiver mais uniquement de la salinité de la couche de surface et de la couche intermédiaire en novembre. La salinité de la WMDW est donc déterminée en grande partie avant l'événement convectif. La température de la WMDW formée ne dépend pas elle non plus des flux océan-atmosphère hivernaux et est anti-corrélée avec la température de la couche de surface en novembre. En fait, elle est fixée par la salinité et la densité de la WMDW. Dans le cas d'une convection réellement dense et donc profonde, la densité de la WMDW est presque toujours la même et la température de la WMDW dépend de la salinité présente dans la colonne d'eau en surface ou apportée par la LIW. On retombe sur la notion de préconditionnement de la convection par le sel.

Pour le modèle forcé, la situation est différente : la densité de la WMDW est fixée par les pertes de flottabilité hivernale. La salinité est pilotée par le flux d'eau en hiver et est liée à la densité de la WMDW. Quant à la température, elle est indépendante des flux de surface, de la densité de la WMDW et de sa salinité mais est fixée par la température de la couche intermédiaire et de la couche profonde. Tout se passe comme si il n'y avait pas préconditionnement par le sel dans la simulation forcée.

La question est maintenant de savoir qu'est-ce qui pilote les flux océan-atmosphère en hiver ? Qu'est-ce qui pilote la stratification en novembre ? Et qu'est-ce qui pilote les caractéristiques de la couche de surface et de la couche intermédiaire en novembre ?

Qu'est-ce qui pilote les flux océan-atmosphère en hiver ?

A l'échelle de la zone LION4 et en hiver, nous n'avons pas trouvé de variables physiques corrélées avec les flux de surface et qui pourraient expliquer leur variabilité. En particulier, il n'existe pas d'influence de la SST du mois de novembre sur le flux de chaleur dans le modèle couplé ... rétroaction qu'on aurait pu comprendre physiquement. Les flux océan-atmosphère en hiver ne sont donc pas pilotés localement. A l'échelle saisonnière, ils sont sûrement pilotés par les modes de variabilités grande échelle (ENSO, NAO).

A l'échelle annuelle, c'est la SST qui est pilotée par la perte de chaleur et non pas le contraire (corrélation négative i.e. une forte perte de chaleur entraîne un refroidissement).

La seule action qu'on ait mise en évidence sur le flux de chaleur (et les flux en général) se situe à l'échelle de la Méditerranée. Dans le modèle couplé, la SST de l'année A-1 est positivement corrélée avec la perte de chaleur de l'année A, c'est-à-dire qu'une année à SST chaude entraîne une perte de chaleur plus forte l'année suivante.

Qu'est-ce qui pilote la stratification pré-hivernale ?

Pour le modèle couplé régional, la stratification en novembre de l'année A (LION4) est négativement corrélée avec les flux moyennés sur l'année A (LION4, LION, MED). Plus les flux sont forts pendant l'année, plus la stratification sera faible en novembre. Pour la perte de flottabilité, cela passe par les caractéristiques de la couche de surface en novembre : de fortes pertes de chaleur pendant l'année entraînent une couche de surface froide et salée en novembre que ce soit sous l'effet local des flux ou après advection (voir également *Artale et al.*, 2002; *Skliris and Lascaratos*, 2004, à ce sujet). Cette couche de surface est donc lourde et déstabilisante pour la colonne d'eau.

Selon *Artale et al.* (2002), les caractéristiques de l'eau de surface advectée dans la zone de formation de la WMDW en hiver sont en grande partie aléatoires car cette advection est majoritairement liée à des processus de méso-échelle aléatoires.

Notons que les corrélations sont également très fortes entre la stratification et les variables liées à la tension de vent. Pour CAM, la corrélation est de -0.52 avec la norme de la tension de vent et de -0.63 avec la partie positive du rotationnel. On voit ici l'action du pompage d'Ekman qui entraîne le soulèvement des isopycnes et déstabilise la colonne d'eau et aussi l'injection d'énergie par le vent dans la couche de mélange ce qui commence à l'approfondir avant le mois de novembre.

Toujours pour le modèle couplé, nous avons vu également que la stratification est corrélée avec les caractéristiques hydrologiques de la couche intermédiaire : en novembre de l'année A celles-ci ne dépendent pas des flux océan-atmosphère durant l'année écoulée car elles en sont isolées mais elles dépendent fortement de l'événement convectif du début de l'année A. Par exemple, une convection profonde en début d'année entraîne une stratification faible en novembre liée à une forte densité et une forte salinité dans la couche intermédiaire. Cela peut-être lié à deux processus : soit la colonne d'eau garde en mémoire les caractéristiques de l'eau formée en début d'année qui était lourde et salée, soit la convection du début d'année a activé la circulation thermohaline et ainsi entraîné l'advection d'une grande quantité de LIW qui est lourde et salée.

La corrélation entre la variabilité de l'advection de la LIW et le phénomène de convection profonde a été étudiée par *Wu and Haines* (1998) et *Skliris and Lascaratos* (2004). Notons que le volume et les caractéristiques de la LIW sont fixés lors de sa formation et

qu'ils sont modifiés au cours de son trajet vers le bassin Ouest en fonction du chemin pris qui peut être plus ou moins long dans le bassin Ionien et en fonction de son mélange avec les eaux atlantiques situées au dessus de la veine de LIW. *Skliris and Lascaratos* (2004) mesurent un décalage temporel de 10 ans entre la formation de la LIW et son arrivée dans la zone de formation de la WMDW. Au contraire *Artale et al.* (2002) indiquent que la LIW influence peu la variabilité interannuelle de la convection.

Existe-il une rétroaction de la formation de la WMDW sur elle-même ?

De manière générale, les variables liées à la convection sont faiblement auto-corrélées d'une année sur l'autre même si cette corrélation est toujours positive et elle atteint tout de même 0.54 pour le taux de formation de la WMDW pour CAM. Cette dernière valeur tend à prouver que la convection profonde a une rétroaction positive sur elle-même. Elle aurait ainsi tendance à s'auto-entretenir quand elle est forte et s'auto-annihiler quand elle est faible. Essayons de confirmer cette hypothèse.

On peut aborder le problème en cherchant si le phénomène de convection profonde pilote des variables qui pourraient influencer les flux de surface ou la stratification pré-hivernale et ainsi avoir un impact sur la convection de l'année suivante.

Pour les flux de surface, ce n'est pas le cas, on ne trouve pas d'influence de la convection de l'année A sur les flux de l'hiver suivant.

En revanche, comme nous l'avons vu ci-dessus pour le modèle couplé, le phénomène de convection profonde du début de l'année A influence la stratification de la fin de l'année A et donc du début de l'hiver A+1. Nous avons déjà vu que cette influence se fait à travers les caractéristiques de la couche intermédiaire. Pour CAM, une forte convection en début d'année entraîne une couche intermédiaire lourde et salée en novembre, ce qui est un facteur déstabilisant. Sûrement en lien avec l'entraînement de la LIW, on note également que la profondeur de la couche de mélange du début de l'année est positivement corrélée avec la salinité de surface en novembre accentuant encore la déstabilisation de la colonne d'eau en cas de forte convection en début d'année. Pour ne citer qu'un seul chiffre, la densité de la WMDW formée pendant l'hiver A est corrélée négativement (corrélation = -0.47 pour CAM) à la stratification du mois de novembre précédent l'hiver A+1 comme on peut le voir sur la figure 4.41. Notons que cette rétroaction positive existe aussi dans OM8-ARP à travers la densité et la température de la couche intermédiaire (corrélation de -0.42 entre la densité de la WMDW de l'année A et la stratification précédant l'hiver A+1).

On a donc montré une rétroaction positive du phénomène de convection profonde sur lui-même à travers la rétroaction des variables hydrologiques sur la stratification. En faisant abstraction de la variabilité des flux atmosphériques, la convection profonde peut donc s'auto-entretenir quand elle est forte et s'auto-annihiler quand elle est faible.

C'est la variabilité des flux océan-atmosphère majoritairement imposée par le système climatique global ou régional (ENSO, NAO, régimes de temps) qui empêche le système de dériver dans la réalité. Une simulation intéressante serait de forcer OPAMED8 avec une année perpétuelle et de voir si la formation de la WMDW s'amplifie ou s'atténue d'année en année en fonction des caractéristiques de l'année choisie. Cette rétroaction justifie aussi a posteriori l'idée de réaliser les spin-up d'OPAMED8 en mode interannuel et non pas en répétant une seule et même année.

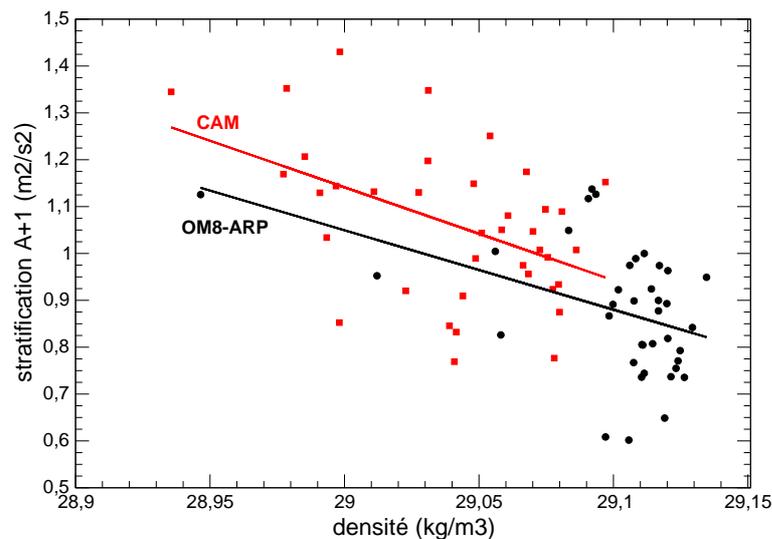


FIG. 4.41 – Diagramme sous forme de nuage de points de la densité de la WMDW (kg/m^3) de l'hiver de l'année A et de la stratification (m^2/s^2) pré-hivernale (novembre, LION_4) de l'hiver de l'année A+1 pour OM8-ARP (rond noir) et CAM (carré rouge).

Conclusions sur les corrélations temporelles

On a résumé les différentes corrélations calculées ci-dessus dans un schéma de synthèse (cf. figure 4.42) liant les différents processus physiques expliquant la variabilité interannuelle de la formation de la WMDW dans le modèle couplé (simulation CAM). Ce schéma a été établi uniquement à partir de notre étude et bien sûr de nombreux liens manquent : par exemple, le lien symbolisé par la flèche en trait fin liant l'advection de la LIW aux caractéristiques intermédiaires de la masse d'eau est suggéré plus que démontré. Par ailleurs, il est clair que les caractéristiques de surface de la masse d'eau sont également influencées par l'advection en surface par le courant Nord et par le Sud. Cette advection même si elle est liée aux caractéristiques de l'eau Atlantique et aux flux de surface du bassin Ouest est également largement aléatoire car pilotée par des processus de méso-échelle. En dehors de la rétroaction par la SST de la Méditerranée, l'influence sur les flux de surface des modes de variabilité climatique extérieurs à la Méditerranée est également oubliée.

Ce schéma de synthèse permet en revanche de retrouver les rétroactions positives et négatives de la convection sur elle-même. En effet, si on part d'une année à fort flux et à forte convection, on obtient une boucle de rétroaction positive en passant par les caractéristiques hydrologiques de la colonne d'eau puis par la stratification verticale (nombre pair de flèches rayées le long du chemin) mais on obtient une rétroaction négative en passant par la SST de la Méditerranée, les flux de l'année A, les caractéristiques de surface puis la stratification (nombre impair de flèches rayées).

4.4.13 Téléconnexions

Téléconnexions atmosphériques

Par choix, nous avons décidé de ne pas consacrer une grande part de cette thèse à l'impact des téléconnexions atmosphériques sur la convection en Méditerranée même si le sujet est intéressant et pourrait être traité avec nos simulations. Il fera l'objet d'une étude

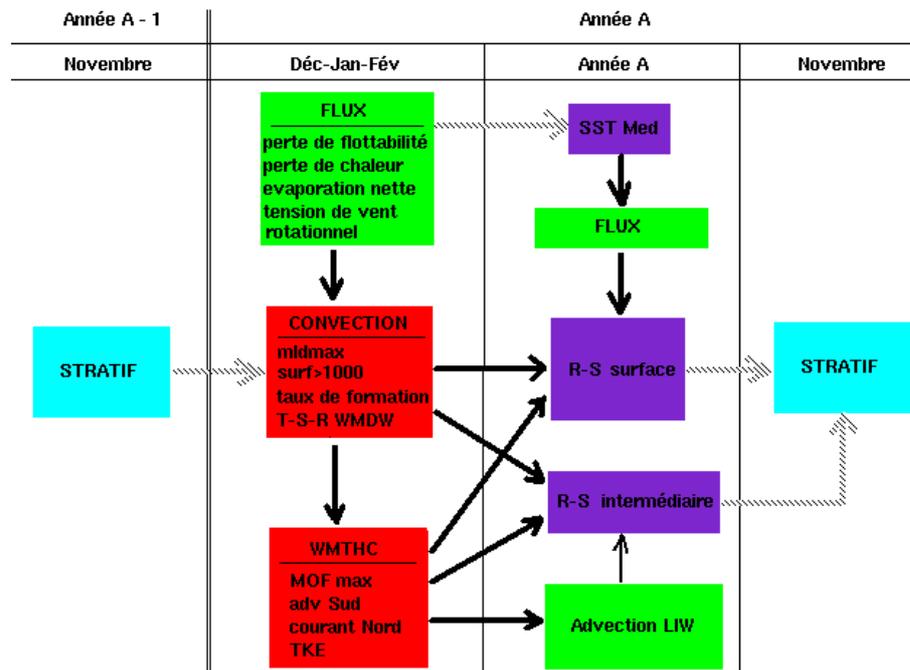


FIG. 4.42 – Schéma de synthèse des liens entre variables physiques concernant la variabilité interannuelle de la formation de la WMDW dans la simulation CAM. Les flèches noires (respectivement rayées) représentent des corrélations positives (respectivement négatives). R représente la densité, S la salinité. Lorsque ce n'est pas précisé, les grandeurs sont calculées pour la zone de convection (LION4).

séparée.

Cependant, dans la perspective d'études futures, mentionnons que nous avons calculé la corrélation entre l'indice El-Nino du mois de janvier (boite Nino.3) et les flux hivernaux de la zone LION4. On obtient des corrélations de l'ordre de 0.30 pour la perte de flottabilité et la perte de chaleur dans les deux modèles. On se situe en dessous de la limite de significativité à 5% qui se situe à 0.32. Ces corrélations impliquent que la phase positive d'El-Nino serait liée avec des flux DJF faibles au dessus de la Méditerranée et donc plutôt à une faible convection.

Les liens entre NAO et la convection dans le golfe du Lion sont plus prometteurs (Vignudelli et al., 1999; Rixen et al., 2005). Suite aux travaux de Terray et al. (2004), nous possédons la série chronologique de 1961 à 1999 de l'indice NAO hivernal (DJF) pour l'expérience ARP ayant permis le forçage d'OPAMED8 dans OM8-ARP. Cet indice est calculé comme la série temporelle de la première composante principale d'une décomposition basée sur le géopotential à 500 hPa. La première EOF reproduit la structure spatiale de la NAO et explique 28% de la variance du géopotential à 500 hPa. La série chronologique est tracée sur la figure 4.43.

Des corrélations hautement significatives apparaissent avec les flux de surface (-0.39 avec la perte de flottabilité, -0.41 pour la perte de chaleur et -0.57 avec la tension de vent). Les hivers pour lesquels la NAO est en phase négative possède des flux océan-atmosphère forts. Cela confirme les résultats de Vignudelli et al. (1999) et Rixen et al. (2005). Rappelons qu'en phase négative de la NAO, un plus grand nombre de dépressions synoptiques passent ou naissent en Méditerranée. Nous verrons au chapitre suivant que

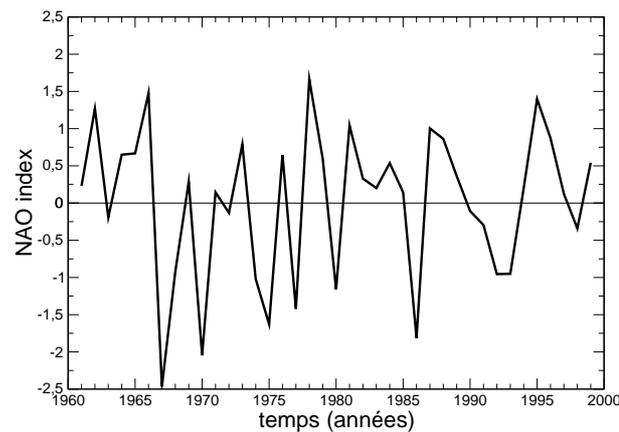


FIG. 4.43 – Série temporelle de l'indice NAO calculé pour l'expérience OM8-ARP (données fournies par Terray, communication personnelle).

ce sont elles qui influencent fortement les flux air-mer. En utilisant un modèle océanique, notre étude va plus loin que celles de *Vignudelli et al.* (1999) et *Rixen et al.* (2005) et permet de calculer les corrélations entre la NAO et les variables caractérisant la formation de la WMDW. Logiquement, on retrouve des corrélations négatives avec l'indice NAO. Leur degré de significativité est plus étonnant. On trouve une corrélation de -0.32 avec le maximum de la MOF du bassin Ouest, de -0.38 avec la profondeur maximale de la couche de mélange hivernale sur LION4 et surtout une valeur de -0.53 avec le taux de formation de la WMDW. Si on compare la série de la figure 4.43 avec celle du taux de formation de la WMDW (fig. 4.30 page 151), on comprend mieux les forts taux de formation de la fin des années 60 et des années 70 ainsi que les faibles taux des années 80 et de la fin des années 90. La tendance qui existe sur la série de l'indice NAO depuis la fin des années 60 semble également expliquer celle observée dans OM8-ARP concernant la formation de la WMDW. Rappelons que la chronologie de la NAO simulée par la simulation ARP n'est pas comparable à la chronologie observée puisqu'ARPEGE est utilisé en mode climat.

La corrélation la plus forte apparaît entre la série temporelle de l'indice NAO et celle du transport du courant Nord en mars (transport à travers la section à 9.5°E au nord de la Corse en fait) : -0.60 . Cette forte valeur s'explique par l'effet combiné de la variabilité de la convection profonde qui active ou réduit ce transport à la fin de l'hiver et du vent de Nord-Ouest qui engendre un courant d'Ekman venant moduler le transport du courant Nord. L'évolution de ce transport est très proche de celle du transport dans le détroit de Corse étudié par *Vignudelli et al.* (1999). On confirme ici leur résultat à partir de données de longue durée mais issues d'un modèle numérique. En conclusion, ils déclarent "the variable intensity of the annual ventilation of the bottom part of the Western Mediterranean might be the final consequence of this process". C'est exactement ce que nous montrons ici par la forte corrélation négative de la NAO avec le taux de formation de la WMDW, ce que seule la combinaison d'un forçage atmosphérique interannuel réaliste et d'un modèle océanique 3D permet d'étudier.

A la question "Qu'est-ce qui pilote les flux océan-atmosphère en hiver?" que nous posons un peu plus haut, on peut répondre que la NAO en explique au moins une partie : 15% de la variance est expliquée pour la perte de flottabilité hivernale au Nord-Ouest de la Méditerranée, 17% pour la perte de chaleur et 32% pour la tension de vent. De plus,

près de 30% de la variance du taux de formation de la WMDW est expliquée par la NAO.

L'équivalent du travail réalisé avec les expériences ARP et OM8-ARP n'a pas été fait pour le moment sur la simulation CAM. On peut s'attendre à des résultats similaires quoique la variabilité de la SST en Méditerranée pourrait influencer en partie la dynamique atmosphérique Nord Atlantique comme tend à le démontrer l'article de *Li* (2005).

Téléconnexions océaniques

Dans la littérature certains auteurs mentionnent des téléconnexions océaniques liant la formation des différentes masses d'eau. En particulier, une augmentation du taux de formation de la LIW viendrait augmenter la formation de l'EMDW et de la WMDW environ 10 ans plus tard. Cette relation est toujours montrée dans des situations particulières : forçage en surface constant d'une année à l'autre laissant uniquement la variabilité interne du système (*Wu and Haines*, 1998) ou signal en marche d'escalier (*Skiris and Lascaratos*, 2004).

Pour nous la situation est différente puisqu'on se place dans le cas d'expériences à l'équilibre et dont la variabilité interannuelle est dominée par les flux de surface. Nous avons calculé les corrélations entre le taux de formation de la LIW, de l'EMDW et de la WMDW ainsi qu'avec la stratification verticale en novembre pour OM8-ARP et CAM. Pour OM8-09, des corrélations positives de l'ordre de +0.30 à +0.45 sont obtenues entre la formation de la LIW et celle de l'EMDW avec un déphasage compris entre +7 et +9 ans suivant la densité choisie pour calculer le taux de formation de l'EMDW. Concernant la WMDW, la seule corrélation notable (mais non significative) avec la LIW est obtenue avec un déphasage de 11 ans (+0.23).

Pour CAM, les corrélations sont moins nettes encore. Entre la LIW et l'EMDW, on obtient des corrélations de l'ordre de +0.32 avec un déphasage de 4 ans et de +0.22 avec 15 ans. De plus, les corrélations notables entre la LIW et la WMDW valent environ +0.20 avec un déphasage plausible de 11 ans.

En conclusion, il semble que la variabilité des autres forçages masque les téléconnexions océaniques. Nous pensons néanmoins que ce type d'étude doit être repris avec des simulations plus longues (au moins 100 ans) et parfaitement stabilisées.

4.5 Conclusion

Dans ce chapitre, on a tout d'abord analysé et interprété les dérives et les biais du modèle couplé régional SAMM en le comparant aux simulations forcées OM8-ARP et OM8-ERA. Les défauts de SAMM semblent trouver leur origine dans la perte de chaleur trop forte simulée par ARPEGE-Climat particulièrement en hiver dans le bassin Est. De plus et contrairement au modèle OPAMED8 forcé, la rétroaction de la SST sur l'évaporation engendre un biais en SSS et une dérive en salinité dans la masse.

Malgré ces défauts, le modèle couplé régional SAMM est capable de simuler, sans rappel en surface, des flux de chaleur et de quantité de mouvement en accord avec les observations. Il simule entre autres une perte nette de chaleur de -7.1 W/m^2 en moyenne sur la Méditerranée avec un intervalle de confiance à 5% de $\pm 1.6 \text{ W/m}^2$. Le transport de chaleur à Gibraltar vaut seulement $+6.0 \text{ W/m}^2$, ce qui explique la dérive froide. La circulation de surface, la profondeur de la couche de mélange en hiver et la circulation thermohaline sont bien simulées par le modèle couplé régional qui forme les différentes

masses d'eau en Méditerranée et produit les différentes branches de la MTHC. Le défaut principal de SAMM est la formation de masses d'eau généralement trop froides et trop peu salées. La différence principale avec OPAMED8 forcé est la simulation d'une profondeur de couche de mélange et d'une circulation thermohaline plus faibles dans SAMM sans qu'on puisse savoir quel modèle est le plus réaliste. Au regard de l'état de l'art de la modélisation en Méditerranée, l'AORCM SAMM constitue un outil de choix pour étudier la variabilité interannuelle en Méditerranée puisque l'on dispose d'une simulation de longue durée dont la variabilité à l'interface air-mer est complètement libre et qui simule une MTHC correcte et relativement stable.

Pour les flux océan-atmosphère à l'échelle de la Méditerranée, le modèle couplé régional simule une variabilité interannuelle significativement plus faible que celle du modèle OPAMED8 forcé par les flux d'ARPEGE-Climat. Cette plus faible variabilité est en accord avec celle d'ERA40. Cette dernière remarque désigne SAMM comme plus réaliste car on peut supposer que la variabilité interannuelle d'ERA40 est relativement bonne grâce à l'assimilation de données. Le réalisme de la variabilité interannuelle de SAMM en surface est essentiel en vue de l'étude de la variabilité interannuelle de la circulation et de la formation des masses d'eau en Méditerranée. Une SST interactive à haute résolution, i.e. la caractéristique principale des modèles couplés régionaux semble être la clé de cette plus faible variabilité. Cette caractéristique des AORCMs est confirmée par *Aldrian et al.* (2005) dans une étude sur l'Indonésie. Notons cependant que, contrairement aux flux air-mer et à la majorité des autres champs océaniques (SSS, S3D, T3D, ...), la SST présente une variabilité plus élevée dans SAMM que dans OPAMED8 et cela en accord avec les observations. On peut dire que la mise en place du couplage libère la variabilité de la SST par rapport à un modèle océanique forcé et rappelé en surface. Cette libération renforce les rétroactions négatives de la SST sur les flux et sur les autres variables océaniques, ce qui limite par conséquent leur variabilité.

Dans le bassin Ouest (zone de formation de la WMDW), on retrouve le même comportement qu'en global. En moyenne, les flux océan-atmosphère de SAMM sont intermédiaires entre ceux d'ERA40 (plus faibles) et ceux d'ARPEGE-Climat (plus forts). Ils montrent également une variabilité interannuelle plus faible. Sans être moins réaliste, cela se traduit par un processus de convection hivernale moins actif et moins variable dans SAMM que dans OPAMED8 forcé. La variabilité du processus de formation de la WMDW est ensuite analysée grâce au suivi interannuel des différents processus physiques liés à ce phénomène : stratification pré-hivernale, profondeur maximale de la couche de mélange, surface convective, taux annuel de formation, caractéristiques θ -S- ρ de la WMDW formée, maximum de la fonction de retournement méridienne, énergie cinétique turbulente faisant suite à la convection, export de la WMDW vers le reste du bassin, courant Nord. Exceptée la stratification verticale pré-hivernale, l'ensemble de ces variables montre un phénomène convectif moins intense et moins variable dans SAMM.

L'analyse des interactions des différents processus à l'aide de corrélations temporelles nous amène aux conclusions suivantes : les flux océan-atmosphère en hiver sont en phase de manière à forcer la convection tous en même temps. La variabilité interannuelle de la perte de chaleur pilote celle de la perte de flottabilité contrairement à la situation en moyenne où le flux de sel est important. Les grandeurs caractérisant la convection profonde et la circulation thermohaline associée varient toutes en phase dans cette zone.

Les flux océan-atmosphère et la stratification pré-hivernale de la colonne d'eau constituent les deux variables indépendantes qui pilotent principalement la variabilité interannuelle de la formation de la WMDW. A eux deux, ils expliquent 60% de la variance du phénomène. Notons également qu'à perte de flottabilité égale et à stratification égale, l'AORCM produit plus efficacement de la convection profonde. Concernant les caractéristiques de la WMDW formée en hiver dans le modèle SAMM, la densité dépend de l'intensité de la convection alors que la salinité est plutôt pilotée par le préconditionnement en sel de la colonne d'eau (surface et LIW) et que la température s'adapte aux deux autres variables : une WMDW profonde correspond à une eau lourde, salée et chaude. Ce comportement diffère dans OM8-ARP.

Nous avons également établi qu'il existe une rétroaction positive de la convection profonde sur elle-même à travers la stratification pré-hivernale de l'hiver suivant. Celle-ci pourrait expliquer l'instabilité de ce processus dans les modèles océaniques et dans le scénario de changement climatique décrit dans *Somot et al.* (2005). Son action déstabilisante est cependant limitée par la variabilité interannuelle des flux océan-atmosphère qui est quant à elle pilotée en grande partie par la NAO. Nous obtenons que la phase positive de la NAO est défavorable à la formation de la WMDW. Dans le modèle couplé, une rétroaction négative faisant intervenir la rétroaction de la SST de la Méditerranée sur les flux est également démontrée expliquant en partie la plus faible convection dans SAMM. Contrairement aux études précédentes, les liens temporels entre la formation de la LIW et celle de la WMDW semble masqués par les autres sources de la variabilité.

4.6 Perspectives

4.6.1 Idées pour tester les rétroactions

Les corrélations temporelles nous ont permis de faire émerger des liens entre les variabilités interannuelles des différentes variables physiques liées au phénomène de formation de la WMDW. Nous avons également émis des hypothèses sur les liens de causalité entre elles et sur la fameuse question "qui pilote qui ?" Cependant, nous sommes conscients que ce type de lien physique ne peut être définitivement démontré que par des études de sensibilité permettant de fixer alternativement la variabilité d'un des processus.

Voilà quelques idées des expériences numériques qui pourraient être faites : fixer la variabilité des flux de surface (choix d'une année particulière) en donnant toute la priorité à la variabilité de la stratification en novembre ; fixer la stratification (réinitialisation en novembre) et conserver la variabilité des flux de surface ; fixer la variabilité des flux hivernaux en laissant libre celle du reste de l'année ou inversement. On pourrait également mettre en place des zones de rappel localisées afin de filtrer la variabilité de certains courants (ex : courant Nord, advection de LIW). Dans le modèle couplé, on pourrait également tester l'impact de la variabilité des SST ailleurs qu'en Méditerranée en utilisant une climatologie mensuelle au lieu de SST interannuelles.

4.6.2 Problème de chronologie

Un des problèmes de notre étude est lié à la validation chronologique des modèles utilisés. ARPEGE-Climat ne suivant pas la chronologie observée, il est impossible de comparer des mesures observées une année donnée aux sorties d'OPAMED8 ou de SAMM. Il est

également impossible de comparer entre eux les deux modèles pour une année donnée. Cela deviendrait possible en utilisant un modèle climatique à aire limitée forcé par des réanalyses à la place d'ARPEGE-Climat. On pourrait ainsi obtenir des flux à haute résolution qui suivraient la chronologie synoptique réelle. Ces LAMs pourraient être utilisés en mode forcé comme dans l'étude de *Sotillo et al.* (2005) et fournir des forçages a posteriori pour OPA-MED8 ou alors directement en mode couplé comme dans l'étude de *Aldrian et al.* (2005) dédiée à l'Indonésie.

4.6.3 Idées de correction des dérives

Les dérives et biais décrits durant ce chapitre proviennent majoritairement du flux net de chaleur produit par ARPEGE-Climat sur la Méditerranée. La perte de chaleur est trop importante et en particulier sur le bassin Est.

En attendant une nouvelle version des flux océan-atmosphère en développement au CNRM (Belamari, communication personnelle), nous avons testé une méthode de correction de flux intégrale pour le modèle couplé. Cette méthode est basée sur le terme de rappel en SST de la simulation OM8-ARP. En moyennant celui-ci sur les 38 ans de la simulation, on obtient une climatologie mensuelle 2D du terme de correction à appliquer pour corriger les flux d'ARPEGE. Après un lissage passe-bas permettant de supprimer les structures de petites échelles spatiales, on obtient 12 cartes 2D de correction que l'on applique au cours d'une nouvelle simulation couplée que l'on peut appeler **CAM-COR** pour CAM CORrigée. Les cartes de correction montrent bien que celle-ci est plus forte dans le bassin Est que dans le bassin Ouest. De plus, si notre analyse de la rétroaction de la SST sur le bilan E-P-R est juste, corriger le flux de chaleur devrait également corriger le flux d'eau et ainsi que les dérives en température et en sel dans la masse.

Les premiers résultats (10 ans, figures non montrées) prouvent que notre stratégie de correction est une réussite tout au moins concernant les flux de chaleur, d'eau et les dérives en SST, SSS, T3D et S3D. Le comportement de la convection profonde reste à étudier. Cette simulation n'étant pas terminée actuellement, nous préférons la garder comme une perspective.

4.6.4 Vers un scénario couplé régional corrigé

Nous espérons que la méthode de correction décrite ci-dessus permettra comme dans le cas du modèle forcé d'obtenir une simulation de contrôle stable sur 140 ans (*Somot et al.*, 2005, simulation OM8-CTL). Nous pensons ensuite réaliser un scénario de changement climatique (1961-2099 sous l'hypothèse IPCC-A2) en mode couplé.

Comme nous l'avons démontré dans ce chapitre, le comportement du modèle couplé diffère significativement de celui du modèle océanique forcé en terme de variabilité des flux océan-atmosphère et de variabilité de la formation des masses d'eau. Nous avons également vu que le modèle couplé possède des rétroactions qui n'existent pas dans une simulation forcée et qui pourraient influencer fortement la réponse de la MTHC au changement climatique.

Ces raisons justifient amplement la réalisation d'un scénario de changement climatique avec un modèle couplé régional. La comparaison de la réponse de la MTHC dans ce type de simulation avec celle dans une simulation forcée (*Somot et al.*, 2005) devrait être riche d'enseignements.

Chapitre 5

Cyclogénèse en Méditerranée

Sommaire

5.1	Cadre de l'étude	173
5.2	La cyclogénèse en Méditerranée	175
5.3	Méthode de suivi automatique des dépressions	176
5.3.1	Différentes méthodes de suivi automatique	176
5.3.2	La méthode de suivi automatique utilisée	178
5.3.3	Application aux simulations d'ARPEGE-Climat	183
5.4	Le domaine méditerranéen	185
5.4.1	Statistiques générales	185
5.4.2	Validation géographique	187
5.4.3	Cyclogénèses et cyclolyses des dépressions en Méditerranée	190
5.4.4	Variabilité interannuelle	190
5.4.5	Impact du couplage régional et de la SST	191
5.4.6	Scénario de changement climatique	195
5.5	La cyclogénèse du golfe de Gênes	200
5.5.1	Validation par rapport à ERA40	200
5.5.2	Composites : méthodologie	201
5.5.3	Description de la dépression type dans ARPEGE-Climat	203
5.5.4	Comparaison forcé/couplé	204
5.5.5	Impact du couplage et/ou du biais en SST	207
5.5.6	Scénario de changement climatique	209
5.6	De l'importance d'un scénario couplé	211
5.7	Dépressions et convection océanique profonde	213

5.1 Cadre de l'étude

Dans cette partie, nous allons étudier la cyclogénèse méditerranéenne et les dépressions en Méditerranée, en se limitant aux échelles climatiques régionales tant au niveau spatial (50 km) qu'au niveau temporel (échelle mensuelle). Dans le mot cyclogénèse, on entendra apparition d'une nouvelle structure tourbillonnaire et/ou développement de celle-ci pour atteindre un seuil détectable. Ensuite vient l'étape de vie et de déplacement de la dépression

au cours de laquelle elle passe par un maximum d'intensité dont on reparlera plus loin. Enfin il y a la cyclolyse qui est la destruction de la structure tourbillonnaire et la disparition de la dépression.

Ce chapitre est issu d'un travail collectif impliquant entre autres deux stagiaires de l'ENM, Cécile Barlan et Eric Caillaud ainsi que Bruno Joly de l'équipe RECYF du CNRM/GMAP. Je tiens à les en remercier.

La méthode utilisée est celle d'un suivi automatique de dépressions développée par Ayrault pour l'étude des dépressions en Atlantique (Ayrault, 1995, 1998; Ayrault and Joly, 2000a,b). Elle est fondée sur l'appariement de noyaux de tourbillon relatif (noté ζ_r) à 850 hPa toutes les 6 heures. Les questions scientifiques de ce chapitre sont les suivantes :

- Le modèle ARPEGE-Climat à résolution variable est-il capable de simuler correctement le mécanisme de cyclogénèse dans le bassin méditerranéen? Avec quel degré de réalisme parvient-il à reproduire les trajectoires, intensités et fréquences de dépressions dans cette région?

Pour cela, la méthode de suivi automatique est appliquée à une simulation d'ARPEGE-Climat en mode forcé (simulation **ARP**)¹, sur la période 1960-1998. Le jeu de trajectoires obtenu est comparé à celui issu des réanalyses ERA40 du CEPMMT², réalisé par Joly au CNRM (comm. personnelle).

- L'utilisation d'un modèle régional couplé océan-atmosphère entraîne-t-elle une représentation différente et potentiellement meilleure des mécanismes de cyclogénèse et du déplacement des dépressions?

Nous comparons alors la simulation **ARP**, en mode forcé à la simulation **CAM** en mode couplé, et toujours en climat présent. Des composites des dépressions méditerranéennes sont réalisés dans les zones privilégiées de cyclogénèse et les différents jeux de trajectoires sont comparés. La simulation **ARP-CAM**, c'est-à-dire ARPEGE-Climat forcé par les SST issues de la simulation **CAM** sera également utilisée pour étudier l'impact du couplage entre deux modèles ayant les mêmes SST. Notons que dans cette expérience, ce sont les moyennes mensuelles des SST calculées à partir de l'expérience couplée qui sont utilisées et non pas les valeurs quotidiennes afin de se rapprocher des conditions de **ARP**.

- Quelle pourrait être l'évolution des dépressions méditerranéennes dans le climat futur?

Nous appliquons, dans une dernière partie, la méthode de suivi automatique à une simulation de climat futur (période 2070-2099 de la simulation **ARP-SA2**), afin de caractériser les dépressions méditerranéennes à la fin du XXI^{ème} siècle.

On traitera tout d'abord les dépressions méditerranéennes dans leur ensemble puis on se focalisera sur la cyclogénèse du golfe de Gênes en utilisant entre autre une analyse par composites à symétrie cylindrique.

Notes :

Dans ce chapitre, des études statistiques comparatives ont été effectuées sur de petits échantillons dont nous faisons l'hypothèse qu'ils sont extraits de populations quasi-gaussiennes. Pour alléger la lecture, nous précisons ici qu'il s'agit des tests de Fisher-Snedecor pour les variances et de Student pour les moyennes, avec un degré de confiance fixé à 95 % (Saporta, 1990).

¹voir le tableau 2.1 page 51 pour le récapitulatif des différentes simulations

²Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme

Nous précisons également que sur l'ensemble des histogrammes présentés, les écarts-types interannuels sont représentés par des segments.

5.2 La cyclogénèse en Méditerranée

Nous ne rappellerons pas ici les théories générales de la cyclogénèse (instabilité barocline, importance du gradient nord-sud de température, développement d'anomalies de vorticité positive, importance des jets d'altitude comme source d'énergie, mise en phase d'anomalies d'altitude et de basse couche) mais celles-ci sont bien sûr applicables aux dépressions méditerranéennes.

Par rapport aux dépressions atlantiques, il faut cependant préciser que la présence de nombreux reliefs (cyclogénèse de Lee sous le vent des reliefs), les contrastes terre-mer, l'influence de deux jets sur la zone (le jet-stream et le jet d'ouest sub-tropical situé sur le nord de l'Afrique) et la présence de la mer Méditerranée relativement chaude constituent des forçages supplémentaires.

L'étude de la réanalyse ERA15 du CEPMMT par *Trigo et al.* (1999) a également permis de montrer que les échelles caractéristiques de temps et d'espace ne sont pas les mêmes que celles de l'Atlantique. Ainsi, 65% des dépressions méditerranéennes ont un rayon inférieur à 550 km (ce serait donc des phénomènes de méso-échelle). Il faut comparer cet ordre de grandeur aux systèmes synoptiques de l'Atlantique voisins de 1000 à 2000 km. De même, si l'on exclut les systèmes de durée de vie très courte (moins de 12 heures), la durée de vie moyenne d'une dépression est de 28 heures environ en Méditerranée contre 3 à 3,5 jours dans l'Atlantique.

La cyclogénèse dans le bassin méditerranéen est caractérisée par une structure d'échelle sous synoptique, avec des mécanismes et des zones de genèse privilégiées qui varient au cours des saisons. Une analyse par mois des données permet de définir trois saisons caractéristiques : l'hiver, le printemps et l'été. L'automne apparaît plutôt comme une période transitoire entre été et hiver avec une importante variabilité interannuelle (*Trigo et al.*, 1999, et Joly, communication personnelle).

Une description par saison permet de mettre en évidence les différents types de cyclogénèse et leur localisation en Méditerranée, à partir des études menées par *Alpert et al.* (1990), *Trigo et al.* (1999, 2002) et également *Maheras et al.* (2001).

L'hiver

En hiver, les trois zones les plus actives dans le développement des dépressions sont le golfe de Gênes, la mer Egée et la mer Noire. Les dépressions formées dans ces zones à l'échelle subsynoptique sont déclenchées essentiellement par des systèmes synoptiques provenant de l'Atlantique Nord, qui sont affectés par l'orographie locale et/ou par de la baroclinie de basses couches sur la côte nord méditerranéenne. On peut noter également que les dépressions dans ces régions sont souvent liées au même système synoptique qui, régénéré par des forçages orographiques successifs, concerne ces régions les unes après les autres. Dans le golfe de Gênes, zone la plus active du bassin méditerranéen, la présence des Alpes est le facteur prédominant pour la naissance de dépressions. Sur la mer Egée, ce sont les reliefs des Balkans qui contribuent à développer la cyclogénèse dans cette région. La mer Noire est également un bassin de cyclogénèse influencé par la proximité des reliefs turcs.

Sur ces deux derniers bassins, la température de la mer relativement chaude par rapport aux sols froids environnants joue également un rôle dans les mécanismes de cyclogénèse en créant des anomalies cycloniques de tourbillon potentiel en surface.

Le printemps

Au printemps, de nouvelles zones privilégiées pour la cyclogénèse apparaissent. Si les zones hivernales restent présentes, les dépressions thermiques (ou *heat lows* en anglais) deviennent progressivement plus importantes, ce qui a pour conséquence le développement et le creusement de dépressions méditerranéennes dans de nouvelles zones. Ainsi, le renforcement du gradient méridional de température le long de la côte d'Afrique du Nord favorise le développement des dépressions sur l'Atlas. Elles apparaissent sous le vent de l'Atlas, à l'intérieur d'une zone de faible stabilité statique. Ces dépressions thermiques ne sont pas forcément associées à des pluies. Elles peuvent avoir peu d'impact sur le temps sensible tout en étant visible en terme d'anomalie de vorticité.

L' t 

Durant la période estivale, le forçage thermique joue un rôle croissant dans la génèse et l'entretien des dépressions en Méditerranée. Les zones principales pour la cyclogénèse sont l'Afrique du Nord, la péninsule ibérique et la mer Noire. Dans ces régions, les dépressions thermiques prédominent, induisant un forçage diurne dans le cycle de vie des dépressions (elles ont tendance à atteindre leur maximum d'intensité en fin d'après-midi et les cyclolyses se produisent plutôt le matin). De plus, en été, l'extension de la mousson asiatique dans l'est de la Méditerranée fait apparaître une zone de cyclogénèse au Moyen-Orient (mer Rouge). La cyclogénèse reste présente sur le golfe de G nes, tandis qu'elle s'atténue en mer Egée.

5.3 Méthode de suivi automatique des dépressions

5.3.1 Différentes méthodes de suivi automatique

Classiquement, dans de nombreuses études et climatologies déjà réalisées, la détection des dépressions est réalisée à partir de champs de surface. *Alpert et al.* (1990) utilisent une méthode fondée sur la recherche des minima absolus de géopotential à 1000 hPa pour réaliser une climatologie des dépressions méditerranéennes. De même, afin de définir les mécanismes de cyclogénèse en Méditerranée, *Trigo et al.* (1999) réalisent une détection des dépressions en identifiant les minima de géopotential à 1000 hPa, à laquelle sont ajoutés des seuils de pression au niveau de la mer et de gradient de pression afin d'éliminer les dépressions de trop faible intensité. La détection utilisée par *Lionello et al.* (2002), afin d'étudier les variations de l'activité dépressionnaire dans des scénarios de changement climatique, est fondée sur la recherche des minima de pression au niveau de la mer.

Mais la détection en surface peut ignorer certains phénomènes qui ne se traduisent pas par la présence d'un minimum au sol et qui ont pourtant un intérêt météorologique non négligeable, surtout dans la phase de naissance des dépressions. C'est pourquoi d'autres méthodes de détection utilisent des paramètres en altitude. Ainsi, la méthode de suivi automatique développée au CNRM se fonde sur la recherche de maxima du champ de

tourbillon relatif ζ_r à 850 hPa³ (en s⁻¹) avec :

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

avec u et v , composantes zonale et méridienne du vent à 850 hPa.

La méthode a été mise en place par *Ayrault* (1995) afin de réaliser une classification et d'établir une nouvelle typologie des dépressions sur l'Atlantique Nord. L'utilisation du tourbillon relatif comporte plusieurs avantages. Tout d'abord, elle met en évidence des thalwegs à peine ou pas visibles sur les cartes de pression réduite au niveau de la mer ou de géopotential. En effet, ce paramètre est moins soumis à l'extrapolation au niveau des reliefs. De plus, le tourbillon relatif filtre naturellement les grandes échelles en ayant un comportement proche du laplacien du champ de géopotential. Il a également la propriété d'être relativement conservatif, ce qui facilite son suivi. *Hoskins and Hodges* (2002) confirment l'intérêt de ce paramètre pour les dépressions méditerranéennes : il est, pour ces auteurs, un meilleur indicateur des systèmes de petite échelle que la pression réduite au niveau de la mer et il est donc particulièrement bien adapté à la détection des systèmes méditerranéens. Le logiciel TRACK de l'Université de Reading, mis en place par *Hodges* (1995), permet, quant à lui, de choisir le paramètre utilisé lors de la détection : pression au niveau de la mer, géopotential à 500 hPa, tourbillon relatif à 850 hPa...

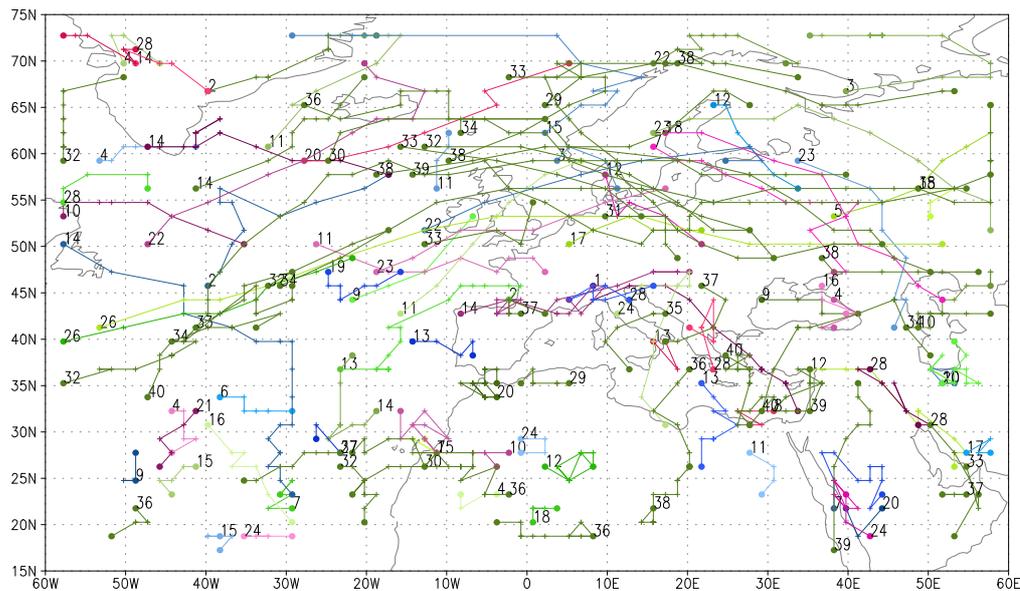
Une fois que les centres d'action sont identifiés à chaque pas de temps (i.e. toutes les 6h dans notre cas), la deuxième étape du suivi automatique est la formation de trajectoires en reliant les extrema entre eux. Là-aussi, les méthodes utilisées pour réaliser le meilleur appariement diffèrent. Certaines sont relativement simples. Par exemple, Trigo recherche le plus proche voisin de la dépression qu'elle cherche à suivre dans le champ précédent, dans une zone limitée par la vitesse de déplacement maximale de la dépression. Si aucun minimum n'est trouvé dans cette zone, elle en déduit qu'il s'agit d'une cyclogénèse. D'autres méthodes sont plus complexes. Hodges définit les trajectoires sur la sphère par optimisation sous contraintes d'une fonction de coût. Les contraintes imposées assurent la continuité des trajectoires et limitent la distance parcourue par un système entre deux points d'une trajectoire, ainsi que la variation d'intensité et de direction sur une même trajectoire. La méthode d'Ayrault se fonde sur des critères de variation d'amplitude du tourbillon absolu, de déplacement et de cohérence des trajectoires, critères qui seront détaillés ci-dessous.

La dernière étape est la production de résultats et de statistiques à partir des trajectoires. En effet, le seul tracé des trajectoires, peu lisible, présente peu d'intérêt (cf. figure 5.1). Il s'agit donc de produire des densités de trajectoires, d'établir les lieux privilégiés de cyclogénèse et de cyclolyse...

Choix de la méthode de suivi automatique :

Un suivi des trajectoires dans la réanalyse ERA40 a été effectué en 2004 grâce au logiciel d'Ayrault par Joly au CNRM, notamment sur le domaine méditerranéen. Par soucis de cohérence dans notre comparaison ERA40 versus ARPEGE-Climat, nous avons choisi la même méthode de suivi. La question de l'impact de la méthode de suivi sur les résultats obtenus reste ouverte même si on verra que *Véran* (2004) utilisant TRACK sur des simulations ARPEGE-Climat obtient des résultats similaires aux nôtres.

³La méthode d'Ayrault peut également s'appliquer à d'autres niveaux, typiquement au niveau de la tropopause e.g. 300 hPa (*Ayrault and Joly*, 2000a).



GrADS: COLA/IGES

2004-04-26-11:35

FIG. 5.1 – Tracé des trajectoires pour 10 jours en hiver pour l'expérience **ARP**, soit 121 trajectoires. Les débuts et fins des trajectoires sont représentés par des points avec indication du numéro de réseau pour le début ; les positions intermédiaires sont indiquées par des croix.

5.3.2 La méthode de suivi automatique utilisée

Principe général

Les buts de la méthode de suivi automatique mis en place par *Ayrault* (1995, 1998) sont les suivants :

- la détection la plus large possible des maxima de tourbillon relatif,
- un appariement de ces maxima pour constituer des trajectoires, en se fondant sur des critères de ressemblance du tourbillon absolu et sur des critères de déplacement à partir du vent moyen au niveau considéré et à un niveau moyen de la troposphère, et de minimisation des accélérations.

Le premier intérêt de cette méthode est l'utilisation du tourbillon relatif dans l'étape de détection, intérêt explicité au paragraphe 5.3.1.

De plus, il n'y a pas de seuil prédéfini pour la détection : ainsi, nous pouvons obtenir une gamme de trajectoires la plus large possible et ainsi, ne pas risquer de passer à côté de certains phénomènes météorologiques. Les seuils de durée de vie minimale et de distance minimale parcourue entre cyclogénèse et cyclolyse peuvent être fixés a posteriori.

Les critères utilisés pour mettre en correspondance les maxima obtenus sont variés et complémentaires et l'utilisation d'un algorithme comprenant plusieurs itérations permet de se rapprocher des trajectoires les plus réalistes.

Enfin, cette méthode a été validée par *Ayrault* sur des périodes test pendant lesquelles un suivi manuel a été confronté aux trajectoires obtenues de manière automatique. De même, les résultats déjà obtenus sur l'Atlantique Nord semblent tout à fait satisfaisants et conformes aux climatologies préexistantes.

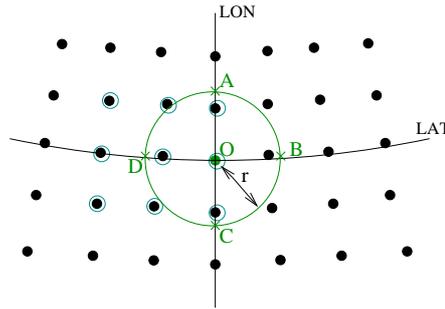


FIG. 5.2 – Mécanisme du lissage du champ de tourbillon relatif.

Lissage du champ de tourbillon relatif

Les champs de tourbillon relatif sont trop bruités pour être directement utilisables dans la méthode de suivi automatique. Il est donc nécessaire d'effectuer une opération préliminaire de lissage spatial de ce champ.

Dans la première version du logiciel (*Ayrault, 1995*), le lissage se limitait à une moyenne pondérée des valeurs de tourbillon relatif des quatre points de grille autour du point considéré ne prenant pas en compte les variations de distance entre les points de grille.

Joly a amélioré l'opération de lissage du champ de tourbillon (comm. personnelle). Comme l'illustre la figure 5.2, il se place sur un cercle de rayon r autour du point de grille considéré O et pour chacun des quatre points A , B , C et D , il calcule une moyenne pondérée faisant intervenir les distances par rapport aux neuf points de grille les plus proches.

En chaque point A , B , C et D :

$$\zeta_{ri} = \left(\sum_{j=1,9} \frac{1}{d_{ij}} \right)^{-1} \times \sum_{j=1,9} \frac{\zeta_{rj}}{d_{ij}}$$

avec ζ_{ri} le tourbillon relatif au point considéré, ζ_{rj} le tourbillon relatif de l'un des neuf points de grille les plus proches et d_{ij} la distance entre le point considéré et l'un des neuf points de grille.

puis au point O :

$$\zeta_{rO_{lisse}} = \frac{4 \times \zeta_{rO_{init}} + \sum_{i=A,B,C,D} \zeta_{ri}}{8}$$

avec $\zeta_{rO_{init}}$ le tourbillon relatif au point O avant lissage, $\zeta_{rO_{lisse}}$ le tourbillon relatif au point O après lissage et ζ_{ri} les tourbillons relatifs des quatre points A , B , C et D .

Les différents critères

A. Recherche des maxima de tourbillon relatif

La première étape dans le suivi automatique est la détection, sur les champs lissés, des noyaux de tourbillon relatif, centrés aux points vérifiant la définition suivante : *le tourbillon relatif est positif et supérieur aux valeurs environnantes dans un rayon de N km.*

Le rayon de détection du maximum de tourbillon relatif a précédemment été fixé à 380 km, car cette valeur correspondait à la plus courte longueur d'onde que pouvait

représenter la dynamique du modèle utilisé (réanalyses ERA15 en T106). Dans son travail sur ERA40 au CNRM, Joly a conservé cette paramétrisation. On considère, en effet, que même si les résolutions des modèles utilisés sont plus grandes, deux maxima détectés à moins de 380 km l'un de l'autre font partie d'un même système dépressionnaire.

B. Le critère de ressemblance

Un premier critère se fonde sur la variation d'intensité du tourbillon absolu au centre de l'événement. Ainsi, il est possible de calculer, pour chaque couple d'événements possible, un coefficient de ressemblance γ compris entre 0 et 1.

$$\gamma = \max \left(0 ; 1 - \frac{1 - \alpha}{1 - \alpha_0} \right)$$

avec α , le rapport entre les valeurs de tourbillon absolu au centre des événements dont on examine la correspondance (la plus faible valeur étant divisée par la plus grande) et α_0 , la variation maximale de tourbillon absolu.

Ce coefficient γ sera compris entre 1 pour une correspondance parfaite ($\alpha = 1$) et 0 dès que la variation du tourbillon absolu dépassera la valeur limite α_0 .

La variation maximale de tourbillon absolu en 6 heures a été estimée à 40 % ($\alpha_0 = 0,6$) par Ayrault après avoir appliqué cette méthode de suivi automatique sur des périodes test.

C. Le premier critère de déplacement

Ce critère consiste à prévoir la position future de l'événement à partir des champs de vent du niveau considéré (850 hPa) et de niveau moyen de la troposphère (700 hPa). A partir des champs de vent, on calcule donc deux positions prévues, N (à partir du vent à 850 hPa) et M (à partir du vent moyen) que l'on compare à la position réelle P. Pour cela, on calcule les distances PM, PN et MN sur la sphère et la quantité $\epsilon = PM + PN - MN$. ϵ est nul lorsque P est sur le segment [MN] et augmente dès que P s'éloigne de ce segment et donc d'une position réaliste. Pour tenir compte d'une certaine incertitude (imprécision de position due à la résolution et zone de recherche plus ou moins grande suivant l'intensité des événements), on calcule :

$$\epsilon_1 = \max \left(0 ; \epsilon - \frac{r_0 \zeta_a}{\zeta_0} \right)$$

avec r_0 une distance de référence, que l'on choisit égale à la maille en latitude, ζ_a le tourbillon absolu moyen des deux événements supposés correspondants et ζ_0 une valeur de référence du tourbillon absolu, fixée à $10^{-4} s^{-1}$.

Ainsi, ϵ_1 est nul lorsque la correspondance est réaliste ($\epsilon \leq r_0 \zeta_a / \zeta_0$) et augmente dès que le point P s'éloigne trop du segment [MN]. On se ramène enfin à un coefficient de probabilité de correspondance compris entre 0 et 1 :

$$\delta = \max \left(0 ; \frac{r_0(\epsilon_0 - \epsilon_1)}{\epsilon_0(r_0 + \epsilon_1)} \right)$$

Le coefficient δ vaudra donc 1 lorsque la correspondance est vraisemblable ($\epsilon_1 = 0$) et 0 dès que ϵ_1 est supérieur à une valeur limite ϵ_0 fixée à $4r_0$.

D. Le deuxième critère de déplacement

Ce critère s'assure de la cohérence des trajectoires que l'on reconstitue, en minimisant l'accélération subie par les événements, afin d'éviter des changements brutaux du module ou de la direction de propagation.

L'application de ce critère ne peut se faire qu'à partir d'une esquisse de trajectoires, appelée ébauche. En effet, il est nécessaire de connaître les positions en aval et en amont de chaque analyse afin d'appliquer ce critère. Ainsi, si l'on se place à l'échéance H et que l'on suppose constant au cours du temps le vecteur déplacement antérieur (calculé entre les positions à H-1 et à H), il est possible de calculer une position prévue à l'échéance suivante H+1. De la même manière, on obtient une position prévue à l'échéance précédente à partir du vecteur déplacement postérieur (calculé à partir des positions à H et à H+1). Ces positions prévues sont comparées aux positions réellement observées et l'on peut ainsi calculer des erreurs de position aval d_1 et amont d_2 . Pour tenir compte des imprécisions dues à la maille, on calcule $\eta_{1/2} = \max(0; d_{1/2} - r_0)$. On se ramène ensuite à des coefficients compris entre 0 et 1 :

$$\mu_{1/2} = \max\left(0; \frac{r_0(\eta_0 - \eta_{1/2})}{\eta_0(r_0 + \eta_{1/2})}\right)$$

avec η_0 , valeur limite que l'on prendra égale à ϵ_0 . $\mu_{1/2}$ sera égal à 1 si la correspondance est bonne. Dans le cas où aucune ébauche de trajectoires n'existe, on prend par défaut $\mu_1 = \mu_2 = 10^{-3}$ afin de décourager la correspondance, sans toutefois l'interdire.

L'algorithme de suivi automatique

Schématisé sous forme d'algorithme sur la figure 5.3, le fonctionnement du suivi automatique des dépressions, à un niveau donné, pour une période déterminée, peut se résumer de la manière suivante.

Après une **étape préliminaire** de lissage du champ de tourbillon relatif, la **première étape** consiste en la détection des noyaux de tourbillon pour chaque réseau de la période d'étude.

Dans la **deuxième étape**, il s'agit d'initialiser le processus de suivi en appliquant le critère de ressemblance et le premier critère de déplacement à tous les réseaux examinés deux à deux successivement. A chaque couple d'événements possible est ainsi attribué un coefficient de ressemblance γ et un coefficient de probabilité de vraisemblance δ , à partir desquels on calcule la qualité de la correspondance q_1 , estimée par la moyenne géométrique :

$$q_1 = \sqrt{\gamma\delta}$$

Ainsi, chaque événement du premier réseau est relié à l'événement du réseau suivant pour lequel le coefficient de qualité q_1 est le meilleur. Les événements qui ne possèdent pas de correspondant en amont ou en aval sont alors désignés comme début ou fin de trajectoires. On obtient ainsi un premier jeu de trajectoires, appelé ébauche.

La **troisième étape** permet l'affinage des trajectoires, par l'application du deuxième critère de déplacement. Les coefficients de probabilité de correspondance μ_1 et μ_2 obtenus permettent le calcul d'un deuxième coefficient de qualité de correspondance q_2 :

$$q_2 = \sqrt[4]{\gamma\delta\mu_1\mu_2}$$

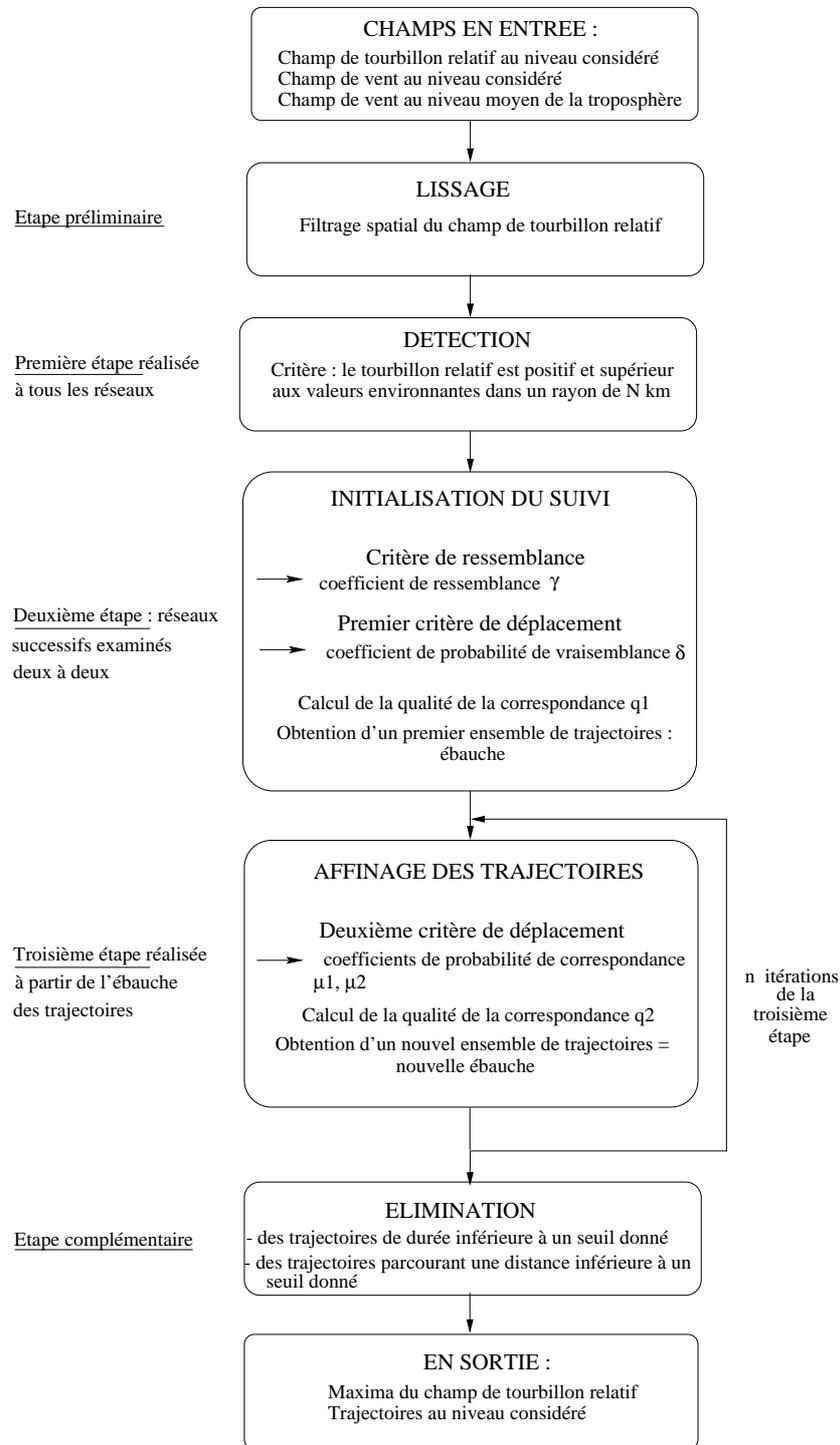


FIG. 5.3 – Fonctionnement de l'algorithme de suivi automatique des maxima de tourbillon relatif.

La mise en correspondance des événements est effectuée de la même manière que pour la deuxième étape et on obtient ainsi un nouvel ensemble de trajectoires. Cette troisième étape est réitérée un certain nombre de fois afin d'obtenir le jeu de trajectoires le plus satisfaisant. L'algorithme converge en 3 itérations.

Une **étape complémentaire** est possible afin d'éliminer les trajectoires qui ne présentent pas d'intérêt pour l'étude en cours (durée de vie trop courte, distance parcourue insuffisante).

Remarque : L'utilisation de la moyenne géométrique permet, dans le calcul des qualités, de se rapprocher du coefficient le plus défavorable. En particulier, si l'un d'eux est nul, q l'est aussi et la correspondance sera rejetée.

5.3.3 Application aux simulations d'ARPEGE-Climat

Adaptation du logiciel de suivi

Une adaptation et des tests du logiciel de suivi automatique ont été nécessaires avant son application aux sorties d'ARPEGE-Climat. On trouvera les détails de ces adaptations mineures mais nécessaires pour la Méditerranée dans *Barlan and Caillaud* (2004). Elles concernent principalement le lissage des champs de tourbillon relatif et le calcul des distances.

La plus grande différence entre le traitement des données ERA40 et des données ARPEGE-Climat réside dans l'interpolation des données ARPEGE-Climat d'une grille irrégulière de résolution environ égale à 50 km sur la zone d'étude à une grille régulière de 1.5° de coté avant d'appliquer le logiciel de suivi. L'application du logiciel de suivi directement avec des données à la résolution de 0.5° n'est pour le moment pas possible. Il faudrait une résolution temporelle de 3h dans les fichiers de sortie d'ARPEGE-Climat. Joly a en effet montré que lorsque l'on augmente la résolution spatiale sans diminuer le pas de temps, l'appariement des noyaux de tourbillon relatif ne peut plus se faire correctement. Avec des sorties d'ARPEGE-Climat toutes les 3h, on perdrait également la possibilité de comparer nos résultats avec ERA40 car les réanalyses d'ERA40 ne sont disponibles que toutes les 6 heures. De plus, vu la taille caractéristique des systèmes étudiés en terme de vortacité, il n'est a priori pas utile de travailler à 50 km de résolution pour ce champ. On considère entre autres que deux anomalies de vortacité situées dans un rayon de 380 km font en fait partie du même système. D'ailleurs, les jeux de trajectoires obtenus à cette résolution sont satisfaisants.

La haute résolution d'ARPEGE est un avantage dans la résolution du relief et des contrastes terre-mer en Méditerranée. Cela va avoir un impact sur le développement, le forçage, la trajectoire des dépressions, leur intensité et leur caractéristique pluviométrique mais une résolution de 1.5° suffit pour les suivre.

Paramétrisations

Dans notre étude, nous souhaitons confronter les résultats du suivi automatique appliqué à une simulation d'ARPEGE-Climat à ceux obtenus par Joly pour ERA40. La plupart des paramétrisations employées lors de cette étude ont donc été conservées. Ainsi, le suivi est réalisé sur une grille régulière de résolution 1.5° par 1.5° . Les paramétrisations concernant la variation de tourbillon absolu en 6 heures ou le nombre d'itérations pour que

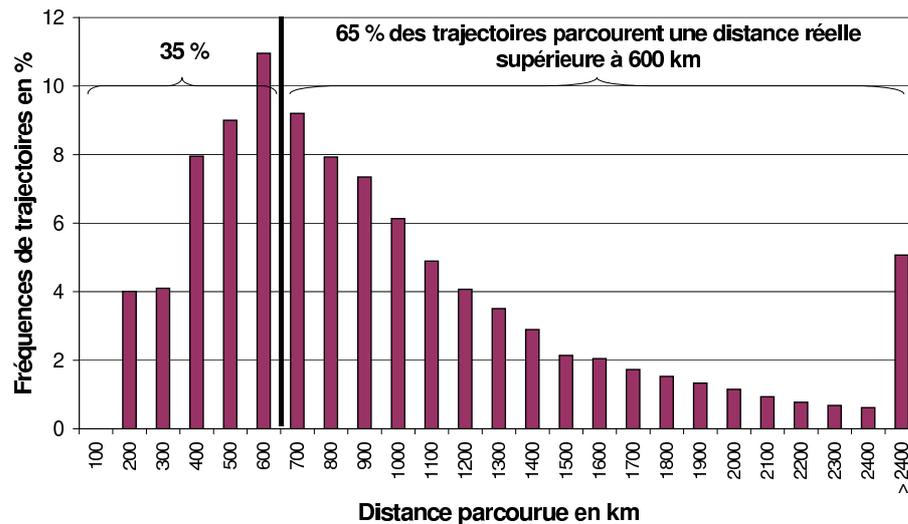


FIG. 5.4 – Répartition des trajectoires dont la distance entre positions de début et de fin est inférieure à 600 km en fonction de la distance réellement parcourue pour l'expérience ARP, sur le domaine méditerranéen et sur la période 1960-1998.

l'algorithme converge ont également été conservées. De même, le choix de 380 km pour le rayon de recherche du maximum de tourbillon relatif reste valable (cf. 5.3.2).

Toutefois, certaines paramétrisations n'avaient pas encore été testées et il s'est avéré que certains seuils mis en place par Ayrault sur l'Atlantique et utilisés jusqu'alors, n'étaient pas adaptés à l'étude des dépressions méditerranéennes. Ainsi, à la fin du suivi, toutes les trajectoires dont la distance parcourue était inférieure à 600 km étaient éliminées. Or, cette distance était calculée entre les points début et fin de la trajectoire et non tout au long de celle-ci. Ce choix justifiable dans l'Atlantique, ne l'est plus en Méditerranée. Ceci est illustré par la figure 5.4 où est représentée la répartition des trajectoires dont la distance entre début et fin est inférieure à 600 km, en fonction de la distance parcourue calculée tout au long de la trajectoire, pour l'expérience ARP. Ainsi, 65 % des trajectoires parcouraient réellement plus de 600 km et 8 % d'entre elles, plus de 2000 km. Cela signifie que les dépressions méditerranéennes ont tendance à tourner en rond beaucoup plus que les dépressions atlantiques. Nous avons donc décidé de modifier le calcul de la distance appliqué pour éliminer les trajectoires à la fin du logiciel de suivi : la distance est dorénavant calculée tout au long de la trajectoire.

Les paramétrisations choisies sont récapitulées dans le tableau 5.1.

Choix de la zone d'étude

Nous travaillons sur une région limitée (60°W - 60°E et 15°N - 75°N , cf. figure 5.1) centrée sur le bassin méditerranéen, mais qui s'étend dans les quatre directions afin d'obtenir à l'ouest et au nord, les trajectoires qui naissent sur l'Atlantique et atteignent la Méditerranée, à l'est, l'interaction avec la mousson indienne et enfin, au sud, les trajectoires qui prennent naissance sur l'Afrique du Nord.

Niveau	850 hPa
Résolution spatiale	1,5°
Résolution temporelle	6 heures
Durée de vie minimale	24 heures
Distance minimale parcourue	600 km
Rayon de recherche du maximum de tourbillon relatif	R=380 km
Rayon du cercle utilisé pour le lissage	r=200 km
Distance de référence	$r_0 = 1,5^\circ$ soit 166 km
Variation maximale du tourbillon absolu en 6 heures	40 % ($\alpha_0 = 0,6$)
Valeur de référence du tourbillon absolu	$\zeta_0 = 10^{-4} s^{-1}$
Nombre d'itérations après ébauche des trajectoires	3

TAB. 5.1 – Tableau récapitulatif des paramétrisations faites pour le suivi automatique des dépressions.

5.4 Le domaine méditerranéen

5.4.1 Statistiques générales

Dans un premier temps, nous présentons des statistiques générales sur un domaine méditerranéen étendu (cf. carte 5.5) et pour la période d'étude 1960-1998. Les dépressions prises en compte sont celles dont la trajectoire est intégralement comprise dans le domaine choisi, afin de sélectionner les dépressions méditerranéennes "autochtones".

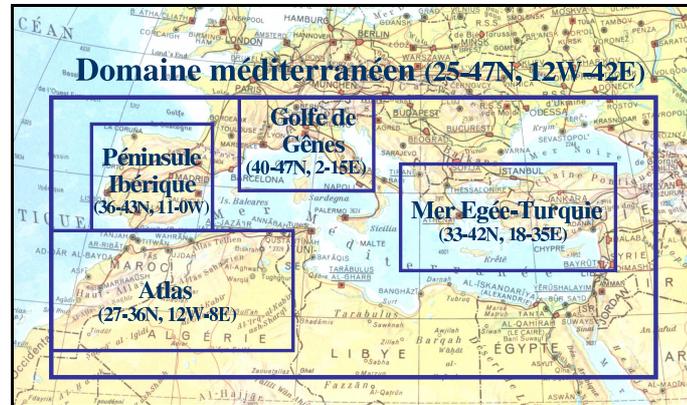


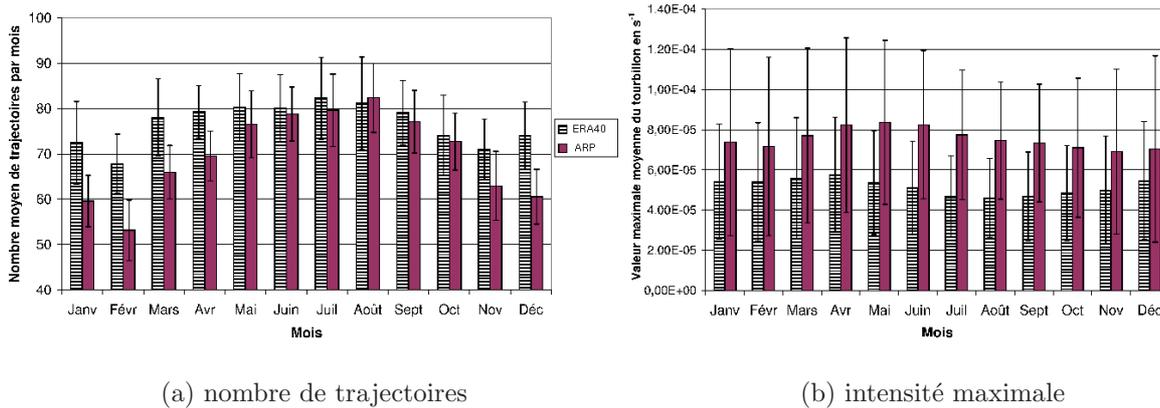
FIG. 5.5 – Le domaine méditerranéen et les zones de cyclogénèse sélectionnées.

Le tableau 5.2 donne les principales caractéristiques des dépressions entièrement incluses dans la zone Méditerranée pour ERA40 et **ARP**. Nous appelons intensité maximale, la valeur maximale du tourbillon relatif à 850 hPa atteint au cours de la trajectoire étudiée. La distance parcourue est calculée tout au long de la trajectoire. La vitesse de déplacement est définie comme le rapport de la distance réellement parcourue par la durée de vie : il s'agit donc de la vitesse moyenne sur la trajectoire.

Le nombre total de trajectoires est proche dans les deux simulations. ARPEGE-Climat sous-estime légèrement le nombre de dépressions d'environ 10 %. Cette sous-estimation est plus marquée en hiver comme on peut le voir sur la figure 5.6a. Un test statistique de Student confirme ces résultats : les mois d'octobre à mai de **ARP** sont statistiquement

Simu	Nbre de traj	Intensité max. (en 10^{-5} s^{-1})	Durée de vie (en jours)	Distance (en km)	Vitesse moyenne (en m.s^{-1})
ERA40	34955	5.2	2.52	1498	8.6
ARP	31883	7.6	2.50	1653	9.6
CAM	32008	7.5	2.49	1646	9.5

TAB. 5.2 – Caractéristiques moyennées sur 38 ans des dépressions entièrement incluses dans le domaine Méditerranée.



(a) nombre de trajectoires

(b) intensité maximale

FIG. 5.6 – Histogramme (a) du nombre moyen mensuel de trajectoires et (b) de l'intensité maximale moyenne mensuelle sur 38 ans, dans le domaine méditerranéen, pour ERA40 (en rayé blanc et noir) et ARP (en rouge).

différents de ceux d'ERA40, alors que les autres mois sont comparables. Ceci est à rapprocher de la tendance d'ARPEGE-Climat à produire un flux trop zonal sur l'Europe en hiver et dans une moindre mesure, au printemps. A ces saisons, la forte proportion de flux zonal, trop nord par rapport à notre domaine d'étude, peut expliquer le nombre insuffisant de dépressions qui prennent naissance en Méditerranée. Les valeurs trop élevées de pression et le déficit de précipitations sur la Méditerranée par rapport aux références climatologiques (cf. annexe B) sont donc à relier au manque de dépressions pendant les périodes hivernale et printanière. Le bon comportement du modèle aux autres saisons est confirmé.

ARPEGE-Climat produit des dépressions nettement plus fortes que celles d'ERA40 et ceci tout au long de l'année (écart de 30 % en moyenne annuelle, figure 5.6b). La figure 5.7a met également en évidence des distributions d'intensité très différentes entre ERA40 et ARPEGE-Climat. ERA40 présente une distribution très compacte autour de son maximum alors que la distribution d'ARPEGE-Climat présente un écart-type plus important. Ce résultat combiné à la différence de moyenne entraîne un nombre beaucoup plus important de dépressions fortes dans ARPEGE-Climat que dans ERA40. Si on prend arbitrairement un seuil de vorticité maximale au cours de la trajectoire de $1 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, 30 % des dépressions d'ARPEGE-Climat atteignent ou dépassent ce seuil alors que seuls 8 % des dépressions d'ERA40 en font autant. Il est reconnu que le modèle ARPEGE opérationnel a tendance à produire, dans certaines conditions, des cyclogénèses explosives et pas toujours réalistes. Cependant dans notre cas, il est plus probable que ce soit la différence de résolution entre ERA40 (maille voisine de 125 km) et ARPEGE-Climat (50-60 km sur la zone d'étude) qui soit la cause de la différence d'intensité maximale. Cette différence est à rapprocher de celle

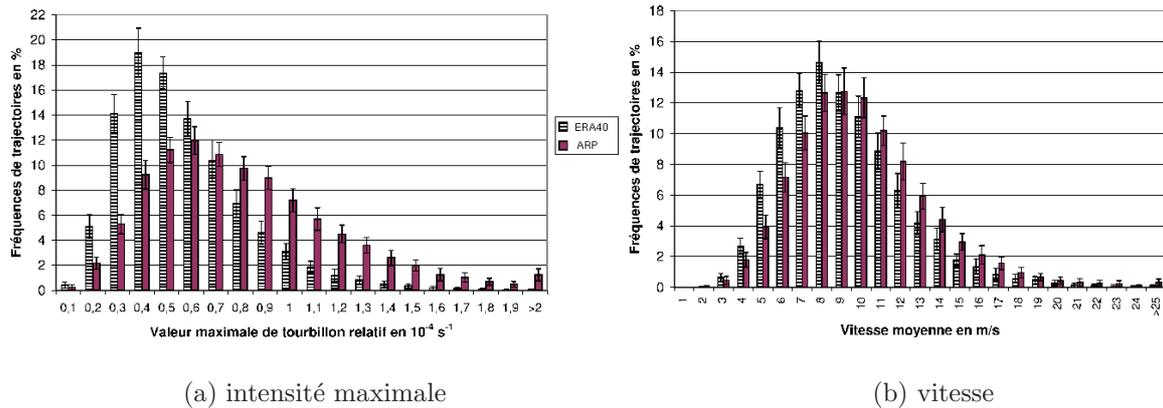


FIG. 5.7 – Répartition des trajectoires en fonction (a) de leur intensité maximale atteinte et (b) de leur vitesse. Moyenne sur 38 ans, dans le domaine méditerranéen, pour ERA40 (en rayé blanc et noir) et ARP (en rouge).

entre les rotationnels de la tension de vent analysée au chapitre 4 et tracée sur la figure 4.9 page 119 pour l’hiver.

En outre, si l’on s’intéresse au moment où le maximum est atteint (figure non montrée), on relève également une différence notable entre la réanalyse du CEP et la simulation **ARP** : près de 20 % des trajectoires atteignent leur maximum dans les six premières heures pour ARPEGE-Climat, contre moins de 14 % pour ERA40. Cela peut s’expliquer par la prise en compte des observations dans les réanalyses : en effet, pour ERA40, les dépressions peuvent être réactivées par l’assimilation de données observées, ce qui ne peut être le cas pour ARP.

La durée de vie, la distance parcourue et la vitesse de déplacement ne sont pas statistiquement différentes entre ERA40 et ARPEGE-Climat même si la dépression-type d’ARPEGE se déplace légèrement plus vite que celle d’ERA40. Cette similarité est vraie tout au long de l’année et ces paramètres ne présentent pas de cycle saisonnier marqué. La répartition des trajectoires en fonction de ces paramètres montre des distributions similaires. La figure 5.7b montre la distribution par classe de vitesse (c’est la distribution montrant le plus d’écart entre ERA40 et ARPEGE-Climat en dehors de la distribution des intensités maximales).

Ces premières statistiques valident le bon comportement d’ARPEGE-Climat. En effet, elles montrent que les dépressions méditerranéennes simulées par le modèle climatique sont globalement très proches de celles d’ERA40 si on exclut le problème de différence d’intensité relatif à la différence de résolution.

5.4.2 Validation géographique

Définition des densités

La méthode utilisée pour permettre l’étude des trajectoires en la rendant quantifiable est de calculer des densités (méthodologie proposée par *Sinclair*, 1994, et utilisée dans de nombreuses autres études climatologiques).

La densité en chaque point de grille est obtenue en sommant le nombre d’événements dans un disque de rayon R , pendant une période définie. Ce calcul est ensuite rapporté à une période unité de temps (mois, saison...). Nous avons choisi, dans cette étude, de prendre

un rayon R de 380 km (*Ayrault*, 1995). En appliquant cette méthode, on considère que les conditions météorologiques liées à l'événement étudié ne concernent pas uniquement l'environnement proche du point de grille, mais un domaine plus grand autour de celui-ci.

Il est ainsi possible de calculer des densités de genèse de dépression, de trajectoires complètes, d'amplitude maximale (l'événement pris en compte ici est le lieu de la trajectoire où le tourbillon relatif à 850 hPa atteint son maximum), de disparition...

Etude saisonnière

Dans cette partie, nous considérons que ERA40 représente une simulation qualitative réaliste des zones de cyclogénèse en Méditerranée grâce entre autres au système d'assimilation des données. Nous verrons qu'en effet, les zones simulées par ERA40 et leur cycle saisonnier correspondent à la description faite dans la littérature (cf. chapitre 5.2). Nous allons traiter la comparaison ERA40 versus ARPEGE par zone. On utilisera la dénomination classique des saisons, hiver (DJF), printemps (MAM), été (JJA). Comme le précisent *Trigo et al.* (1999), l'automne apparaît bien comme une transition entre l'été (septembre, octobre) et l'hiver (novembre) avec une forte variabilité interannuelle.

Comme on peut le voir sur la figure 5.8, ARPEGE-Climat reproduit de manière satisfaisante les lieux privilégiés de naissance des dépressions et leur variabilité saisonnière : en effet, au cours des saisons, la répartition des zones de cyclogénèse sur le bassin méditerranéen évolue comme celle d'ERA40.

La zone principale est celle du golfe de Gênes très présente en hiver puis s'atténuant au cours de l'année. ARPEGE-Climat a toute de même tendance à placer la zone de cyclogénèse plus près des Alpes qu'ERA40. En été, ARPEGE-Climat semble sous-estimer cette zone. La zone mer Egée - Turquie est également importante toute l'année avec cependant un décalage de cette zone vers l'Est et vers le continent dans ARPEGE par rapport à ERA40. En analysant ERA15, *Trigo et al.* (1999) placent cette zone réellement au-dessus de la mer Egée. Réalité ou différence de résolution des reliefs ? La question est ouverte. A l'Est de la mer Noire, une zone est également bien visible dans les deux jeux de données, collée contre le Caucase. Les *heat lows* ou dépressions thermiques, plus présentes au printemps et en été sont également simulés par ARPEGE. Le Sud-Ouest de l'Atlas, la péninsule Ibérique et la zone de la mer Rouge en sont les meilleurs exemples. Si les zones Atlas et mer Rouge sont bien simulées par ARPEGE, le cycle saisonnier de la zone Ibérique semble moins bon avec une nette sous-estimation en toute saison et particulièrement en été. Pour l'Atlas, on peut noter que les dépressions d'ARPEGE-Climat prennent naissance sur l'ensemble des reliefs de l'Atlas, alors qu'ERA40 les limite à la partie sud de ces montagnes. En été, une zone de cyclogénèse sur les Alpes Dinariques est également visible dans ERA40 et ARPEGE.

Malgré le bon accord général entre ERA40 et ARPEGE-Climat, il existe deux différences notables. Tout d'abord, ARPEGE-Climat a tendance à accentuer la cyclogénèse à proximité des reliefs. Cette différence de comportement peut s'expliquer de deux manières. La représentation du relief utilisée pour les réanalyses ERA40 est plus lisse que celle d'ARPEGE-Climat (cf. figure 2.3 de la page 25). Compte-tenu de l'importance de l'orographie dans la cyclogénèse méditerranéenne, cette différence de résolution peut être problématique. Même si la vorticité relative à 850 hPa n'est pas réellement équivalente au rotationnel de la tension de vent en surface, les cartes de la figure 4.9 permettent de mieux comprendre les différences de localisation des zones de cyclogénèse entre ERA40 et ARP.

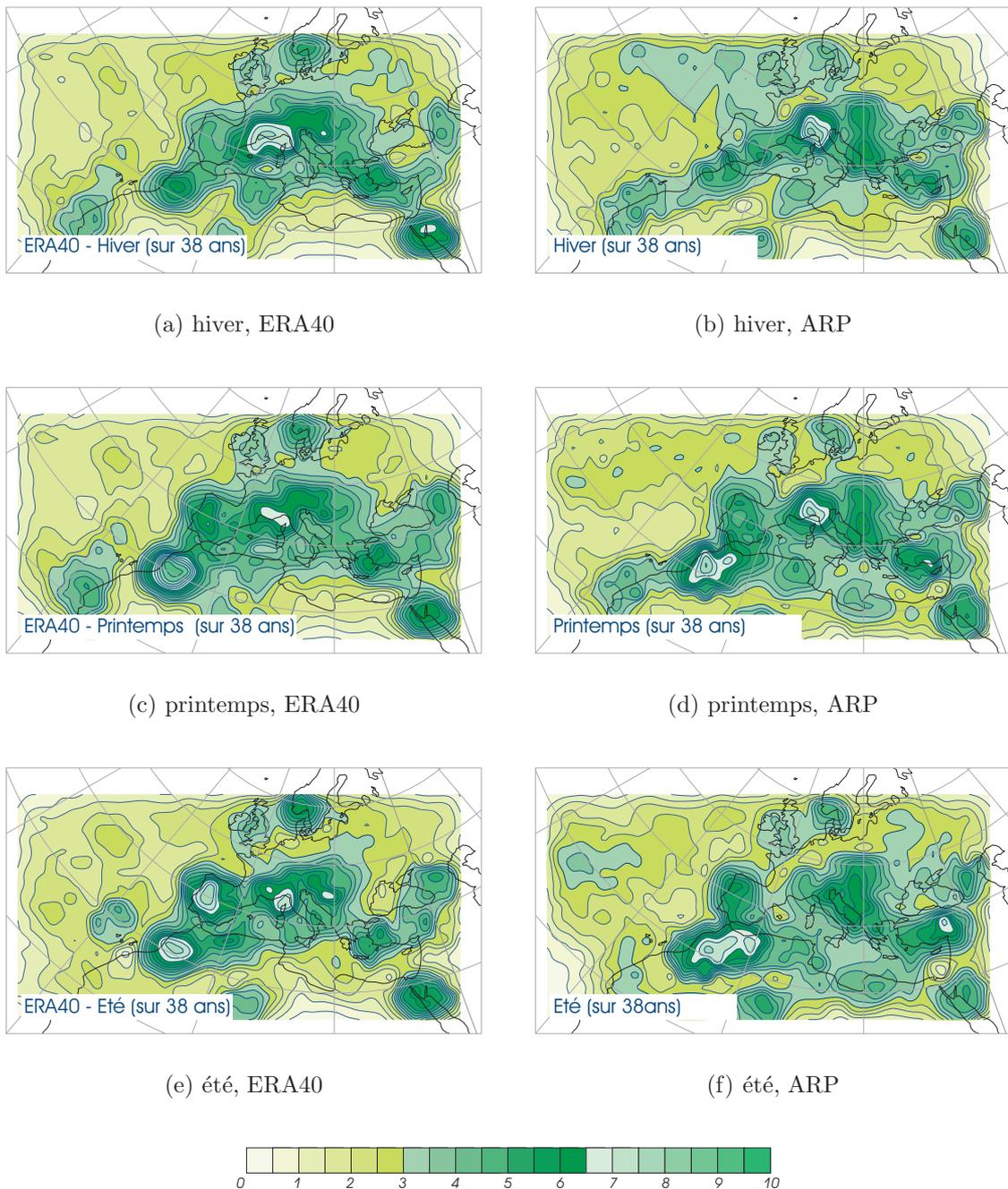


FIG. 5.8 – Densités de cyclogénèse pour ERA40 (droite) et ARP (gauche) sur les 38 années d'étude (a,b) en hiver, (c,d) au printemps et (e,f) en été (nombre moyen par mois dans un rayon de 380 km; l'isoligne en gras correspond à la valeur 3).

Cependant, l'accentuation de la cyclogénèse sur les reliefs pour ARP peut être inhérente à des paramétrisations utilisées dans le modèle. Par exemple, des problèmes similaires ont été rencontrés avec ARPEGE-Climat dans l'étude de la mousson indienne (*Stephenson et al.*, 1998). Enfin, les dépressions thermiques, liées à des processus d'origine convective, notamment sur la péninsule ibérique en été, ne sont pas toujours correctement prises en compte par le modèle ARPEGE-Climat.

L'étude des cartes de densité d'amplitude maximale (non montrées) confirme le bon accord entre ARPEGE-Climat et ERA40. Notons que l'intensité maximale des dépressions est le plus souvent atteinte rapidement après la génèse.

5.4.3 Cyclogénèses et cyclolyses des dépressions en Méditerranée

Un complément sur les lieux de naissance des trajectoires qui entrent dans le domaine d'étude, ainsi que les lieux de disparition de celles qui en sortent, est présenté sur les figures 5.9 et 5.10.

Les dépressions entrant dans la zone Méditerranée viennent principalement du Nord et de l'Ouest (dépressions atlantiques) ainsi que des zones de cyclogénèse se trouvant en bordure du domaine Méditerranée choisi (mer Rouge, mer Noire, Atlas).

Les dépressions nées dans le domaine Méditerranée vont mourir vers l'Europe Centrale qui est donc influencée par la mer Méditerranée ainsi que vers le Moyen-Orient.

Notons que la répartition spatiale est très similaire dans ces deux figures pour ERA40 et pour ARPEGE-Climat.

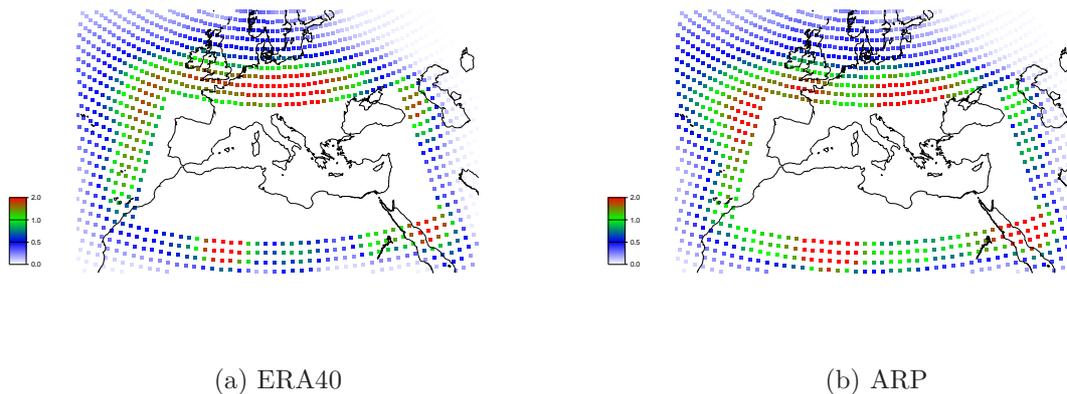


FIG. 5.9 – Densités de cyclogénèse des trajectoires entrant dans le domaine méditerranéen, en moyenne sur l'année, pour (a) ERA40 et (b) ARP (nombre moyen par mois dans un rayon de 380 km).

5.4.4 Variabilité interannuelle

Les écarts-types mensuels des séries temporelles (un point par an), représentés sur les figures à histogramme par des segments (cf. figures 5.6), constituent un bon indicateur de la variabilité interannuelle du nombre moyen de trajectoires. Par une comparaison statistique des variances (test de Fisher), nous avons pu conclure à une bonne variabilité de la simulation d'ARPEGE-Climat tout au long de l'année, puisque les valeurs obtenues sont statistiquement comparables à celles d'ERA40.

Cela est vrai pour le nombre de trajectoires, leur intensité maximale, la vitesse des dépressions, la distance parcourue et la durée de vie.

Notons que la variabilité interannuelle de la durée de vie, de la distance parcourue et de la vitesse de déplacement est plus importante l'été que l'hiver.

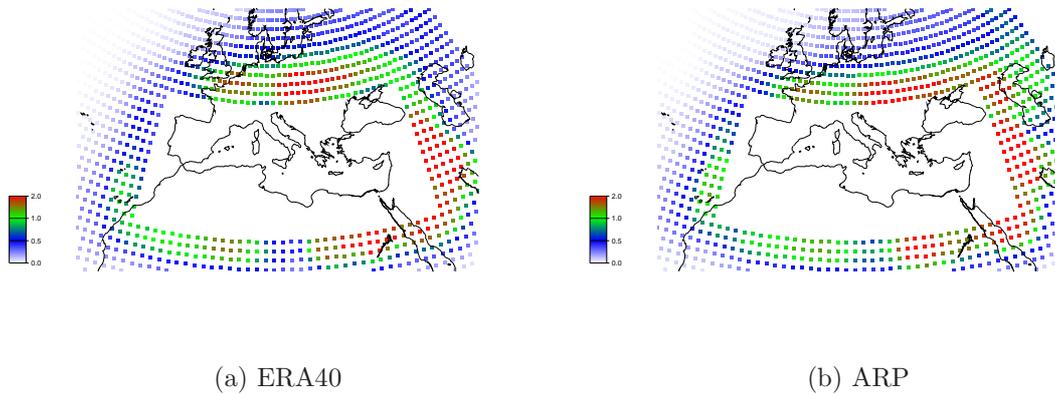


FIG. 5.10 – Densités de cyclolyse des trajectoires sortant du domaine méditerranéen, en moyenne sur l'année, pour (a) ERA40 et (b) ARP (nombre moyen par mois dans un rayon de 380 km).

5.4.5 Impact du couplage régional et de la SST

Statistiques générales

On compare dans cette partie la simulation ARPEGE-Climat forcé par des SST observées (**ARP**) et la simulation du modèle couplé régional SAMM (**CAM**).

Si l'on considère l'ensemble des trajectoires sans prendre de seuil d'intensité, il n'apparaît aucune différence significative entre **ARP** et **CAM**, que ce soit pour le nombre total de trajectoires (cf. figure 5.11a), les caractéristiques des dépressions types (cf. tableau 5.2) ou leur répartition spatiale. Il en est de même pour la variabilité interannuelle de ces différents paramètres.

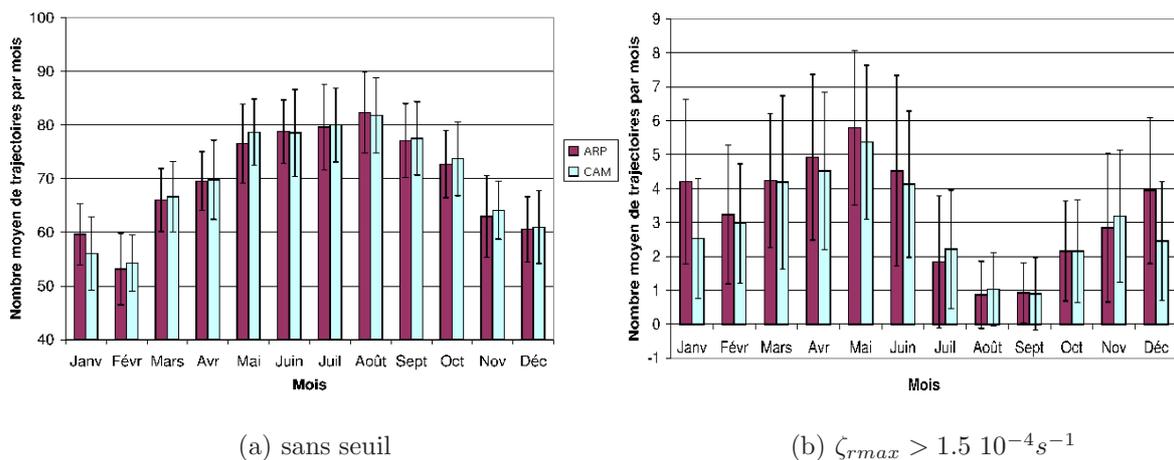


FIG. 5.11 – Histogramme du nombre moyen mensuel de trajectoires (a) sans seuil d'intensité et (b) pour les trajectoires dont $\zeta_{rmax} > 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$. Moyenne sur 38 ans, dans le domaine méditerranéen, pour ARP (rouge) et CAM (bleu).

Ce premier résultat étant acquis, nous avons sélectionné les dépressions les plus intenses (seuil de $1 \cdot 10^{-4} s^{-1}$ puis $1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$ pour l'intensité maximale atteinte lors de la trajectoire).

En effet, on peut supposer que les dépressions les plus intenses vont générer des flux air-mer plus forts. Elles auront donc tendance à plus influencer la mer Méditerranée (couche de mélange, SST) et à provoquer des rétroactions plus importantes. C'est l'effet que l'on cherche à mesurer. Nous verrons également au chapitre 5.5.2 que le seuil de $1 \cdot 10^{-4} s^{-1}$ n'est pas choisi au hasard.

Lorsque l'on se limite aux trajectoires où $\zeta_{rmax} > 1 \cdot 10^{-4} s^{-1}$, une différence apparaît en hiver entre les simulations forcée et couplée. L'écart observé est plus net quand on applique le seuil $1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$. C'est pourquoi nous avons choisi de présenter l'ensemble des résultats pour les dépressions dont le maximum de tourbillon relatif atteint au cours de la trajectoire est supérieur à $1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$.

Simu	Nbre de traj	Intensité max. (en $10^{-5} s^{-1}$)	Durée de vie (en jours)	Distance (en km)	Vitesse moyenne (en $m \cdot s^{-1}$)
ARP	1501	18.1	3.5	2513	10.1
CAM	1354	17.9	3.5	2504	10.1

TAB. 5.3 – Caractéristiques moyennes des trajectoires dont $\zeta_{rmax} > 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$ pour ARP et CAM, moyenne sur 38 ans et sur le domaine méditerranéen.

En comparant le tableau 5.3 au tableau 5.2, on s'aperçoit que les dépressions intenses durent plus longtemps, sont plus rapides et parcourent donc une plus grande distance que les dépressions moyennes. Cela légitime le fait qu'elles devraient avoir un impact plus net sur la Méditerranée.

Le nombre total de trajectoires sur les 38 années d'étude est inférieur pour CAM (cf. tableau 5.3) et la répartition mensuelle (cf. figure 5.11b) montre que cette différence n'apparaît que certains mois. En effet, les nombres moyens de trajectoires sont statistiquement comparables entre les simulations forcée et couplée des mois de février à novembre. Mais, en décembre, on dénombre 40% de trajectoires de moins pour CAM que pour ARP (cette différence est statistiquement significative). En janvier, on observe un écart du même ordre. De plus, contrairement aux autres mois, le mois de janvier présente une variabilité interannuelle plus forte dans ARP que dans CAM : la figure 5.12 met en évidence des années avec un nombre particulièrement élevé de trajectoires supérieures à $1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$ pour la simulation forcée, tandis que la variabilité interannuelle est plus faible pour CAM. Le modèle couplé régional agit en limitant le nombre de dépressions intenses possible pour un mois de janvier donné. L'explication pourrait être la suivante : pour une année donnée, les premières dépressions fortes de l'hiver font baisser la SST de la Méditerranée, qui se retrouve dans une situation moins favorable au développement de nouvelles dépressions fortes en limitant le gradient de température entre l'air et la mer et donc la réserve de chaleur que constitue la couche de mélange océanique. ARP ne peut pas reproduire ce phénomène car le passage des dépressions est déconnecté des observations de SST dans un modèle de climat (cf. la perte de chronologie synoptique des modèles de climat déjà évoquée ci-dessus). De plus, la climatologie de SST utilisée pour forcer ARPEGE-Climat (*Smith et al.*, 1996) possède une faible résolution horizontale et une faible variabilité interannuelle.

On peut se demander pourquoi l'hiver alors que c'est en été que la profondeur de la couche de mélange est la plus faible. La réponse est à trouver dans les flux de chaleur. En effet ceux-ci sont nettement plus forts en hiver où des masses d'air froid et relativement sec peuvent passer au-dessus d'une mer relativement chaude. Les flux compensent la plus grande inertie thermique de la couche de mélange hivernale. A ce titre, il est cependant

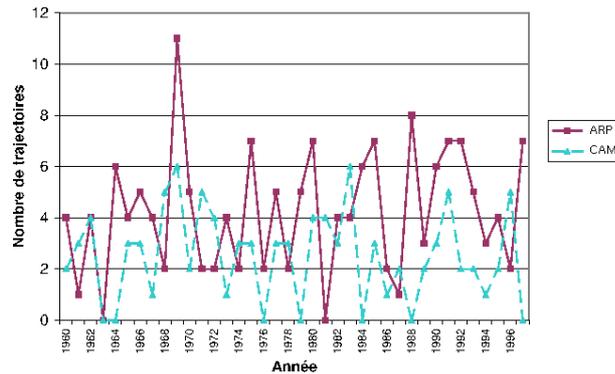


FIG. 5.12 – Evolution du nombre de cyclogénèses pour les mois de janvier sur 38 ans, dans le domaine méditerranéen, pour ARP (rouge) et CAM (tirets bleus). On ne s'intéresse qu'aux dépressions pour lesquelles $\zeta_{rmax} > 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$.

bizarre que l'on n'observe rien en automne.

Concernant les autres paramètres caractéristiques des dépressions, on n'observe pas de différence significative entre ARP et CAM ni en moyenne, ni en écart-type.

Répartition géographique

Le tracé de champs de densité de cyclogénèse (cf. fig. 5.13) confirme les résultats précédents. Les différences entre ARP et CAM apparaissent l'hiver, et sont particulièrement visibles lorsque l'on applique le seuil de $1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$ pour le tourbillon relatif.

Sur le bassin méditerranéen, les dépressions simulées par ARPEGE-Climat se concentrent dans deux régions : un noyau très marqué de cyclogénèse sur le golfe de Gênes avec une extension vers la mer Adriatique et une zone moins active sur la Turquie. Les positions géographiques sont semblables entre les deux simulations, mais les densités de cyclogénèse sont nettement plus faibles pour CAM.

Hypothèses concernant la comparaison entre les simulations forcée et couplée

Les écarts de comportement observés entre les simulations en mode forcé et couplé peuvent avoir plusieurs origines :

- la différence de température de surface de la mer. Le modèle couplé régional présente, en effet, en hiver un biais froid de SST par rapport à la climatologie, présent sur l'ensemble de la Méditerranée et particulièrement prononcé dans l'Est du bassin (cf. annexe B). Les températures de surface de la mer sont plus froides dans la simulation couplée ; la mer présente donc moins d'énergie disponible pour les dépressions, ce qui peut expliquer un nombre inférieur de cyclogénèses pour CAM. Prouver cet impact est déjà un résultat original en soi même si il provient d'un biais du modèle.
- le couplage océan-atmosphère, qui permet de prendre en compte des rétroactions locales de l'océan, en particulier dans la couche limite océanique. Ainsi, au passage d'une dépression, la mer se refroidit et la quantité d'énergie disponible pour l'atmosphère diminue : il y a donc moins de dépressions fortes, le couplage jouant un rôle de modérateur.
- un effet combiné de la différence de SST et du couplage.

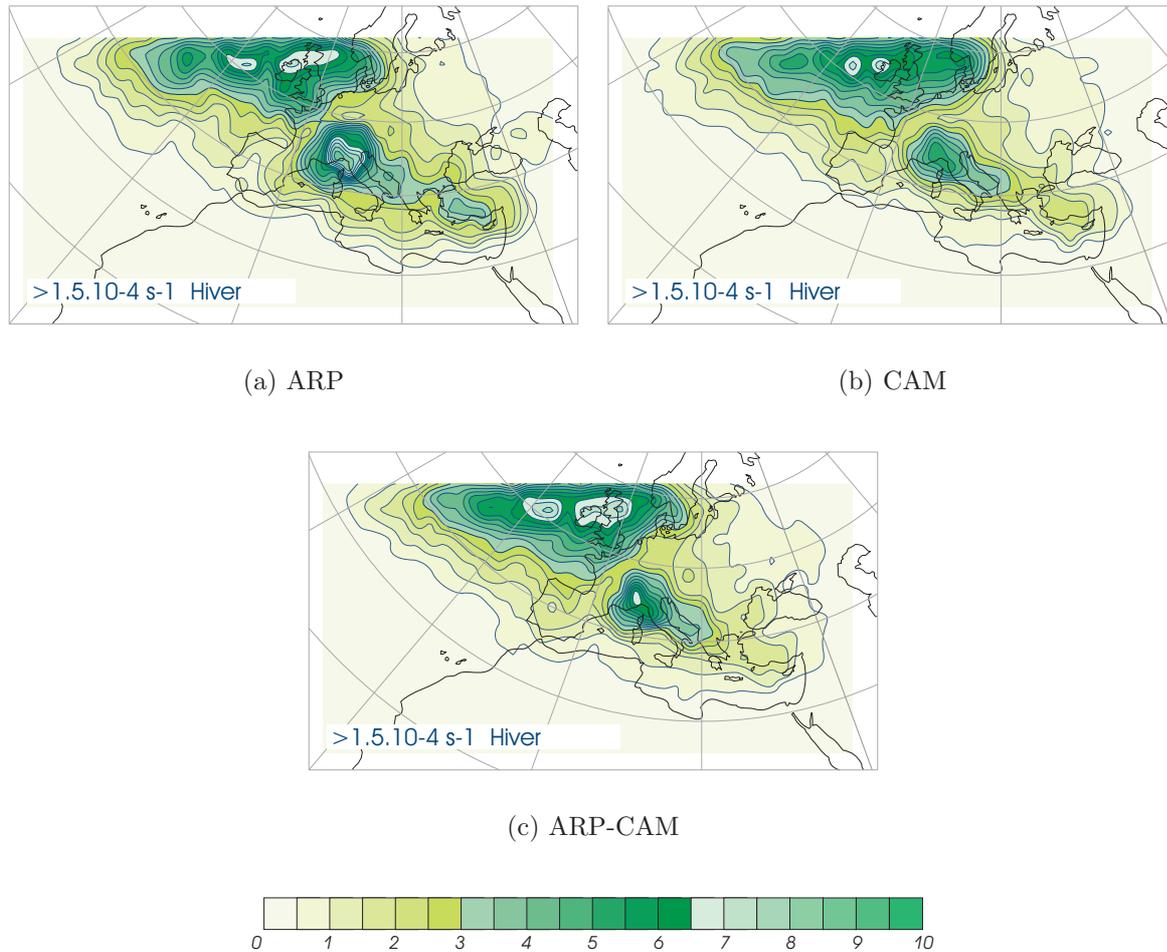


FIG. 5.13 – Densités de cyclogénèse en hiver pour (a) ARP, (b) CAM et (c) ARP-CAM sur les 38 années d'étude pour les trajectoires dont $\zeta_{rmax} > 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$ (nombre moyen par saison dans un rayon de 380 km; l'isoligne en gras correspond à la valeur 3).

Biais froid ou couplage ?

Pour essayer de discriminer le rôle du biais froid et le rôle du couplage, on a mis en place l'expérience **ARP-CAM**, ARPEGE-Climat forcé par les SST de la simulation **CAM**. Pour la simulation ARP-CAM, le nombre total de trajectoires (avec $\zeta_{rmax} > 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$) est intermédiaire entre CAM et ARP avec 1421 trajectoires sur 38 ans (à comparer avec les valeurs du tableau 5.3). Il semble donc qu'une part de la différence soit due à l'écart de SST et une autre au couplage.

Si on se focalise sur les mois de décembre et janvier, où les différences sont plus nettes, on obtient des résultats mitigés : en décembre, ARP-CAM (2.7 trajectoires/mois en moyenne sur 38 ans) est très proche de CAM (2.5 traj/mois) et ARP présente significativement plus de trajectoires (4 traj/mois). On en conclut qu'en décembre le biais de SST semble responsable du nombre inférieur de trajectoires dans CAM. En janvier, la situation est intermédiaire avec 4.3 traj/mois dans ARP, 3.3 traj/mois dans ARP-CAM et 2.5 traj/mois dans CAM. Une partie de la différence peut donc être attribuée au couplage. Pour les autres mois, on rappelle que la différence entre ARP et CAM est faible et ARP-CAM se comporte logiquement de la même manière que les deux autres simulations.

En terme de répartition géographique, la figure 5.13 montre que ARP-CAM se situe entre ARP et CAM en terme de nombre de trajectoires en hiver. C'est assez net pour la partie golfe de Gênes. Nous y reviendrons lorsque nous analyserons plus précisément cette zone de cyclogénèse.

Concernant l'impact de la SST et du couplage sur la cyclogénèse méditerranéenne, on peut conclure qu'un écart de SST de la Méditerranée compris entre 1 et 2°C a un impact en diminuant le nombre de cyclogénèse et de trajectoires de dépressions en Méditerranée (avec $\zeta_{rmax} > 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$). L'impact du couplage est plus subtil mais existe. Les autres caractéristiques des dépressions (vitesse, durée de vie, intensité maximale, distance) ne semblent pas affectées. La variabilité interannuelle n'est pas modifiée entre ARP et CAM pour les variables présentant des moyennes similaires.

5.4.6 Scénario de changement climatique

ARPEGE-Climat simule de manière globalement correcte les dépressions méditerranéennes, notamment en ce qui concerne leur nombre, leur répartition géographique et leur évolution saisonnière. Nous nous proposons maintenant d'appliquer la méthode de suivi automatique des dépressions à une simulation d'ARPEGE-Climat forcée par les SST modifiées et les concentrations de gaz à effet de serre et d'aérosols issues du scénario IPCC-A2 de changement climatique : il s'agit de l'expérience **ARP-SA2**, pour la période d'étude 2070-2099, décrite au chapitre 2.

Pour connaître les effets du changement climatique sur le domaine méditerranéen et plus précisément sur les dépressions méditerranéennes, nous comparons la simulation ARP-SA2 à la simulation de climat présent en mode forcé ARP. La comparaison n'est pas réalisée avec ERA40, mais avec une autre simulation d'ARPEGE-Climat afin de s'abstraire des biais éventuels inhérents au modèle lui-même (notamment au niveau des intensités des dépressions).

Effets moyens du changement climatique

Une étude préliminaire des champs moyens classiques en climat futur est utile afin de mieux appréhender les résultats obtenus par le suivi automatique des dépressions.

Nous retrouvons globalement les mêmes tendances que celles observées pour la simulation de climat futur issue du scénario B2 (*Gibelin and Déqué, 2003; Vérant, 2004*), mais l'augmentation des émissions de gaz à effet de serre est plus marquée dans le scénario que nous utilisons et les effets sont donc ici accentués.

Les différences ARP-SA2 moins ARP sont présentées pour l'hiver et l'été pour les champs de pression au niveau de la mer, température à 2 mètres et précipitations (cf. figures 5.14, 5.15 et 5.16).

En hiver et au printemps, on observe des pressions plus élevées sur l'ensemble du domaine méditerranéen (hausse du champ qui atteint 3 hPa en hiver au sud de l'Italie). Pour l'été et l'automne, ARP-SA2 présente peu de différence par rapport à ARP, mais on peut remarquer des pressions légèrement plus faibles sur l'est de la Méditerranée dans la simulation ARP-SA2 (de l'ordre de -0,5 hPa en été).

Une augmentation de la température moyenne à 2m est constatée à toutes les saisons et sur l'ensemble du domaine. On peut noter que cette hausse de température est plus

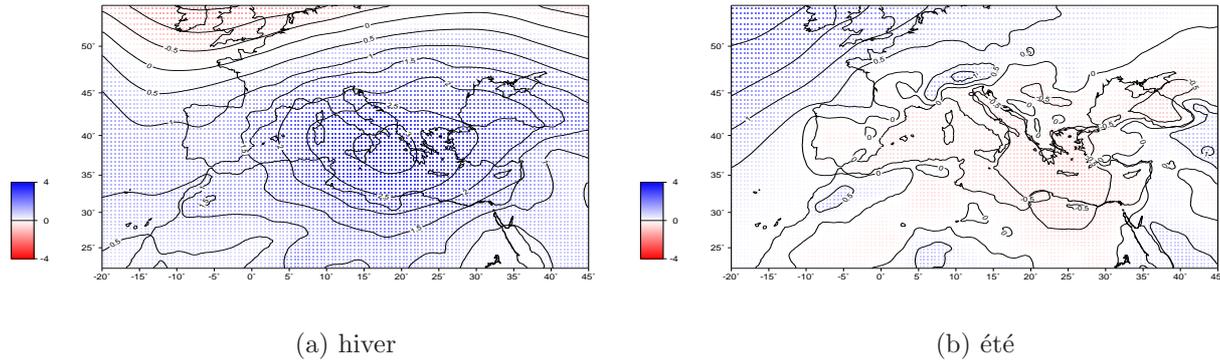


FIG. 5.14 – Différence de pression réduite au niveau de la mer moyenne (en hPa) ARP-SA2 - ARP, (a) en hiver et (b) en été.

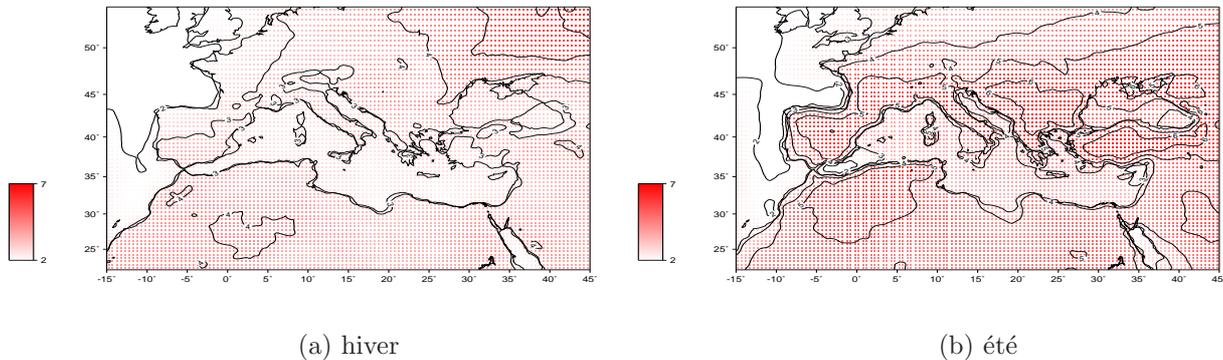


FIG. 5.15 – Différence de température moyenne à 2m (en °C) ARP-SA2 - ARP, (a) en hiver et (b) en été.

marquée sur terre que sur mer (0,5 à 1°C d'écart). En hiver, l'augmentation est de l'ordre de 2,5 à 3°C sur la Méditerranée. Il en est de même au printemps et en automne. C'est en été que le réchauffement est le plus prononcé avec une augmentation de la température moyenne qui est comprise entre 4,5 et 5,5°C sur terre (jusqu'à 6°C sur la Turquie et les Balkans), et 3 à 4°C sur mer.

Une baisse des précipitations moyennes est observée sur l'ensemble du domaine méditerranéen. Cette diminution est plus sensible en hiver, entre 0,5 et 1 mm/jour, sur la Méditerranée. On peut noter une augmentation locale des précipitations moyennes, sur le Nord-Ouest de l'Europe et à l'Est de la mer Noire. Aux autres saisons, la baisse des précipitations moyennes est moins nette, mais toujours visible et plus marquée sur terre, particulièrement en pourcentage sur le Sud de l'Europe.

Le suivi automatique des dépressions dans le scénario

Comme pour la comparaison entre modèle forcé et modèle couplé régional, on se limite ici aux dépressions atteignant une intensité maximale d'au moins $1 \cdot 10^{-4} s^{-1}$ pour le tourbillon relatif (voir la justification au chapitre 5.5.2). Le tableau 5.4 montre l'évolution des

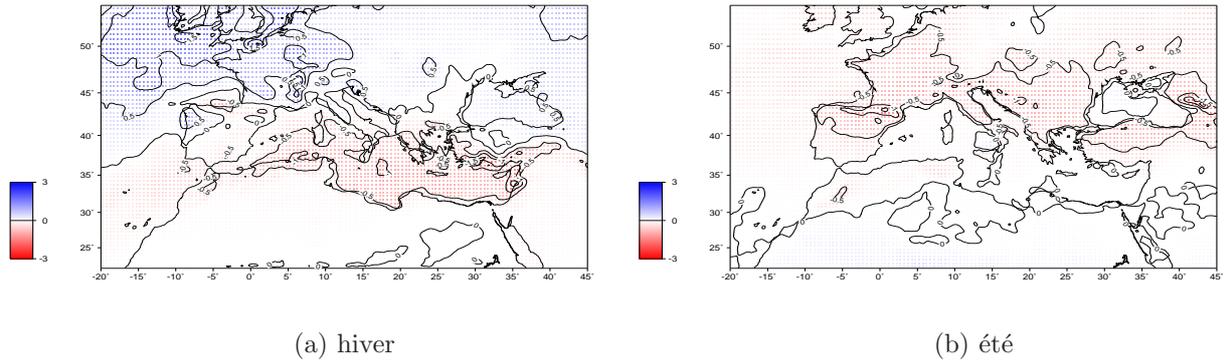


FIG. 5.16 – Différence de précipitations moyennes (en mm/jour) ARP-SA2 - ARP, (a) en hiver et (b) en été.

caractéristiques de ces dépressions entre les 38 ans de la simulation du climat présent et les 30 ans de la simulation de la fin du 21ème siècle.

Le nombre total de trajectoires est significativement plus faible (test de Student à 5%) dans le scénario (**ARP-SA2**) que dans la simulation de contrôle (**ARP**). L'écart est de 8%. Les autres caractéristiques ne sont pas significativement différentes.

Simu	Nbre moy. de traj (/an)	Intensité max. (en 10^{-5} s^{-1})	Durée de vie (en jours)	Distance (en km)	Vitesse moy. (en m.s^{-1})
ARP	194 ± 16	13.0	3.3	2232	9.4
ARP-SA2	178 ± 16	13.0	3.4	2296	9.6

TAB. 5.4 – Caractéristiques moyennes des trajectoires dont $\zeta_{rmax} > 1.10^{-4} \text{ s}^{-1}$ pour ARP et ARP-SA2, dans le domaine méditerranéen. Pour le nombre moyen de trajectoires par an, on a rajouté l'écart-type interannuel après le signe \pm .

La répartition mensuelle du nombre moyen de trajectoires (cf. figure 5.17) met en évidence une modification du cycle saisonnier pour la simulation de climat futur. Le nombre de dépressions diminue des mois d'octobre à mai (baisse statistiquement significative sauf en décembre). Cette décroissance atteint près de 30 % en janvier. En juillet et août, on constate une inversion de la tendance avec une augmentation du nombre de dépressions (cette hausse est statistiquement significative). On peut également voir cette modification du cycle saisonnier comme un déplacement du nombre maximal de trajectoires de mai à juillet.

Ces résultats sont en accord avec les champs de pression moyens : la hausse observée en hiver et la légère diminution en été (cf. fig. 5.14) sont à mettre en parallèle avec l'évolution du nombre de dépressions à ces saisons.

On peut également remarquer que les variabilités interannuelles restent comparables toute l'année, sauf au mois de juillet.

Les cartes de densité de cyclogénèse confirment globalement la baisse du nombre de dépressions en hiver (cf. figure 5.18) pour la simulation ARP-SA2 : la diminution du nombre de cyclogénèses est visible dans la région du golfe de Gènes et également sur

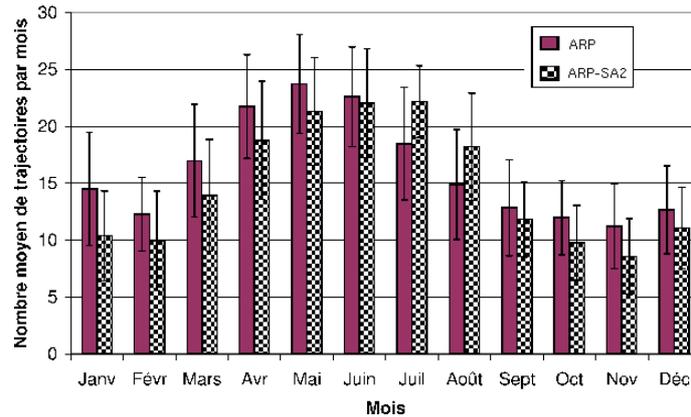


FIG. 5.17 – Histogramme du nombre moyen mensuel de trajectoires pour les trajectoires dont $\zeta_{rmax} > 1.10^{-4} s^{-1}$, dans le domaine méditerranéen, pour ARP (rouge) et ARP-SA2 (noir et blanc).

la Turquie. On retrouve ce type de résultat au printemps (figure non montrée). L'été (cf. figure 5.19), le nombre de cyclogénèses augmente en Méditerranée occidentale, en Méditerranée orientale et aussi pour la zone Atlas.

Une étude spécifique des trajectoires pour lesquelles $\zeta_{rmax} > 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$ met en évidence une tendance à la baisse plus nette du nombre moyen annuel de dépressions. Le nombre de trajectoires diminue de près de 17 % pour la simulation de climat futur passant de 39.5 traj/an en moyenne à 33.0 traj/an. L'écart-type passe quant à lui de 7.8 à 6.0 traj/an.

L'étude des répartitions géographique et mensuelle des dépressions les plus actives conduit à des résultats similaires à ceux des trajectoires pour lesquelles $\zeta_{rmax} > 1 \cdot 10^{-4} s^{-1}$.

De même, les principales caractéristiques et leur écart-type interannuel (intensité, durée de vie, distance parcourue, vitesse de déplacement) restent inchangées dans la simulation du climat futur pour les dépressions les plus actives.

Robustesse des résultats

La baisse du nombre de dépressions méditerranéennes dans les scénarios de changement climatique a déjà été obtenue par différents auteurs utilisant des modèles, des méthodes de suivi et des scénarios différents. *Lionello et al.* (2002) avec le modèle ECHAM4 (T106) et une expérience de doublement du CO2 obtiennent une faible mais significative diminution du nombre de dépressions en Méditerranée. Leur méthode de suivi automatique est fondée sur un champ seuillé de pression réduite au niveau de la mer ce qui est moins adapté à la Méditerranée que le tourbillon relatif (*Hoskins and Hodges*, 2002). *Lionello et al.* (2002) montrent par ailleurs une augmentation du nombre des dépressions les plus intenses, ce qui ne se retrouve pas dans nos résultats. *Vérant* (2004) avec la même version du modèle ARPEGE étiré mais un scénario IPCC-B2 plus optimiste et avec le logiciel TRACK (*Hodges*, 1995) obtient également une diminution du nombre de dépressions. Une étude réalisée avec le modèle climatique du Hadley Center et le logiciel TRACK confirme également cette diminution (McDonald, communication personnelle) : en moyenne sur une zone identique à notre domaine Méditerranée, elle obtient une

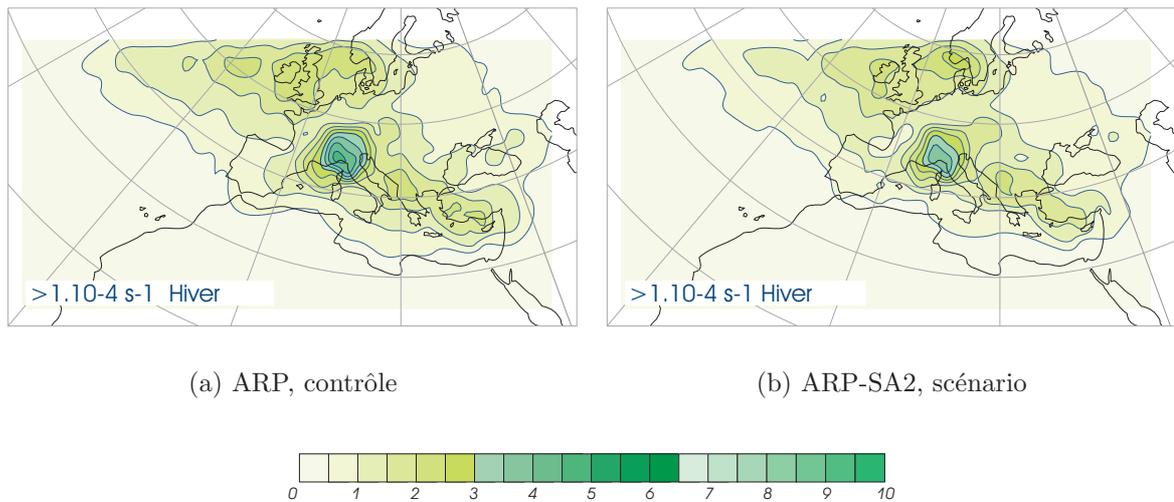


FIG. 5.18 – Densités de cyclogénèse en hiver (a) pour ARP et (b) pour ARP-SA2 pour les trajectoires dont le maximum de tourbillon relatif est supérieur à $1.10^{-4} s^{-1}$ (nombre moyen par mois dans un rayon de 380 km ; l'isoligne en gras correspond à la valeur 3).

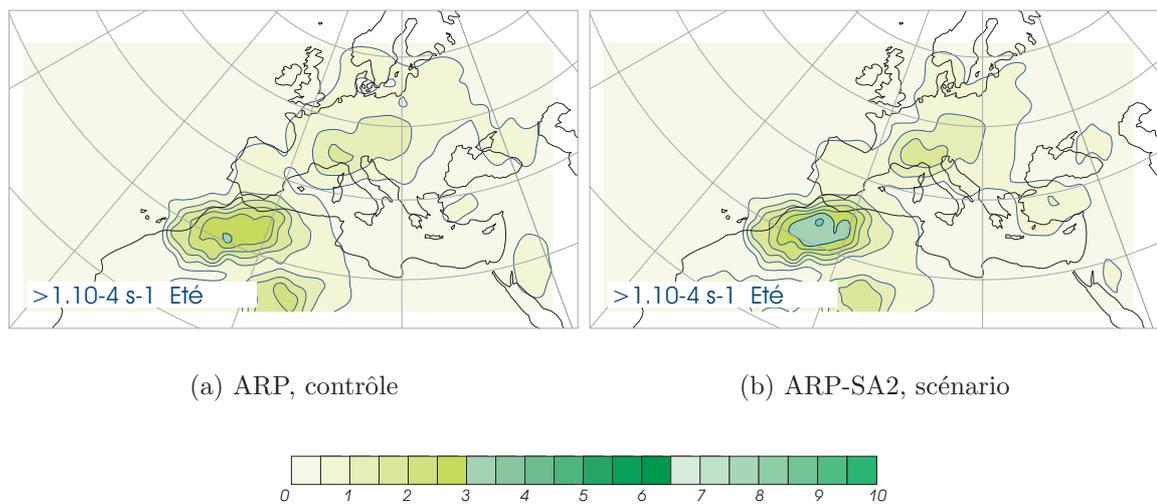


FIG. 5.19 – Même légende que la figure 5.18 mais en été.

diminution de 8 % en moyenne annuelle, valeur égale à celle de notre étude⁴. De plus, leur diminution est visible en hiver, printemps et automne alors que l'été montre une augmentation du nombre de dépression. La diminution du nombre de dépressions en Méditerranée est également confirmée dans une revue sur le sujet par *Ulbrich et al.* (2005) dans laquelle des AOGCMs basse résolution sont également cités. Ces auteurs attribuent la diminution à une altération de la structure de la pression de surface (déplacement de l'Anticyclone des Açores) et à une atténuation de la baroclinicité dans la haute troposphère.

⁴Ce 8% est obtenu avec un scénario A2 mais en utilisant la Pmer comme champ de suivi et en appliquant un seuil de durée de vie minimale de 2 jours, de distance minimale de 1000 km ainsi qu'un creusement minimal de 5 hPa.

Ces différents résultats montrent la robustesse de notre étude puisque la diminution du nombre de dépressions méditerranéennes résiste au changement de modèle, de scénario, de résolution et de logiciel de suivi. A ce titre, ils seront mentionnés dans le prochain rapport de l'IPCC (4th Assessment Report, en préparation).

5.5 La cyclogénèse du golfe de Gênes

Au delà de l'étude globale pour la mer Méditerranée, nous voulons nous concentrer sur une zone particulière de la mer Méditerranée. Cela nous permettra de pousser plus loin l'étude de la dépression type pour une zone de cyclogénèse donnée grâce à une méthode de composite et également d'étudier les flux océan-atmosphère et les précipitations associés à cette dépression type.

Nous avons choisi la zone du golfe de Gênes (40-47°N ; 2-15°E, cf. carte 5.5) car c'est la zone la plus importante en terme de cyclogénèse. De plus c'est celle où le modèle est le plus réaliste en hiver et où les dépressions y sont les plus fortes. Cela nous permettra de nous attarder sur le couplage océan-atmosphère et d'essayer de faire le lien avec la convection profonde au large du golfe du Lion. *Barlan and Caillaud* (2004) étudient d'autres zones à l'aide de la même méthode des composites.

On remarquera que les régions de la carte 5.5 ont été choisies assez larges afin de tenir compte des différences de position entre ERA40 et ARP (en englobant les deux noyaux de maximum de cyclogénèse), et de la variabilité interannuelle de la position de ces noyaux. Nous avons vérifié que les résultats présentés dans ce chapitre dépendent peu de l'étendue de la zone.

5.5.1 Validation par rapport à ERA40

Simu	Nombre total de cyclogénèses	Intensité maximale moyenne
ERA40	5663	$6.4 \cdot 10^{-5} s^{-1}$
ARP	4369	$10.8 \cdot 10^{-5} s^{-1}$

TAB. 5.5 – Nombre de cyclogénèses et intensité moyenne sur 38 ans, pour le golfe de Gênes.

Dans cette zone, le nombre total de cyclogénèses pour ARP est inférieur à celui obtenu pour ERA40 (cf. tableau 5.5). De plus, l'évolution du nombre moyen de cyclogénèses par mois (cf. figure 5.20) met en évidence des cycles saisonniers différents. En effet, le nombre de cyclogénèses varie peu tout au long de l'année pour ERA40, alors qu'il présente un maximum en hiver et un minimum en été pour ARP. Les nombres sont statistiquement comparables pour les mois de janvier à mars, puis il y a moins de cyclogénèses le restant de l'année pour ARP.

Ces résultats diffèrent de ceux obtenus sur l'ensemble de la Méditerranée où l'on notait un manque de dépressions en hiver pour l'expérience ARP. La cyclogénèse dans cette région est souvent favorisée par la présence d'un flux d'ouest sur les Iles Britanniques et une zone anticyclonique sur le golfe de Gascogne ou au large du Portugal (*Fons*, 1979, et Joly, communication personnelle). Or, l'hiver, ARPEGE-Climat a tendance à favoriser ce type de configuration (modèle trop zonal) : il simule donc correctement la cyclogénèse dans cette

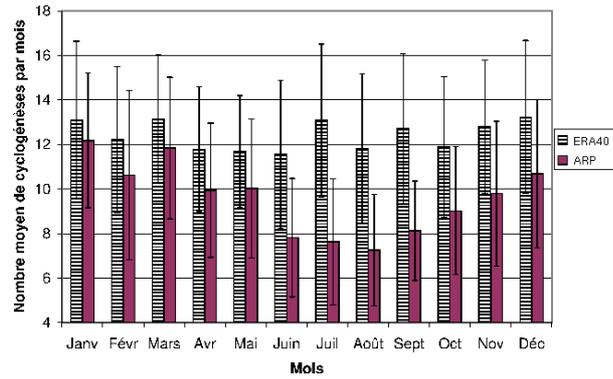


FIG. 5.20 – Histogramme du nombre moyen mensuel de cyclogénèses sur 38 ans, pour le golfe de Gênes, pour ERA40 (rayé noir et blanc) et ARP (rouge).

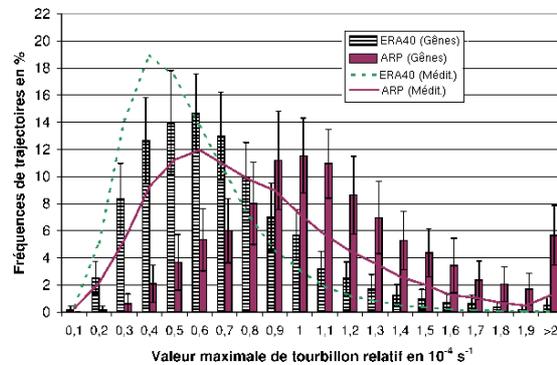


FIG. 5.21 – Répartition des trajectoires en fonction de leur intensité sur 38 ans, pour le golfe de Gênes (histogrammes rayés noir et blanc pour ERA40 et rouge pour ARP) et dans le domaine méditerranéen (courbe en tirets verts pour ERA40 et rouge pour ARP).

zone. L'été, le manque de cyclogénèse peut être lié au fait qu'ARPEGE-Climat a tendance à avoir un flux de Sud plus marqué que ERA40, ce qui pourrait limiter les cyclogénèses de Lee en aval des Alpes.

Dans le golfe de Gênes, les dépressions sont plus fortes qu'en moyenne, sur l'ensemble du domaine d'étude (tableau 5.5 à comparer au tableau 5.2). De plus, l'écart d'intensité entre ARPEGE-Climat et ERA40 est plus prononcé. Il est, en effet, deux fois plus grand dans le golfe de Gênes que sur l'ensemble du bassin méditerranéen. De plus, comme on peut le voir sur la figure 5.21, plus de la moitié des dépressions nées dans le golfe de Gênes possède une intensité maximale supérieure à $1 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$.

5.5.2 Composites : méthodologie

Il s'agit d'établir des composites des dépressions méditerranéennes pour les simulations **ARP**, **CAM**, **ARP-CAM** et **ARP-SA2** afin de définir les caractéristiques (en fonction de la saison) d'une dépression type née dans le golfe de Gênes (cf. carte 5.5). Les paramètres choisis sont la pression réduite au niveau de la mer, les précipitations, le vent moyen à 850 hPa, et les flux de chaleur latente et sensible.

Nous nous plaçons au point de la trajectoire où le tourbillon relatif atteint son maximum, moment où la dépression est supposée être à sa phase de maturité maximale (cf.

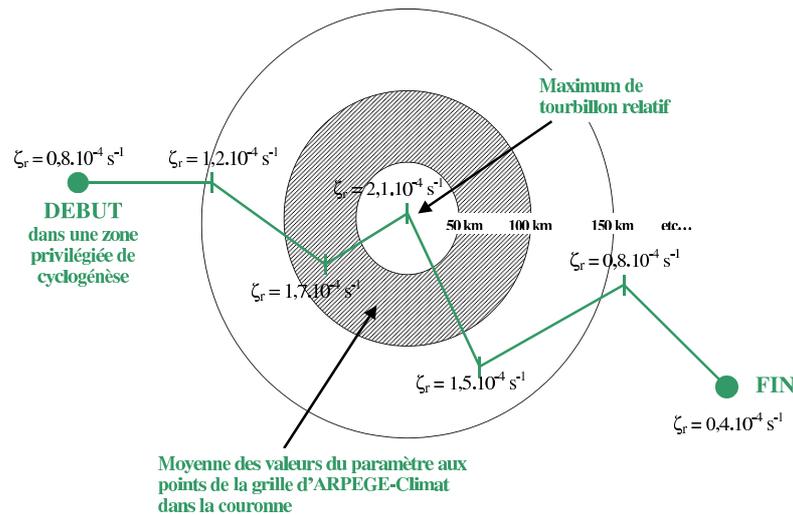


FIG. 5.22 – Exemple de calcul de composite pour une trajectoire.

figure 5.22).

Pour déterminer l'environnement autour de la dépression, nous calculons, par saison et pour chacun des paramètres choisis, la valeur moyenne de ce paramètre dans des couronnes de 50 km de large, du centre de la dépression jusqu'à 1000 km autour : nous obtenons ainsi la valeur du champ moyen tous les cinquante kilomètres. Nous utilisons les données disponibles toutes les six heures sur la grille étirée d'ARPEGE-Climat, de résolution moyenne $0,5^\circ$ sur la Méditerranée afin de tirer profit de la pleine résolution de notre modèle régional.

D'autre part, nous avons décidé de distinguer les dépressions de faible intensité des dépressions plus fortes. Pour cela, nous avons, tout d'abord, mis en place quatre seuils arbitraires de maximum de tourbillon relatif, ce qui nous a permis d'obtenir quatre classes de dépressions.

- 1) $\zeta_{rmax} < 0.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$
- 2) $0.5 \cdot 10^{-4} s^{-1} < \zeta_{rmax} < 1 \cdot 10^{-4} s^{-1}$
- 3) $1 \cdot 10^{-4} s^{-1} < \zeta_{rmax} < 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$
- 4) $\zeta_{rmax} > 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$

Remarques :

- Les calculs des composites de flux de chaleur latente et sensible ne sont faits que sur la mer. En effet, le but de ces composites est de comparer les échanges d'énergie entre océan et atmosphère pour les simulations forcée et couplée.

- Pour l'ensemble des paramètres, nous calculons les moyennes dans des couronnes, sans distinguer de secteur angulaire privilégié. Pour des paramètres comme les précipitations, le vent ou les flux, il pourrait être envisagé de calculer des composites en tenant compte du secteur (voire de réaliser des cartes de composites en 2D ou 3D), tout en sachant que cette étude devrait tenir compte de la direction de déplacement de la dépression.

- Nous avons choisi de réaliser les moyennes des champs, non pas tout au long de la trajectoire, mais au point où l'intensité est maximale, afin de ne considérer que le moment où la dépression est la plus active.

- Une autre approche aurait consisté en la réalisation de cartes de composites en deux dimensions sur un domaine beaucoup plus large (*Trigo et al., 2002*). Mais ce type d'étude vise plutôt à caractériser l'environnement météorologique synoptique, alors que notre but

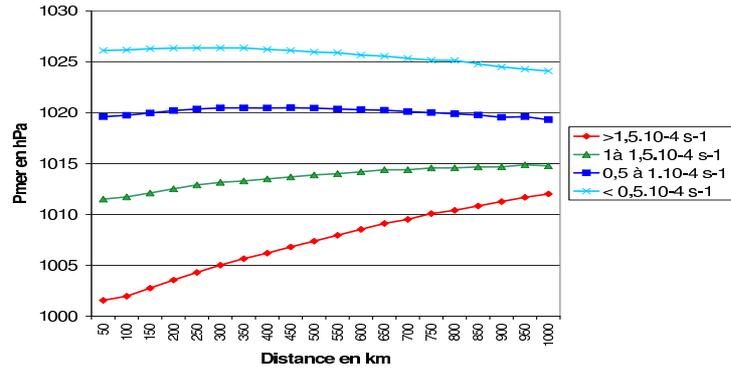


FIG. 5.23 – Composites de pression réduite au niveau de la mer pour les trajectoires qui naissent dans le golfe de Gênes, pour ARP et en hiver. Les quatre classes de dépressions ($< 0.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$, entre $0.5 \cdot 10^{-4}$ et $1 \cdot 10^{-4} s^{-1}$, entre $1 \cdot 10^{-4}$ et $1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$, $> 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$) sont représentées respectivement en bleu clair, bleu foncé, vert et rouge.

est ici de définir les caractéristiques propres à la dépression elle-même.

Redéfinition de la dépression type étudiée

La figure 5.23 montre que les deux classes de dépressions les plus faibles présentent des champs de pression qui ne sont pas nettement dépressionnaires. Par conséquent, dans la suite de l'étude, nous présenterons les résultats uniquement pour les classes 3 et 4. Cette remarque justifie également le seuillage à $1 \cdot 10^{-4} s^{-1}$ pratiqué dans les sections précédentes.

5.5.3 Description de la dépression type dans ARPEGE-Climat

Simu	Nbre de cyclogen.	Durée de vie (en jours)	Distance (en km)	Vitesse moyenne (en $m \cdot s^{-1}$)
ARP	664	4.5	3476	10.6
CAM	613	4.7	3550	10.6

TAB. 5.6 – Caractéristiques moyennes des trajectoires dont $\zeta_{rmax} > 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$ pour ARP et CAM, naissant dans le golfe de Gênes.

Pour les dépressions très intenses ($\zeta_{rmax} > 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$), il y environ 17 dépressions par an qui naissent dans la zone golfe de Gênes. Par rapport à l'ensemble des dépressions méditerranéennes très intenses (cf. tableau 5.3), celles du golfe de Gênes durent plus longtemps (+1 jour) et parcourent de plus grandes distances (+1000 km) en se déplaçant légèrement plus vite.

Pour les autres caractéristiques, on se réfère maintenant aux figures 5.24, 5.25 et 5.26. Les dépressions type qui prennent naissance dans le golfe de Gênes ont des caractéristiques qui varient selon les saisons. En hiver et au printemps, les dépressions sont plus creuses (moins de 1000 hPa au printemps pour $\zeta_{rmax} > 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$). Les précipitations sont plus faibles (4 mm/jour pour $1 \cdot 10^{-4} < \zeta_{rmax} < 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$ et 11 mm/j pour $\zeta_{rmax} > 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$), mais s'étendent sur un grand domaine, ce qui fait penser à des pluies de type stratiforme, liées à des systèmes de grande échelle. Le vent moyen à 850 hPa est fort (16 m/s au maximum). Si l'on prend comme marqueur de la dimension du système la zone où le vent est maximal, on met en évidence que la taille des systèmes est plus grande en hiver

et au printemps que le reste de l'année (maximum de vent entre 300 et 400 km du centre de la dépression).

En été et en automne, les dépressions sont, en moyenne, moins creuses. Les précipitations sont nettement plus marquées. Avec une hauteur d'eau qui atteint 18 mm/jour pour les dépressions les plus actives, la distribution spatiale est différente de celle observée en hiver et au printemps : les précipitations sont très importantes près du centre de la dépression et décroissent rapidement autour, ce qui fait penser à des systèmes plus convectifs. Le vent moyen est moins fort (13 à 14 m/s) et il atteint son maximum à environ 200 km du centre de la dépression, ce qui correspond à des systèmes plus petits.

En terme de flux de chaleur (latente et sensible), la perte de chaleur pour la Méditerranée est plus forte au cœur de la dépression que loin de celui-ci. Cette caractéristique est particulièrement marquée en hiver pour le flux de chaleur sensible (-25 W.m^{-2}). Notons également que le flux de chaleur latente est trois fois plus important que celui de chaleur sensible.

En conclusion, on peut dire qu'en hiver et sur une zone d'environ 800 km de diamètre les dépressions nées dans le golfe de Gênes sont des structures de basse pression, forts vents, forte évaporation, forts cumuls de précipitation et fortes pertes de chaleur pour l'océan. Il n'est pas étonnant qu'elles soient à l'origine des événements de convection profonde dans le golfe du Lion comme mentionné au chapitre 3.

5.5.4 Comparaison forcé/couplé

Nombre de cyclogénèses

Le modèle couplé produit légèrement moins de dépressions très intenses ($\zeta_{rmax} > 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$) que le modèle forcé (-7.5%) comme on pouvait s'y attendre après l'analyse globale. Cette différence est significative en décembre et en janvier là où l'écart en SST est le plus important. Pour ces deux mois, on trouve respectivement 2.9 et 2.7 cyclogénèse par mois dans ARP et 2.0 et 1.9 cyclogénèse par mois dans CAM. Les écarts-types interannuels sont statistiquement différents en janvier avec une variabilité plus faible dans le modèle couplé : lorsqu'une cyclogénèse forte a eu lieu, les suivantes sont désavantagées sur la zone et inversement.

Pression réduite au niveau de la mer

Peu de différence est observée entre ARP et CAM pour le champ de pression (cf. figure 5.24). Cependant, on remarque que le gradient de pression est plus prononcé pour la simulation forcée en hiver pour les dépressions les plus actives. Au printemps et en été (figures non montrées), les dépressions de ARP sont légèrement plus creuses (écart maximal de l'ordre de 1 hPa).

Précipitations

Les précipitations (cf. figure 5.25) de ARP sont supérieures à celles de CAM de l'automne au printemps (jusqu'à 3 mm/jour d'écart l'hiver pour les dépressions les plus actives). Cette différence est inversée l'été, avec des dépressions légèrement plus pluvieuses pour la simulation couplée.

On remarque que ces résultats peuvent être rapprochés des différences de SST entre les deux simulations : SST plus nettement plus froides dans CAM en hiver et légèrement plus chaude en été (cf. annexe B).

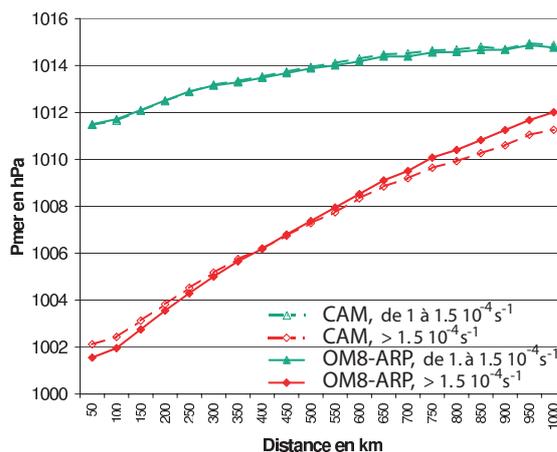


FIG. 5.24 – Composites de pression réduite au niveau de la mer (en hPa) pour les trajectoires qui naissent dans le golfe de Gênes, pour ARP (symboles pleins) et CAM (symboles vides et tirets), en hiver.

Vent moyen à 850hPa

Les différences observées sont faibles du printemps à l'automne (cf. figure 5.26). On remarque toutefois que le vent des dépressions les plus actives est légèrement plus fort l'été pour la simulation ARP.

Flux de chaleur latente

On constate une forte différence entre les flux de chaleur latente des simulations forcée et couplée, particulièrement en hiver (cf. figure 5.27a). En effet, l'hiver, le flux de ARP est nettement plus négatif que celui de CAM (écart maximal de 70 W/m^2). Pour la simulation ARP, les pertes de chaleur par l'océan sont beaucoup plus importantes. Comme les SST sont plus élevées pour ARP et qu'il n'y a pas de rétroaction océan-atmosphère, la SST vue par ARPEGE n'est pas refroidie par le passage de la dépression et demeure une source de chaleur et d'humidité constante pour l'atmosphère. Notons que l'écart CAM - ARP est le même loin ou près du cœur de la dépression.

L'été (figure non montrée), les flux de chaleur latente sont plus faibles et il n'y a pas de différence notable entre les deux simulations (SST très proches à cette saison).

Flux de chaleur sensible

Le flux de chaleur sensible est directement lié à la différence de température entre océan et atmosphère. En hiver, le flux de chaleur sensible est plus fort pour ARP (cf. figure 5.27b) : la mer, plus chaude, peut transmettre davantage de chaleur à l'atmosphère. Contrairement au flux de chaleur latente, l'écart augmente lorsqu'on se rapproche du cœur de la dépression. On note un écart maximal de 25 W/m^2 bien inférieur à celui de la chaleur latente.

En hiver, le passage de la dépression est nettement visible avec un doublement de la perte par chaleur sensible à proximité du cœur de la dépression.

Au printemps, les flux de ARP sont toujours supérieurs à ceux de CAM, mais les écarts sont plus faibles. L'été (figure non montrée), saison où l'écart de SST entre les deux simulations est faible, les flux de ARP et CAM sont comparables ; ils sont voisins de zéro (la mer et l'atmosphère ont des températures proches, le vent est faible), sauf à proximité du centre de la dépression.

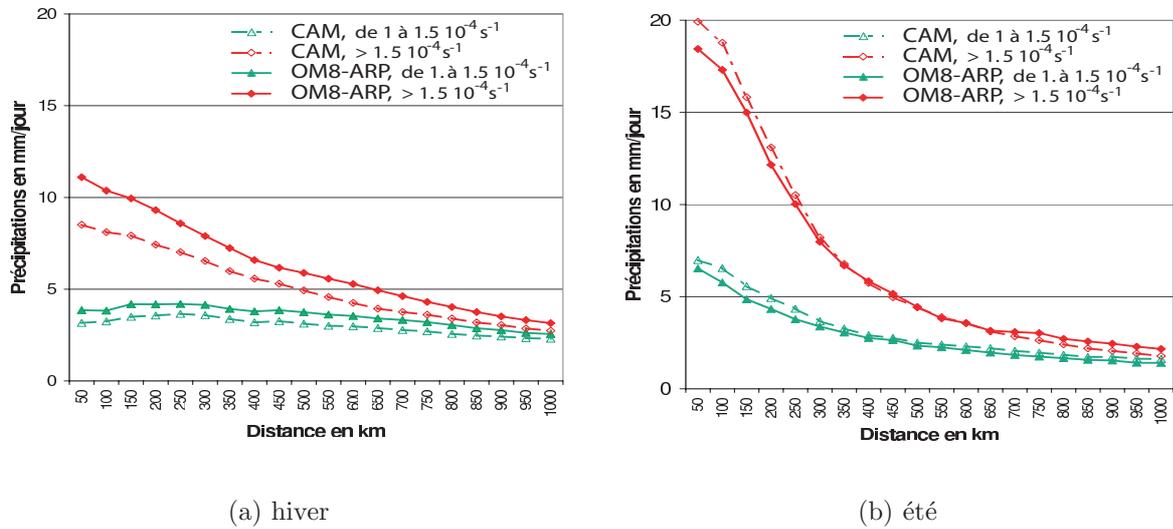


FIG. 5.25 – Composites de précipitations (en mm/jour) pour les trajectoires qui naissent dans le golfe de Gênes, pour ARP (symboles et traits pleins) et CAM (symboles vides et tirets), (a) en hiver et (b) en été.

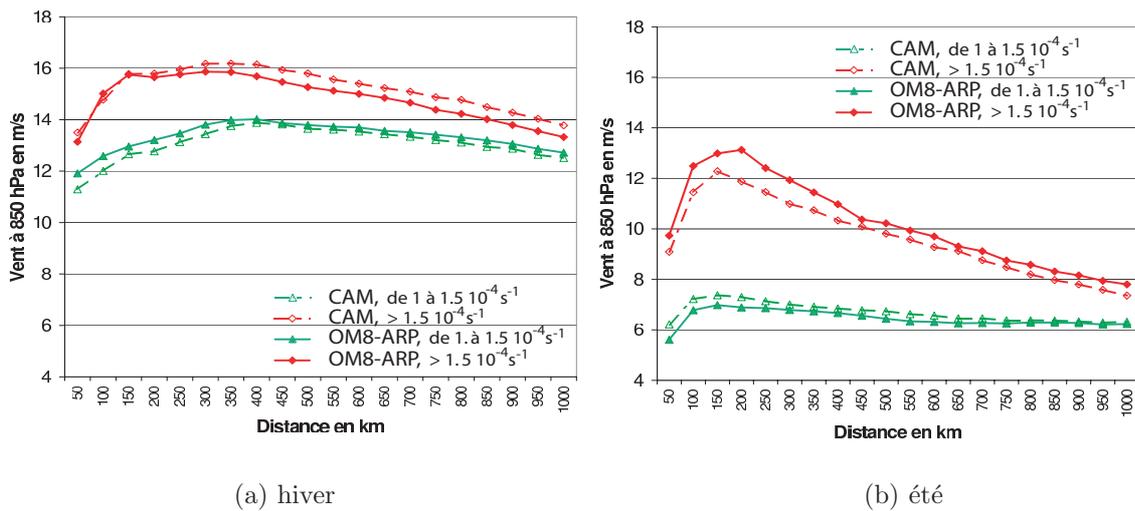


FIG. 5.26 – Composites de vent moyen à 850 hPa (en m/s) pour les trajectoires qui naissent dans le golfe de Gênes (a) en hiver et (b) en été pour ARP (symboles et traits pleins) et CAM (symboles vides et tirets).

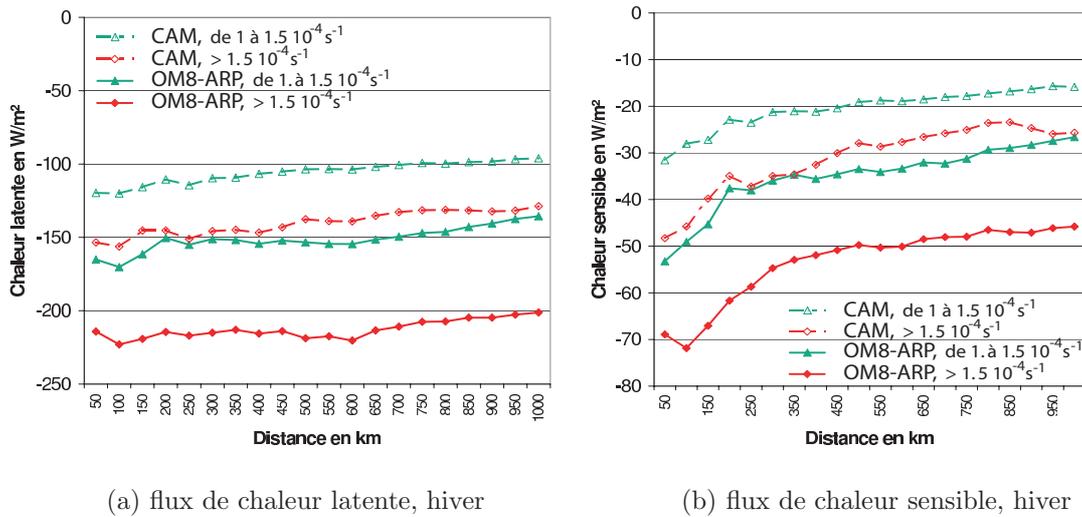


FIG. 5.27 – Composites de flux de chaleur latente et sensible (en W/m^2) pour les trajectoires qui naissent dans le golfe de Gênes, pour ARP (symboles et traits pleins) et CAM (symboles vides et tirets), en hiver.

5.5.5 Impact du couplage et/ou du biais en SST

Comme pour le cas général, il nous faut dissocier l'impact du biais en température dans le modèle couplé de l'impact du couplage proprement dit en utilisant la simulation ARP-CAM.

Nombre de cyclogénèses

En terme de nombre total de cyclogénèse, l'impact de l'écart de SST semble le plus important avec une diminution de 12% du nombre de cyclogénèse entre ARP et ARP-CAM ($\zeta_{rmax} > 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$).

Comme on peut le voir sur la figure 5.28, en décembre, l'effet de la SST semble prédominant avec un nombre de cyclogénèse similaire entre CAM et ARP-CAM alors que la situation est inversée en janvier avec un effet plus important du couplage à SST constante. C'est la même situation que pour la Méditerranée prise dans son ensemble. De même le couplage semble jouer sur l'écart-type en janvier avec CAM moins variable que ARP-CAM mais pas en décembre.

Précipitations

Nous allons ajouter les composites de la simulation ARP-CAM sur les figures de précipitations et de flux de chaleur afin de comprendre les différences observées.

Sur la figure 5.29a, on voit que les valeurs observées pour ARP-CAM sont intermédiaires entre celles, plus fortes, de l'expérience en mode forcé et celles, plus faibles, du couplé. En fait, les valeurs de précipitations de ARP-CAM sont plus proches de celles de CAM loin du cœur de la dépression (effet de la SST important) et se rapprochent des valeurs de ARP au cœur de la dépression (effet du couplage plus important).

Flux de chaleur

Les flux de chaleur latente (cf. figure 5.29b) et sensible (figure non montrée) de la

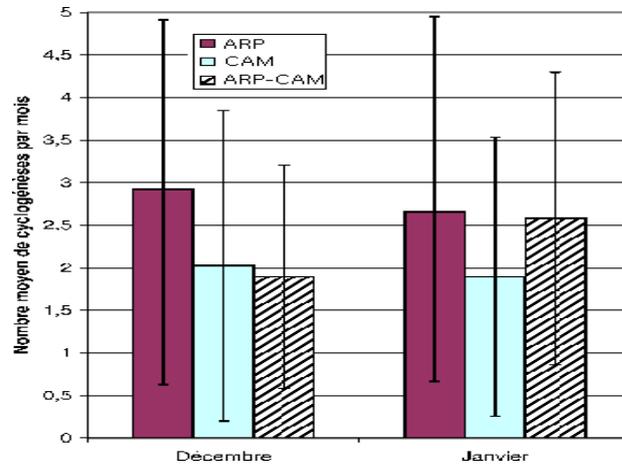


FIG. 5.28 – Nombre moyen de cyclogénèses pour les trajectoires dont $\zeta_{rmax} > 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$, en décembre et janvier, sur le golfe de Gênes pour ARP (rouge), CAM (bleu) et CAM-ARP (rayé noir et blanc).

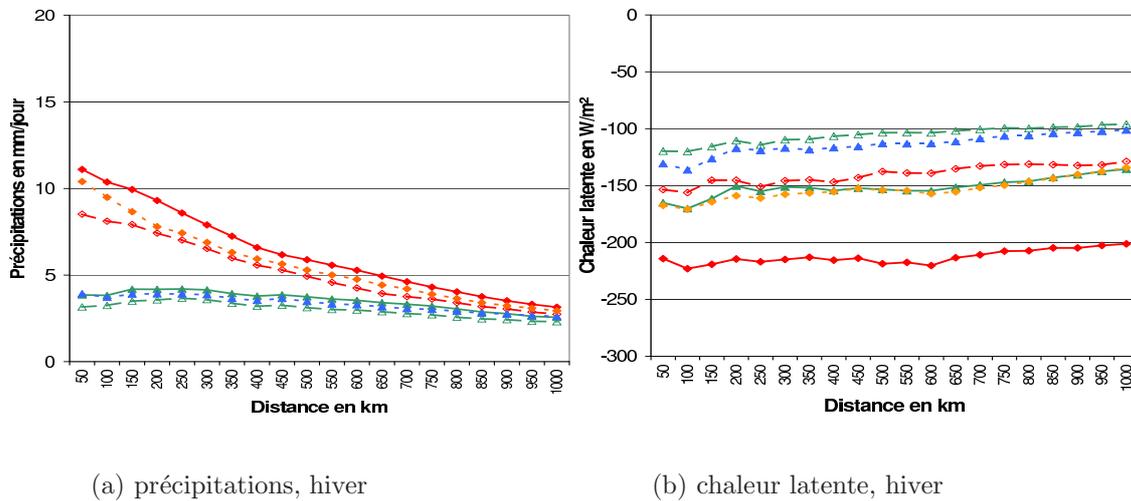


FIG. 5.29 – Composites (a) de précipitations (en mm/jour) et (b) de flux de chaleur latente, pour les trajectoires qui naissent dans le golfe de Gênes, pour ARP (symboles et traits pleins), CAM (symboles vides et tirets longs) et ARP-CAM (symboles pleins et tirets courts), en hiver. Ce sont les mêmes figures que 5.25a et 5.27a mais avec l'expérience ARP-CAM en plus.

nouvelle simulation sont intermédiaires entre ceux de CAM et de ARP. Les écarts de flux semblent donc plutôt liés à la différence de SST même si environ 20% à 40% (suivant le flux et la classe d'intensité de la dépression considérée) de la différence semble provenir du couplage proprement dit.

Explication heuristique

On peut dire qu'une Méditerranée interactive a tendance à réduire les précipitations et les flux de chaleur au cœur d'une dépression intense née dans le golfe de Gênes en hiver. C'est très restrictif mais c'est le signe clair d'un impact du couplage proprement dit i.e. à SST constante. Cela se comprend par la rétroaction de la SST. Si on raisonne avec une seule dépression : la dépression se crée au dessus de la zone, elle atteint très vite son intensité maximale, elle pompe une part non négligeable de chaleur par ses flux de chaleur sensible et latente, la SST se refroidit et ainsi la capacité de la Méditerranée à fournir chaleur et humidité diminue, ce qui conduit à réduire les précipitations de la dépression type. Cette explication peut marcher uniquement si les dépressions restent plus ou moins sur la même zone et tournent en rond ... ce qui semble être le cas en Méditerranée (cf. figure 5.4). Si on raisonne maintenant avec une succession de dépressions intenses sur une même zone : la première entraîne une diminution de la SST de la zone, ce qui défavorise la création des suivantes ou tout au moins diminue la quantité d'énergie et d'humidité disponible. Les précipitations en sont diminuées au cœur de la dépression type. Cette deuxième explication est mise en avant par le fait qu'en hiver, l'impact du couplage sur le nombre de cyclogénèse est visible en janvier et non en décembre ... les dépressions intenses de décembre pénalisent celles de janvier.

Ces explications heuristiques tiennent compte du fait que dans la simulation forcée ARP, les dépressions produites par ARPEGE-Climat ne sont pas cohérentes avec la SST observée à cause de l'aspect chaotique des modèles climatiques qui dévient rapidement de la chronologie synoptique réelle. La faible résolution spatiale et la faible variabilité temporelle de la SST vue par ARPEGE-Climat sont également en cause.

Les dépressions quasi-stationnaires

Des tests ont été réalisés en essayant de sélectionner les dépressions quasi-stationnaires, c'est-à-dire celles parcourant une faible distance.

On peut supposer que ces dépressions vont provoquer localement de fortes interactions océan-atmosphère à l'image des dépressions menant aux événements cévenoles.

Aucun résultat concluant sur la différence entre ARP et CAM n'a été obtenu avec ces dépressions. Plus de 90% de celles-ci durent en fait moins de 2 jours. Dans la suite de *Lebeaupin et al.* (2005), le travail de thèse de Lebeaupin (comm. personnelle) pourrait nous apporter des réponses avec des outils numériques plus adaptés à ces dépressions quasi-stationnaires et à leur interaction avec la Méditerranée : modèle de méso-échelle *méso-NH* couplé à un modèle de couche de mélange.

5.5.6 Scénario de changement climatique

Suivi automatique

Pour les dépressions naissant dans la zone du golfe de Gênes et atteignant au minimum $\zeta_{rmax} = 1 \cdot 10^{-4} s^{-1}$, on note une baisse du nombre de cyclogénèse sur l'année. D'un point

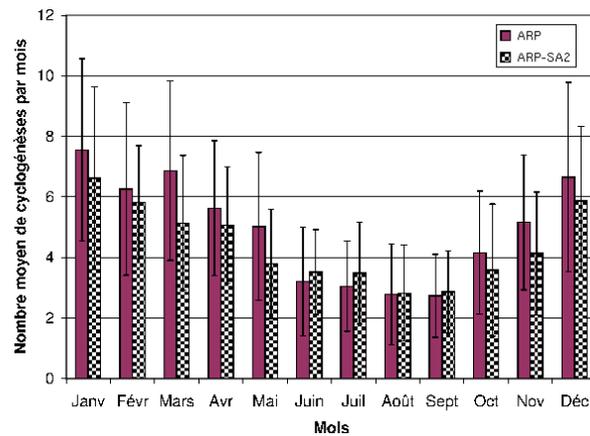


FIG. 5.30 – Histogrammes du nombre moyen mensuel de cyclogénèses pour les trajectoires dont $\zeta_{rmax} > 1.10^{-4} s^{-1}$ pour ARP (rouge) et ARP-SA2 (noir et blanc), golfe de Gênes.

de vue saisonnier, cette baisse est visible d'octobre à mai (cf. figure 5.30) même si la différence n'est pas significative chaque mois. En été, aucune différence significative n'est obtenue même si comme pour le comportement général, on note une légère augmentation du nombre de dépressions.

Les principales caractéristiques (intensité, durée de vie, distance parcourue, vitesse de déplacement) restent inchangées dans la simulation du climat futur pour les dépressions les plus actives.

Les composites

Nous avons vu qu'il y avait globalement moins de dépressions en climat futur sur le bassin méditerranéen et sur la région du golfe de Gênes en particulier. Nous allons maintenant caractériser les dépressions de la simulation ARP-SA2 en terme de pression et de précipitations.

Relativement à l'augmentation générale de pression observée sur la zone, les dépressions les plus intenses ($\zeta_{rmax} > 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$) sont légèrement moins creuses dans la simulation de climat futur, en particulier en hiver (+2 hPa). La figure 5.31 montre entre autres que le gradient de pression entre le centre de la dépression et son environnement diminue. On peut s'attendre à une diminution des vents liés à ces dépressions.

Les précipitations associées à une dépression type évoluent peu pour la simulation ARP-SA2 en hiver (cf. fig. 5.32a). Par ailleurs, le nombre de dépressions diminue en hiver et ce comportement est similaire pour les autres zones de cyclogénèse du nord de la Méditerranée (*Barlan and Caillaud, 2004*). Comme la majorité des pluies reçues par le bassin Méditerranéen en hiver est liée aux dépressions méditerranéennes, on peut conclure que la diminution des précipitations hivernales observée au dessus de la Méditerranée (cf. fig. 5.16) s'explique par la diminution du nombre de dépressions.

En été, la situation est complètement différente. Une forte sécheresse est observée sur l'ensemble du pourtour méditerranéen mais le nombre de dépressions est constant entre le scénario et le climat présent. L'explication se trouve dans le composite des précipitations associées à une dépression type. En effet, sur la figure 5.32c, on note une forte diminution

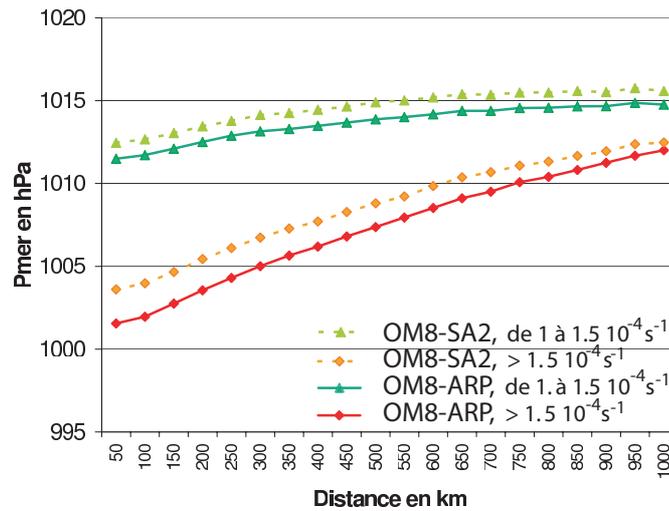


FIG. 5.31 – Composites de pression réduite au niveau de la mer (en hPa) pour les trajectoires qui naissent dans le golfe de Gênes, pour ARP (trait plein) et ARP-SA2 (tirets courts), en hiver.

(jusqu'à -30% pour les dépressions dont $\zeta_{rmax} > 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$). L'hypothèse classique et médiatique qu'un air plus chaud contient plus d'humidité et engendre plus de pluie est ici pris en défaut. Même si on n'a pas mené l'étude quantitative nécessaire, il semble clair que le fameux *Mediterranean summer drying* (IPCC, 2001; Jacob et al., 2005, e.g.) que l'on retrouve dans de très nombreux scénarios est au moins partiellement dû à la diminution des pluies associées aux dépressions méditerranéennes.

Au printemps et en automne, les dépressions les plus actives sont en revanche plus pluvieuses. Ce n'est pas vrai pour les dépressions avec ζ_{rmax} compris entre 1 et $1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$. On note de plus qu'au printemps le composite de précipitation des dépressions dont $\zeta_{rmax} > 1.5 \cdot 10^{-4} s^{-1}$ a une allure plus convective pour la simulation ARP-SA2 avec une intensification des pluies à proximité du centre de la dépression (hausse qui avoisine 2,5 mm/jour). En automne, saison pendant laquelle se produisent la plupart des événements extrêmes de précipitation sur la côte nord de la Méditerranée (e.g. pluies cévenoles en France ou du même type en Catalogne et Italie), le maximum de précipitations atteint 21 mm/j (+17%) ce qui est une valeur extrême pour un GCM. Va-t-on vers plus d'extrêmes de précipitations aux saisons intermédiaires sur les côtes méditerranéennes? C'est une question que nous ne pouvons trancher ici avec nos outils numériques mais à laquelle le projet CYPRIM se propose de répondre dans les prochaines années.

5.6 De l'importance d'un scénario couplé

L'analyse du scénario nous a permis de mettre en évidence un impact significatif du réchauffement climatique sur le nombre de dépressions méditerranéennes (diminution) ainsi que sur les précipitations associées (diminution en été, augmentation aux saisons intermédiaires). Cela traduit entre autres que le phénomène de cyclogénèse est complexe et que sa réponse au réchauffement climatique ne peut en aucun cas être traitée par des modèles simplifiés. Pour la Méditerranée, il est également important d'étudier chacune des saisons de manière indépendante ainsi que chaque site de cyclogénèse (on peut voir dans Barlan and Caillaud, 2004, qu'ils ne réagissent pas tous de la même manière). Notons

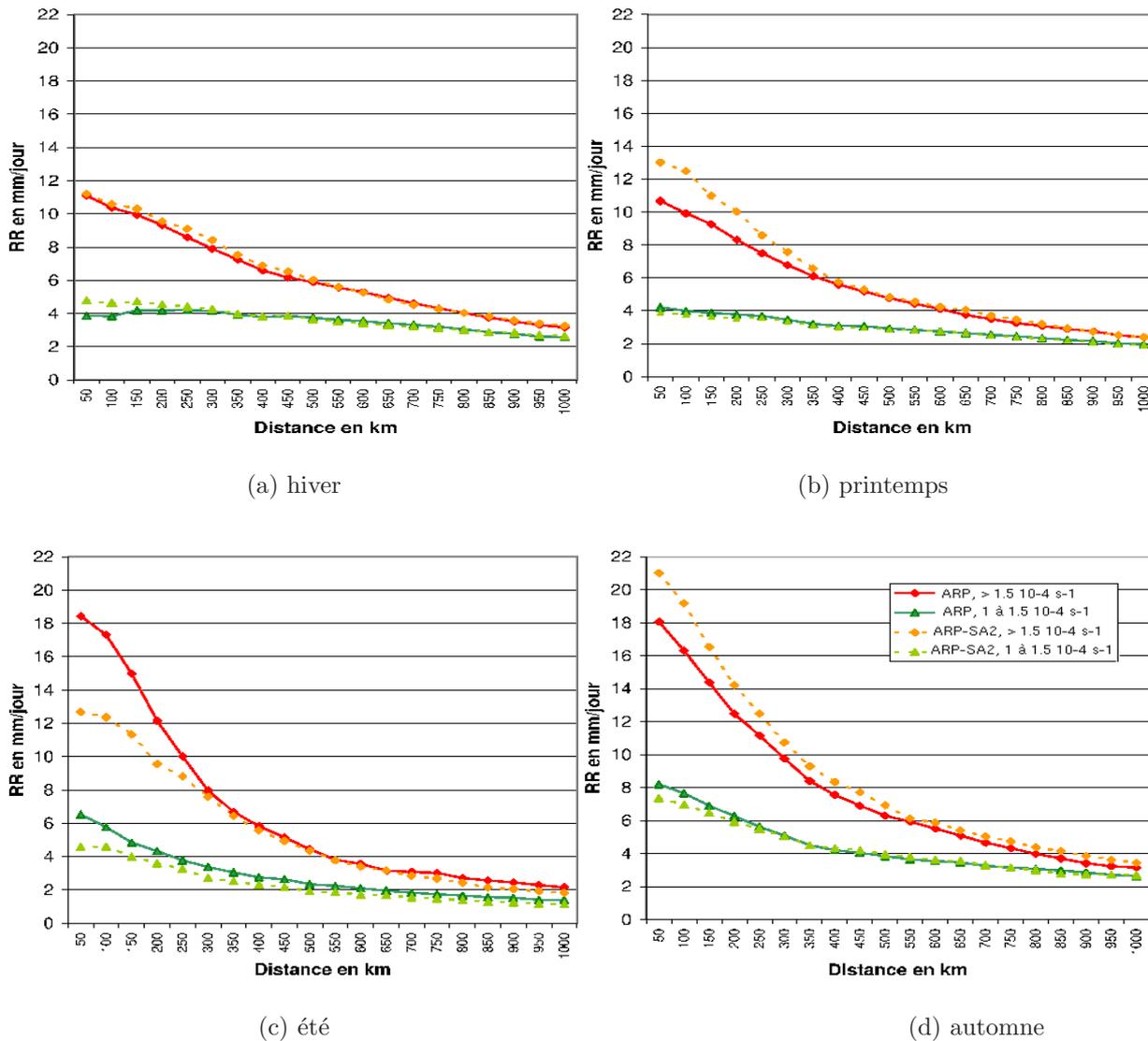


FIG. 5.32 – Composites de précipitations (en mm/jour) pour les trajectoires qui naissent dans le golfe de Gênes, pour ARP (trait plein) et ARP-SA2 (tirets courts) pour les 4 saisons.

également que les autres caractéristiques des dépressions ne semblent pas affectées (durée de vie, intensité maximale, vitesse de déplacement, zone de cyclogénèse) car elles sont probablement liées aux lois de la physique et au relief.

Par ailleurs, les résultats de la section comparant le modèle atmosphérique forcé au modèle couplé régional nous ont appris que la SST de la Méditerranée joue un rôle essentiel en ce qui concerne le nombre et les caractéristiques pluviométriques des dépressions qui y naissent et la survolent. Profitant de la simulation ARP-CAM, on peut dire qu'un écart de SST de 1 à 2°C a un impact significatif. L'impact du couplage proprement dit est moins net même si il semble apparaître pour le nombre de cyclogénèses en janvier, pour les précipitations hivernales au centre des dépressions et pour les flux air-mer. Notons que l'impact du couplage apparaît à la saison où les flux océan-atmosphère sont les plus forts et non à celle où la profondeur de la couche de mélange est la plus faible.

La mise en place d'un scénario utilisant un modèle couplé régional (du type du modèle SAMM) se justifie donc autant à cause de l'impact du couplage que de l'impact de la SST. En effet, pour la simulation ARP-SA2, les anomalies de SST de la Méditerranée appliquées proviennent d'un AOGCM de basse résolution ($2^\circ \times 2^\circ$ en Méditerranée) qui n'est pas capable de représenter correctement les phénomènes océaniques pilotant la SST de la Méditerranée (hétérogénéité des sous-bassins, courants côtiers, circulation thermohaline, rôle des fleuves et de la salinité, ...). L'anomalie de SST est environ de $+2.5^\circ\text{C}$ homogène sur l'ensemble du bassin pour le scénario A2 (elle est de $+2^\circ\text{C}$ pour le scénario B2). Connaissant l'expérience menée par *Räisänen et al.* (2004) dans le projet BALTEX (comparaison d'un ARCM et d'un AORCM pour des scénarios régionaux autour de la mer Baltique) et suite à l'étude de *Somot et al.* (2005), on peut penser sans se tromper que la SST prévue par un AORCM pour la fin du 21ème siècle sera différente de celle d'un AOGCM au moins dans sa répartition spatiale et très probablement dans sa valeur moyenne et dans son évolution transitoire.

Cette idée nous a amené à conduire, hors du cadre de cette thèse, une simulation du changement climatique (hypothèse IPCC-A2) avec le modèle SAMM (expérience **CAM-SA2**). Cette simulation de 140 ans ainsi que la simulation de contrôle associée sera disponible au CNRM en 2006 et l'étude de l'impact du réchauffement climatique sur la cyclogénèse méditerranéenne pourra être complétée. L'impact sur le changement de précipitations associées aux dépressions pourra lui aussi être réévalué de manière physiquement plus cohérente.

5.7 Dépressions et convection océanique profonde

Au cours de ce chapitre, nous avons parlé de flux de chaleur et de vent en relation avec le passage d'une dépression. Comme on l'a déjà vu aux chapitres 3 et 4, ces deux paramètres sont essentiels lors des phases de préconditionnement et de mélange violent du phénomène de convection profonde au large du golfe du Lion.

Grâce à la méthode des composites, nous avons pu mesurer qu'au cœur d'une dépression l'intensité des vents et la perte de chaleur pour l'océan sont plus importantes que loin de celle-ci. Cela nous indique qu'un lien entre dépression méditerranéenne et convection profonde doit exister. A notre connaissance, aucune étude n'associe quantitativement ces deux processus même si l'importance des événements synoptiques (périodes de fortes pertes de chaleur durant 3 à 6 jours) est mentionnée dans la littérature océanographique pour différentes zones de convection en Méditerranée (*Leaman and Schott, 1991; Mertens and Schott, 1998; Nittis and Lascaratos, 1998; Lascaratos and Nittis, 1998; Artale et al., 2002; Nittis et al., 2003*).

Par ailleurs, de la comparaison entre le modèle forcé et le modèle couplé, on a pu conclure qu'en hiver il y avait plutôt moins de dépressions dans le modèle couplé, et qu'au cœur de la dépression type, le vent et les pertes de chaleur y étaient plus faibles. Logiquement, cela conduit à une convection océanique profonde plus faible dans le modèle couplé que dans le modèle OPAMED8 forcé par ARPEGE-Climat (cf. chapitre 4).

De même, de la comparaison des composites entre la fin du scénario IPCC-A2 et la simulation de climat présent, on a pu conclure que pour une dépression type en hiver, le vent était moins fort et les pertes de chaleur plus faibles dans le scénario qu'en climat présent. Là encore, cela nous donne une indication de l'action du réchauffement climatique

sur la convection profonde en Méditerranée. Ce problème est traité dans *Somot et al.* (2005).

Nous ne pousserons pas plus loin cette étude ici. Nous nous contentons de proposer deux pistes pour des études futures. La première est d'utiliser une approche statistique en gardant les simulations ARP et CAM. On pourrait par exemple corrélérer en hiver le nombre et/ou l'intensité des dépressions hivernales passant au-dessus de la zone du golfe du Lion avec le volume de WMDW formée cet hiver-là dans le modèle océanique. Le calcul de composites de la SST et/ou du taux d'approfondissement de la couche de mélange en fonction de la distance au cœur de la dépression serait également très instructif surtout dans une comparaison couplé/forcé.

La deuxième piste serait d'utiliser un modèle à aire limitée (LAM) forcé aux bords par ERA40 ou un GCM. On utiliserait alors deux configurations du LAM, l'une couplée et l'autre non couplée à un modèle de mer Méditerranée (voir *Aldrian et al.*, 2005, pour l'intérêt des AORCMs forcés aux bords par des réanalyses). La version non-couplée permettant de forcer le même modèle océanique a posteriori. Cette méthodologie permettrait de prescrire les mêmes dépressions à l'entrée des deux versions du LAM ou au moins les mêmes conditions de grandes échelles. On pourrait ainsi comparer proprement l'action des dépressions sur la convection en Méditerranée en mode couplé ou forcé. L'idéal est l'utilisation d'un forçage ERA40 permettant de simuler les dépressions réellement observées et donc de comparer avec les données de campagnes de mesures océanographiques. On pourrait ainsi reprendre l'exercice du chapitre 3 avec ces nouveaux outils numériques.

Chapitre 6

Conclusion

Cette conclusion va nous permettre de faire le point sur les différents thèmes abordés au cours de cette étude en essayant de répondre aux problèmes scientifiques développés en introduction.

6.1 Conclusions numériques

Le couple ARPEGE-Climat étiré / OPAMED8 est-il adapté à l'étude climatique régionale du bassin méditerranéen ?

Dans le cadre de cette thèse, nous avons adapté une version Méditerranée d'OPA capable de répondre aux enjeux de la recherche climatique régionale : OPAMED8. Ce modèle permet de réaliser des simulations longues (au moins 140 ans) présentant des caractéristiques hydrologiques stables en surface et dans la masse. Nous avons montré qu'un spin-up de 20 ans minimum est nécessaire pour atteindre cette stabilité.

Nous avons également démontré qu'ARPEGE-Climat version "Medias" (50 km sur la mer Méditerranée) fournit des forçages (flux de chaleur, flux d'eau, vent) de bonne qualité pour l'étude de la mer Méditerranée aux échelles climatiques. Ce jeu de forçage permet entre autres la simulation d'une circulation thermohaline méditerranéenne (MTHC) réaliste et stable.

OPAMED8 a également été conçu pour étudier la variabilité en Méditerranée. Ce modèle contient le moins de rappels possibles vers les observations. En appliquant des débits de fleuves explicites et en mettant en place une paramétrisation climatique de la mer Noire, nous avons pu en particulier supprimer le rappel en sel en surface. Dans les simulations océaniques classiques, celui-ci limite la variabilité océanique simulée.

Bien sûr nos simulations en mode forcé ne sont pas parfaites. Elles présentent en particulier un biais froid a priori lié aux flux océan-atmosphère d'ARPEGE-Climat. Ce biais s'accompagne de la tendance à surestimer la convection profonde entraînant une LIW trop profonde et d'importants volumes de WMDW.

Peut-on réussir le pari de construire et d'utiliser un modèle climatique régional couplé océan-atmosphère en Méditerranée ?

Le grand pari numérique de cette thèse reste la mise en place de ce qui reste, à notre connaissance, le premier modèle couplé régional dédié à l'étude de la Méditerranée. Cet

AORCM nommé S.A.M.M. pour Sea-Atmosphere Mediterranean Model est le couplage d'ARPEGE-Climat "Medias" et d'OPAMED8. Sa qualité première est d'obtenir des flux océan-atmosphère de bonne qualité sur le long terme et cela sans aucune contrainte en surface. Logiquement, sa stabilité est moins bonne que celle d'OPAMED8 mais notre capacité à étudier la variabilité des flux océan-atmosphère régionaux sans contrainte est bien meilleure avec ce nouvel outil. Il ouvre également la voie à la réalisation de scénarios de changement climatique en mode couplé régional.

En moyenne, ce modèle est peu différent d'ARPEGE-Climat pour l'atmosphère et peu différent d'OPAMED8 pour la mer Méditerranée. Les principales différences sont un biais froid plus net que dans OPAMED8, une MTHC plus faible et un biais en sel lié à la rétroaction de la SST sur l'évaporation. Ces différences ont été analysées au cours de cette thèse et des corrections envisagées.

Cet AORCM a permis le développement d'une méthodologie pour la mise en place, la validation et la correction de ce type de modèle. D'autres modèles de ce type devrait être développés dans le cadre du projet européen CIRCE ce qui permettra des exercices d'intercomparaison méthodologique et scientifique.

6.2 Conclusions scientifiques

6.2.1 Convection profonde et circulation thermohaline : stabilité, variabilité et impact du changement climatique

Que peut-on apprendre de la simulation réaliste de l'événement convectif de l'hiver 1986-87 ?

Une étude de cas réaliste a été réalisée pour l'événement convectif profond de l'hiver 1986-87 qui a eu lieu au large du golfe du Lion. Cette étude a été menée grâce au modèle OPAMED8 et aux forçages ERA40 corrigés. Des expériences de sensibilité aux forçages ont été réalisées.

La grande quantité de données in-situ disponible sur cet événement a permis une validation fine du comportement d'OPAMED8 vis à vis du processus de formation de la WMDW. La simulation reproduit les différentes phases de la convection (préconditionnement, entraînement de la LIW, mélange violent, restratification, export de la masse d'eau nouvellement formée) ainsi que les caractéristiques hydrologiques de la WMDW formée cette année-là. Ces résultats confirment ceux de Madec (*Madec*, 1990; *Madec et al.*, 1991b, 1996) mais ils sont ici obtenus avec un OGCM complet de la mer Méditerranée et sous les forçages les plus réalistes possibles en terme de chronologie temporelle et de répartition spatiale.

A la suite de tant d'autres, cette étude de cas a également mis en lumière l'importance de la variabilité temporelle et de la résolution spatiale des forçages ainsi que celle de la stratification verticale initiale des masses d'eau lorsque l'on veut simuler la convection profonde en Méditerranée Ouest. Nous avons également abouti à la quantification de la variabilité quotidienne des flux hivernaux et à la mise en place de diagnostics climatiques des différentes phases de la convection.

Cette étude démontre également l'apport de la modélisation numérique lors de ce type de "réanalyse" d'événements passés. Elle permet de combler les vides spatio-temporels des données in-situ et de calculer des grandeurs intégrées et/ou non-mesurables. Par exemple, pour l'hiver 1986-87, l'un des événements convectifs les plus intenses des 40 dernières

années, on a pu calculer un taux de formation de la WMDW d'environ 2 Sv.

Peut-on utiliser les flux de la réanalyse ERA40 pour forcer un modèle de mer Méditerranée ?

La réponse est oui mais pas en l'état. Les principaux défauts des flux de la réanalyse sont une évaporation nette E-P trop faible (sûrement liée aux paramétrisations physiques) et une tension de vent trop faible (sûrement liée à la faible résolution). Le bilan de chaleur est de bonne qualité. Une correction simple du flux d'eau est envisageable mais pas celle de la tension de vent. Les flux ERA40 semblent également sous-estimer les extrêmes à l'échelle quotidienne et interannuelle.

Cependant la qualité primordiale de la réanalyse ERA40 est sa chronologie temporelle tant à l'échelle quotidienne (cf. l'étude de l'hiver 1986-87) qu'à l'échelle interannuelle (simulation de l'EMT possible) et son homogénéité sur une longue période (1960-2001).

De ce point de vue, la descente en échelle dynamique d'ERA40 grâce à des modèles à aire limitée est à envisager. Elle permettrait d'augmenter la résolution spatiale des forçages et de modifier les paramétrisations des flux tout en conservant la chronologie et l'homogénéité.

Peut-on simuler et comprendre la variabilité interannuelle de la convection profonde au large du golfe du Lion et la circulation thermohaline associée ?

L'utilisation de modèles dédiés à l'étude de la variabilité interannuelle de la MTHC nous a permis de montrer que celle-ci est plus variable que ne le laissait penser les études menées jusqu'ici. Cette variabilité s'exprime en terme de profondeur de couche de mélange, de quantité d'eau formée et de caractéristiques hydrologiques des masses d'eau formées. Il apparaît également qu'une convection profonde variable mais régulière est difficilement stabilisable dans les modèles numériques peu contraints.

Si on met de coté les écarts de moyennes, la comparaison du comportement du modèle couplé et du modèle forcé a montré que la variabilité interannuelle de l'AORCM était significativement plus faible que celle d'OPAMED8 en terme de flux océan-atmosphère, de formation de masses d'eau et de circulation thermohaline. De par l'interactivité de sa SST, le modèle couplé possède une rétroaction négative supplémentaire qui limite sa variabilité temporelle (à toutes les échelles de temps) la rendant ainsi plus réaliste.

Nous avons montré au cours de cette étude que la variabilité interannuelle de la MTHC (au moins dans la partie Ouest) dépend au premier ordre de la variabilité de la perte de flottabilité en hiver et de celle de la stratification pré-hivernale. Ces deux grandeurs indépendantes pour un hiver donné présentent des variabilités comparables. Elles expliquent 60% de la variance du processus de convection profonde au large du golfe du Lion. Sur cette région, la variabilité de la perte de flottabilité hivernale est pilotée quasi-exclusivement par la perte nette de chaleur. Celle-ci semble liée aux grands modes de variabilité climatique hors Méditerranée et en particulier à la NAO. C'est également le cas de la tension de vent. La variabilité de la stratification est plus complexe. En état de quasi-équilibre, elle est corrélée à l'intensité de l'événement convectif de l'année précédente à travers une rétroaction qui s'avère positive sur le phénomène de convection : une convection forte l'année A tend à créer les conditions d'une convection forte l'année A+1 en affaiblissant la stratification. Notons cependant que la stratification verticale est également influencée par de nombreux autres facteurs tels que l'advection en surface, plus ou moins

aléatoire et liée aux flux air-mer en dehors de la zone et aussi à l'advection de LIW dans les couches intermédiaires.

Un schéma de synthèse a pu être proposé concernant la variabilité interannuelle de la formation de la WMDW. Une explication de la variabilité de ses caractéristiques hydrologiques est également obtenue.

Peut-on définir une méthodologie robuste permettant d'étudier l'impact du réchauffement climatique sur la mer Méditerranée avec un modèle océanique forcé ?

Après l'étude de l'état moyen et de la variabilité temporelle, il est logique de s'intéresser aux tendances de la MTHC. Malgré les travaux sur la simulation de l'EMT ou ceux concernant l'impact du barrage d'Assouan, les tendances de la MTHC au long du 20^{ème} siècle sont encore difficilement étudiables sans correction de flux ad-hoc. Au cours de cette thèse, nous avons décidé de nous pencher sur la possible évolution de la MTHC sous les conditions du réchauffement climatique prévu pour le 21^{ème} siècle (*Somot et al.*, 2005, cf. annexe D).

Nous avons mis en place une méthodologie cohérente permettant la descente en échelle d'un scénario de changement climatique global de l'IPCC. L'utilisation d'une simulation de contrôle, l'évolution cohérente de l'ensemble des forçages de la Méditerranée (Atlantique, fleuves, flux en surface, SST de rappel) et la nécessité de réaliser une simulation transitoire du 21^{ème} siècle sont les trois clés de voûte de la méthode.

Concernant le dernier point, celui de la simulation transitoire, il faut souligner qu'en océanographie, milieu intégrateur à forte mémoire, l'étude de l'impact du changement climatique par l'utilisation de *time-slice* est incohérente. En effet, nos conclusions précédentes sur le rôle de la stratification verticale sur le processus de convection met en avant l'importance des conditions initiales, celles-ci dépendant de l'historique de la simulation. Il est par exemple impossible de réaliser une simulation de la période 2070-2099 avec des conditions initiales n'ayant pas subi de manière continue les flux de la période 2000-2069.

Quel pourrait être l'impact du changement climatique sur la circulation thermohaline de la mer Méditerranée ?

Nous avons réalisé un scénario de 140 ans (1960-2099) de la mer Méditerranée en mode forcé sous l'hypothèse A2 de l'IPCC. Une simulation de contrôle de même durée mais en répétant le forçage des années 1960-1980 a été réalisé en parallèle pour valider la stabilité du modèle.

Le réchauffement et la salinisation des masses d'eau a pu être quantifié tout au long de la simulation transitoire. Les facteurs principaux d'évolution sont les flux de surface et la diminution du débit des fleuves. Ce sont ces derniers qui pilotent principalement l'hétérogénéité spatiale des changements de salinité. Les effets contradictoires de ce réchauffement et de cette salinisation se soldent par une diminution importante de la MTHC. L'intensité de celle-ci s'affaiblit aux profondeurs intermédiaires (-20% à la fin du 21^{ème} siècle) et s'effondre en profondeur (-60 %) alors qu'elle est stable dans la simulation de contrôle. Si on suit ce scénario, la MTHC deviendrait peu à peu une circulation peu profonde rendant le fond de la Méditerranée anoxique comme ce fut le cas par le passé. L'impact de ce scénario sur l'activité biogéochimique en Méditerranée reste à évaluer. Même si notre modèle n'est pas idéal pour répondre à la question des liens entre Atlantique et Méditerranée, il semble

que les échanges à Gibraltar diminuent peu en terme de volume mais il est clair que l'évolution rapide des caractéristiques des masses d'eau en Méditerranée peut influencer fortement les eaux intermédiaires atlantiques (réchauffement et salinisation).

Par ailleurs, l'hétérogénéité spatiale de la réponse de la Méditerranée justifie pleinement l'utilisation d'un modèle océanique à haute résolution spatiale.

Cependant, il faut garder à l'esprit que ce premier scénario de changement climatique de la mer Méditerranée n'est qu'un scénario parmi d'autres (IPCC-A2) réalisé avec un modèle particulier (OPAMED8) et sous un forçage particulier (ARPEGE-Climat). De nombreuses incertitudes subsistent concernant le possible avenir de la MTHC. Ces incertitudes ne pourront être évaluées que par la mise en commun des efforts d'une communauté scientifique plus large réunie au cœur de projets inter-laboratoires et inter-disciplinaires.

6.2.2 Cyclogénèse et dépressions méditerranéennes

ARPEGE-Climat est-il capable de simuler correctement la cyclogénèse et les caractéristiques des dépressions méditerranéennes ?

Pour répondre à cette question, nous avons adapté un logiciel de suivi automatique et objectif des dépressions au cas de la Méditerranée puis nous l'avons appliqué aux sorties d'ARPEGE-Climat "Medias". La comparaison avec un suivi réalisé sur la réanalyse ERA40 nous permet d'affirmer qu'ARPEGE-Climat simule correctement le nombre, les caractéristiques et la répartition spatiale et temporelle des cyclogénèses et des trajectoires des dépressions méditerranéennes.

La seule différence notable est l'intensité des dépressions produites qui sont plus fortes dans ARPEGE-Climat que dans ERA40 sans doute à cause de l'écart en résolution.

Quel est l'impact de la SST et du couplage océan-atmosphère sur les dépressions méditerranéennes ?

Au premier ordre le modèle couplé est peu différent du modèle forcé concernant les dépressions méditerranéennes. Les différences apparaissent uniquement lorsque l'on considère le cœur des dépressions les plus fortes en hiver, c'est-à-dire le lieu et le moment où les pertes de chaleur sont les plus fortes pour la mer Méditerranée et où les interactions air-mer liées à la SST sont donc les plus efficaces. Au cours de cette étude, on a montré que le couplage proprement dit possède un impact significatif sur les pluies et sur les échanges de chaleur et d'humidité au cœur de la dépression type en hiver. Le modèle couplé produit des dépressions types moins gourmandes en énergie et en humidité et donc moins pluvieuses. En janvier, le couplage entraîne également un nombre plus faible de cyclogénèses dans le golfe de Gênes et une variabilité interannuelle plus faible. En revanche, il ne joue pas sur les caractéristiques de vitesse ou de durée de vie des dépressions.

Par ailleurs, nous avons montré au cours de cette étude un impact net de la SST sur le nombre et les caractéristiques des dépressions en Méditerranée (pluie, flux océan-atmosphère). Une SST froide entraîne moins de cyclogénèses et des dépressions moins gourmandes en énergie et moins pluvieuses.

La cyclogénèse méditerranéenne est-elle sensible au réchauffement climatique ?

En accord avec de nombreuses autres études rendant ainsi nos résultats robustes, nous obtenons une diminution significative du nombre de dépressions méditerranéennes en moyenne sur l'année (-8%) à la fin du 21^{ème} siècle dans un scénario IPCC-A2. Cette baisse est observée en toute saison sauf en été où le nombre de dépressions est constant ou en hausse suivant les zones de cyclogénèse. La plupart des caractéristiques des dépressions (localisation des zones de cyclogénèse, vitesse, distance parcourue, temps de vie, trajectoires) n'est pas affectée au cours du scénario.

Cependant des changements notables sont simulés concernant le régime des précipitations associées aux dépressions méditerranéennes. Une baisse des pluies en été au cœur de la dépression type née dans le golfe de Gênes est ainsi observée. On pense que ce résultat explique en partie l'assèchement observé sur le pourtour nord de la Méditerranée en été dans la majorité des scénarios de changement climatique réalisés avec des modèles régionaux. Contrairement à l'été, une hausse importante des précipitations est simulée pour les saisons intermédiaires et en particulier en automne, saison pour laquelle on observe la majorité des événements extrêmes de précipitations liés aux dépressions méditerranéennes.

6.3 Perspectives

6.3.1 Flux océan-atmosphère et variabilité

- Quoique les flux d'ARPEGE-Climat soient déjà très utiles pour l'étude de la mer Méditerranée, leur amélioration reste une piste prioritaire pour poursuivre notre étude. Elle peut être abordée de plusieurs manières. L'une d'entre elles consiste à utiliser des formules *bulk* interactives utilisant les champs d'ARPEGE-Climat au premier niveau du modèle et la SST d'OPAMED8 pour calculer les flux air-mer au cours de l'intégration du modèle océanique. Cette méthode sera testée au CNRM en 2006 avec une nouvelle génération de formules *bulk* développée au CNRM dans le cadre du projet MERSEA.

- Une autre solution est la correction de flux. Pour le modèle couplé régional, une technique simple de correction de flux ne bridant pas la variabilité a été testée avec succès au cours de cette thèse. Elle permet d'obtenir une simulation couplée régionale stabilisée en surface et dans la masse et ne présentant pas de biais. L'étude du comportement de la convection profonde et de la MTHC avec cette correction sera réalisée en 2006 lorsque une simulation longue aura été terminée.

- Un autre point important est d'obtenir que tous les forçages de la mer Méditerranée induisent leur part de variabilité interannuelle océanique. C'est le cas des flux air-mer qui constituent le forçage le plus important de la variabilité en Méditerranée mais dans nos simulations, ce n'est pas le cas des fleuves ou des conditions de la zone de rappel Atlantique. Ce défaut pourra être comblé dans l'avenir grâce à de nouvelles bases de données disponibles pour le débit des fleuves et grâce au projet MERCATOR pour les conditions en Atlantique. Une meilleure paramétrisation des échanges mer Noire - mer Egée est également à envisager, prenant en compte la répartition verticale de ces échanges.

6.3.2 Convection profonde et MTHC

- L'étude de cas de l'hiver 1986-87 a mis en lumière la nécessité d'allier chronologie temporelle réaliste et haute résolution des flux pour ce type d'étude. La complexité des forçages (différentes échelles de temps et d'espace, non-linéarités, cohérence physique des différents forçages) privilégie la méthode du *downscaling* dynamique d'ERA40 par des modèles à aire limitée. On peut prévoir pour 2007 l'apparition de telles simulations sur 40 ans et avec une résolution spatiale de 20 km (projet Européen ENSEMBLES). Pour la Méditerranée, elles permettront une meilleure validation, des études de processus dans un cadre réaliste mais aussi l'analyse de la variabilité interannuelle et des tendances de ces processus pour la fin du 20^{ème} siècle. Nous espérons être associés à cette aventure scientifique grâce à l'apport du premier modèle à aire limitée climatique du CNRM : ALADIN-Climat.

- La reprise de l'étude de l'hiver 1986-87 avec un AORCM constitué d'ALADIN-Climat et de OPAMED8 forcé aux bords par ERA40 sera également très intéressante pour la compréhension et la quantification de la rétroaction à petites échelles de temps et d'espace de la SST sur les flux air-mer lors du phénomène de convection profonde.

- Concernant la compréhension de la variabilité interannuelle de la formation de la WMDW (et des rétroactions), plusieurs études de sensibilité restent à mener afin de séparer l'influence des différents forçages. Le développement de bases de données in-situ homogènes et interannuelles ainsi que la mise en place de réanalyses océanographiques incluant une assimilation de données devraient permettre d'améliorer la validation et la compréhension de la variabilité interannuelle des modèles.

- Dans le cadre de l'étude de l'impact du changement climatique sur la MTHC, certaines questions importantes restent en suspens. Parmi celles-ci, l'impact des changements méditerranéens sur l'océan Atlantique à travers les Mediterranean Outflow Waters et l'impact sur la biogéochimie marine de la Méditerranée semblent importants à évaluer.

Concernant l'amélioration scientifique du scénario, le point le plus préoccupant de notre méthode est l'utilisation d'anomalies de SST provenant d'un AOGCM basse résolution pour calculer la SST utilisée lors du rappel en surface. Cela coupe la possibilité de rétroactions des changements de la MTHC sur cette SST et donc sur l'atmosphère et sur la Méditerranée elle-même. Cela tend également à uniformiser spatialement la réponse de la température de la Méditerranée contrairement à la réponse de la salinité. Ce point faible sera éliminé très prochainement (simulation en cours) par l'utilisation de l'AORCM développé durant cette thèse pour simuler un scénario IPCC-A2 du 21^{ème} siècle en Méditerranée.

6.3.3 Cyclogénèse

- L'étude de la cyclogénèse en Méditerranée doit être poursuivie dans plusieurs directions. Nous voulons tout d'abord adapter le logiciel de suivi pour profiter pleinement de la haute résolution d'ARPEGE-Climat à 50 km.

- L'impact significatif de la SST et du couplage sur le nombre, les caractéristiques et la variabilité des dépressions nous amène à envisager la reprise de cette étude avec un scénario réalisé avec l'AORCM SAMM. Les résultats concernant les précipitations

pourraient en être affectés.

- Dans le cadre du réchauffement climatique, les résultats sur les précipitations doivent être poussés afin de quantifier quelle part de l'assèchement d'été du bassin méditerranéen est réellement due à cette diminution des précipitations au cœur des dépressions d'été et surtout pourquoi. La hausse des précipitations associées aux dépressions intenses en automne pose également la question d'une augmentation des événements extrêmes de type cévenol en France sous l'impact du changement climatique. Cette question n'est cernable que par l'utilisation d'une hiérarchie de modèles allant de l'échelle climatique à l'échelle des précipitations intenses sous les cellules convectives. C'est l'ambition du projet français CYPRIM.

- L'utilisation de composites a montré qu'en hiver les dépressions nées dans le golfe de Gênes représentent des anomalies de vent fort, de fortes pertes de chaleur pour la mer (sensible et latente) et de fortes précipitations en comparaison de leur environnement. On souligne ainsi l'importance de ces événements synoptiques sur la dynamique de la mer Méditerranée et en particulier en hiver lors de la période de convection profonde dans le golfe du Lion. Une étude statistique des liens entre dépressions et convection reste à faire.

Bibliographie

- Aldrian, E., D. Sein, D. Jacob, L. Dümenil Gates, and R. Podzum (2005), Modelling indonesian rainfall with a coupled regional model, *Clim. Dyn.*, *25*, 1–17, doi :10.1007/s00382-004-0483-0.
- Alhammoud, B., K. Béranger, L. Mortier, M. Crépon, and I. Dekeyser (2005), Surface circulation of the levantine basin : comparison of model results with observations, *Prog. Oceanogr.*, *66*(2-4), 299–320, doi :10.1016/j.pocean.2004.07.015, in press.
- Alpert, P., B. U. Neeman, and Y. Shal-El (1990), Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data, *Tellus*, *42A*, 65–77.
- Alpert, P., et al. (2002), The paradoxical increase of mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(0), doi :10.1029/2001GL013554.
- Arakawa, A. (1972), *Design of UCLA general circulation model*, University of California.
- Artale, V., D. Iudicone, R. Santoleri, V. Rupolo, S. Marullo, and F. D’Ortenzio (2002), Role of surface fluxes in ocean general circulation models using satellite sea surface temperature : validation of and sensitivity to the forcing of the mediterranean thermohaline circulation, *J. Geophys. Res.*, *107*(C8).
- Artegiani, A., D. Bregant, E. Paschini, N. Pinardi, F. Raicich, and A. Russo (1997), The Adriatic Sea general circulation. Part I : air-sea interactions and water mass structure, *J. Phys. Oceanogr.*, *27*(8), 1492–1514, doi :10.1029/2003JD003857.
- Ashkenazy, Y., and P. Stone (2003), Box modeling of the eastern mediterranean sea, *J. Phys. Oceanogr.*, submitted.
- Asselin, R. (1972), Frequency filter for time integration, *Mon. Wea. Rev.*, *100*, 487–490.
- Astraldi, M., and G. Gasparini (1992), The seasonal characteristics of the circulation in the north mediterranean basin and their relationship with the atmospheric-climatic conditions, *J. Geophys. Res.*, *97*, 9531–9540.
- Ayrault, F. (1995), Suivi automatique des tourbillons sur l’atlantique nord, Master’s thesis, Univ. Paul Sabatier, Toulouse.
- Ayrault, F. (1998), Environnement, structure et évolution des dépressions météorologiques : réalité climatologique et modèles types, Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Ayrault, F., and A. Joly (2000a), Une nouvelle typologie des dépressions météorologiques : classification des phases de maturation, *CR Acad. Sci. Paris, Earth and Planetary Sciences*, *330*, 167–172.

- Ayrault, F., and A. Joly (2000b), L'origine des dépressions météorologiques sur l'Atlantique : nouvelle perspective climatologique, *CR Acad. Sci. Paris, Earth and Planetary Sciences*, 330, 173–178.
- Bagnouls, F., and H. Gaussen (1953), Saison sèche et indice xérothermique, *Extrait du bulletin de la société d'histoire naturelle de Toulouse*, 88.
- Barlan, C., and E. Caillaud (2004), La cyclogénèse en Méditerranée : approche par la modélisation climatique, Stage de fin d'étude de l'ENM, n.922, Encadrement : Michel Déqué, Samuel Somot (CNRM/GMGEC/EAC), Bruno Joly (CNRM/GMME/RECYF).
- Barlan, C., E. Caillaud, P. Charpentier, and C. Dehouck (2003), Modélisation de l'apport d'eau douce des fleuves en méditerranée, Stage de modélisation de l'ENM, Encadrement : Michel Déqué (CNRM/GMGEC/EAC), Florence Sevault (CNRM/GMGEC/MEMO).
- Barnier, B., M. Crépon, and C. Le Provost (1989), Horizontal ocean circulation forced by deep-water formation. part II : A quasi-geostrophic simulation, *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 1794–1808.
- Barnier, B., L. Siefridt, and P. Marchesiello (1995), Thermal forcing for a global ocean circulation model using a three year climatology of ECMWF analyses, *J. Mar. Syst.*, 6(4), 363–380.
- Beck, A., B. Ahrens, and K. Stadlbacher (2004), Impact of nesting strategies in dynamical downscaling of reanalysis data, *Geophys. Res. Lett.*, 31(L19101), doi : 10.1029/2004GL020115.
- Beltrando, G., and L. Chémery (1995), *Dictionnaire du Climat/indice climatique*, Larousse ed., France.
- Benoit, V., A. Kasmi, and N. Wilpart (2004), Forçage du modèle OPA-Méditerranée par les flux et la température de surface issus de la réanalyse ERA40 du CEP, Stage de modélisation de l'ENM, Encadrement : Florence Sevault (CNRM/GMGEC/MEMO).
- Blanke, B., and P. Delecluse (1993), Variability of the tropical Atlantic ocean simulated by a general circulation model with two different mixed layer physics, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1363–1388.
- Bougeault, P. (1985), A simple parametrization of the large-scale effects of deep cumulus convection, *Mon. Wea. Rev.*, 113, 2108–2121.
- Bougeault, P., and R. Sadourny (2000), *Dynamique de l'Atmosphère et de l'océan*, 2000 ed., Ecole Polytechnique, France.
- Boukthir, M., and B. Barnier (2000), Seasonal and inter-annual variations in the surface freshwater flux in the Mediterranean Sea from the ECMWF re-analysis project, *J. Mar. Syst.*, 24, 343–354.
- Brankart, J., and P. Brasseur (1998), The general circulation in the Mediterranean Sea : a climatological approach, *J. Mar. Syst.*, 18, 41–70.

- Brankart, J., and N. Pinardi (2001), Abrupt cooling of the Mediterranean Levantine Intermediate Water at the beginning of the 1980s : Observational evidence and model simulation, *J. Phys. Oceanogr.*, *31*, 2307–2320.
- Brasseur, P., J. Beckers, J. Brankart, and R. Schoenauen (1996), Seasonal temperature and salinity fields in the mediterranean sea : Climatological analyses of a historical data set, *Deep-Sea Res.*, *43*(2), 159–192.
- Briand, F. (Ed.) (2000), *The Eastern Mediterranean climatic Transient, its origin, evolution and impact on the ecosystem*, *CIESM Workshop Series*, vol. 10, CIESM, 16 Boulevard de Suisse, MC-98000 Monaco.
- Briand, F. (Ed.) (2002), *Tracking long-term hydrological change in the Mediterranean Sea*, *CIESM Workshop series*, vol. 16, CIESM, 16 Boulevard de Suisse, MC-98000 Monaco, 134 pp.
- Bryden, H., and T. Kinder (1991), Steady two-layer exchange through the Strait of Gibraltar, *Deep-Sea Res.*, *38*, S445–S463.
- Bryden, H., and H. Stommel (1984), Limiting processes that determine basic features of the circulation in the Mediterranean Sea, *Oceanologica Acta*, *7*, 289–296.
- Bryden, H., J. Candela, and T. Kinder (1994), Exchange through the strait of gibraltar, *Prog. Oceanogr.*, *33*, 201–248.
- Bunker, Charnock, and Goldsmith (1982), A note on the heat balance of the Mediterranean and Red Seas, *J. Mar. Syst.*, *40*, 73–84, supplement.
- Bunker, A. (1972), Wintertime interactions of the atmosphere with the mediterranean sea, *J. Phys. Oceanogr.*, *2*, 225–238.
- Béranger, K. (2001), *Modélisation aux équations primitives à très haute résolution de la circulation générale de la Méditerranée*, rapport Octobre 2001, Marché 99 87 036 lot 1.
- Béranger, K. (2002), *Modélisation aux équations primitives à très haute résolution de la circulation générale de la Méditerranée*, rapport annuel, Janvier 2002, Marché 00.87.109.00.470.29.25.
- Béranger, K., L. Mortier, G. Gasparini, L. Gervasio, M. Astraldi, and M. Crépon (2004), The dynamic of the Sicily Strait : A comprehensive study from observations and models, *Deep-Sea Res., Part II*, *51*(4-5), 411–440.
- Béranger, K., L. Mortier, and M. Crépon (2005), Seasonal variability of transports through the Gibraltar, Sicily and Corsica Straits from a high resolution Mediterranean model, *Prog. Oceanogr.*, *66*(2-4), 341–364, doi :10.1016/j.pocean.2004.07.013, in press.
- Béranger, K., et al. (2006), Interannual variability of water formation derived from a high resolution model of the mediterranean sea, *Ocean Dyn.*, submitted.
- Béthoux, J. (1979), Budgets of the Mediterranean Sea. Their dependence on the local climate and on the characteristics of the Atlantic waters, *Oceanologica Acta*, *2*, 157–163.

- Béthoux, J. (1980), Mean water fluxes across sections in the Mediterranean Sea, evaluated on the basis of water and salt budgets and observed salinities, *Oceanologica Acta*, *3*, 79–88.
- Béthoux, J. (1993), Mediterranean sapropel formation, dynamic and climatic viewpoints, *Oceanologica Acta*, *16*, 127–133.
- Béthoux, J., and B. Gentili (1994), *Ocean Processes in Climate Dynamics : Global and Mediterranean Example*, NATO ASI Series, vol. 419, chap. The Mediterranean Sea, a test area for marine and climatic interaction, pp. 239–254, Kluwer Academic.
- Béthoux, J., and B. Gentili (1999), Functioning of the mediterranean sea : Past and present changes related to freshwater input and climatic changes, *J. Mar. Syst.*, *20*, 33–47.
- Béthoux, J., B. Gentili, J. Raunet, and D. Tailliez (1990), Warming trend in the Western Mediterranean Deep Water, *Nature*, *347*, 660–662.
- Béthoux, J., B. Gentili, and D. Tailliez (1998), Warming and freshwater budget change in the Mediterranean since the 1940s, their possible relation to the greenhouse effect, *Geophys. Res. Lett.*, *25*(7), 1023–1026.
- Béthoux, J., B. Gentili, P. Morin, and E. Nicolas (1999), The mediterranean sea : a miniature ocean for climatic and environmental studies and a key for the climatic functioning of the north atlantic, *Prog. Oceanogr.*, *44*, 131–146.
- Béthoux, J. P., and B. Gentili (1996), The mediterranean sea, coastal and deep-sea signatures of climatic and environmental changes, *J. Mar. Syst.*, *7*, 383–394.
- Béthoux, J. P., X. Durieu de Madron, F. Nyffeler, and D. Tailliez (2002), Deep water in the western mediterranean : peculiar 1999 and 2000 characteristics, shelf formation hypothesis, variability since 1970 and geochemical inferences, *J. Mar. Syst.*, *33-34*, 117–131.
- Castellari, S., N. Pinardi, and K. Leaman (1998), A model study of air-sea interactions in the mediterranean sea, *J. Mar. Syst.*, *18*, 89–114.
- Castellari, S., N. Pinardi, and K. Leaman (2000), Simulation of the water mass formation processes in the Mediterranean Sea : Influence of the time frequency of the atmospheric forcing, *J. Geophys. Res.*, *105*(C10), 24,157–24,181.
- Chanut, J. (2003), Paramétrisation de la restratification après convection profonde en mer du labrador, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, in french.
- Christensen, J., T. Carter, and F. Giorgi (2002), Prudence employs new methods to assess European climate change, *EOS*, *83*, 147.
- Crépon, M., M. Boukthir, B. Barnier, and F. Aikman III (1989), Horizontal ocean circulation forced by deep-water formation. part I : An analytical study, *J. Phys. Oceanogr.*, *19*, 1781–1792.
- Cubasch, U., J. Waszkewitz, G. Hegerl, and J. Perlwitz (1995), Regional climate changes as simulated in time-slice experiments, *Clim. Change*, *31*, 273–304.

- Curry, R., B. Dickson, and I. Yashayaev (2003), A change in the freshwater balance of the Atlantic ocean over the past four decades, *Nature*, 426(6968), 826–828.
- Demirov, E., and N. Pinardi (2002), Simulation of the mediterranean sea circulation from 1979 to 1993 : Part 1. the interannual variability, *J. Mar. Syst.*, 33-34, 23–50.
- D’Ortenzio, F., D. Iudicone, C. de Boyer Montegut, P. Testor, D. Antoine, S. Marullo, R. Santoreli, and G. Madec (2005), Seasonal variability of the mixed layer depth in the mediterranean sea as derived from in situ profiles, *Geophys. Res. Lett.*, 32(L12605), doi :10.1029/2005GL022463.
- Douville, H., S. Planton, J. Royer, D. Stephenson, S. Tyteca, L. Kergoat, S. Lafont, and R. Betts (2000), The importance of vegetation feedbacks in the doubled-co₂ time slice experiments, *J. Geophys. Res.*, 105, 14,841–14,861.
- Douville, H., F. Chauvin, J. Royer, D. Salas-Mélia, and S. Tyteca (2002), Sensitivity of the hydrological cycle to increasing amounts of greenhouse gases and aerosols, *Clim. Dyn.*, 20, 45–68.
- Drillet, Y., R. Bourdallé-Badie, L. Siefridt, and C. Le Provost (2005), The meddies in the mercator north atlantic and mediterranean sea eddy-resolving model, *J. Geophys. Res.*, 110(C03016), doi :10.1029/2003JC002170, in press.
- Dufau-Julliand, C., P. Marsaleix, A. Petrenko, and I. Dekeyser (2004), 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, *J. Geophys. Res.*, 109(C11002), doi :10.1029/2003JC002019.
- Déqué, M., and J. Piedelievre (1995), High-resolution climate simulation over Europe, *Clim. Dyn.*, 11, 321–339.
- Déqué, M., C. Dreveton, A. Braun, and D. Cariolle (1994), The ARPEGE-IFS atmosphere model : a contribution to the French community climate modelling, *Clim. Dyn.*, 10, 249–266.
- Déqué, M., P. Marquet, and R. Jones (1998), Simulation of climate change over Europe using a global variable resolution general circulation model, *Clim. Dyn.*, 14, 173–189.
- Déqué, M., et al. (2005a), Global high resolution versus limited area model scenarios over europe : results from the prudence project, *Clim. Dyn.*, accepted.
- Déqué, M., et al. (2005b), An intercomparison of regional climate models for europe : assessing uncertainties in model projections, *Climatic Change*, submitted.
- El Akkraoui, A., S. Faroux, and L. Gonard (2003), Relations flux-température en méditerranée à l’échelle interannuelle, Stage de climatologie de l’ENM, Encadrement : Michel Déqué, Florence Sevault, Samuel Somot (CNRM/GMGEC).
- Eymard, L., A. Weill, D. Bourras, P. Guerin, P. Le Borgne, and J. Lefèvre (2003), Use of ship mean data for validating model and satellite flux fields during the fetch experiment, *J. Geophys. Res.*, 108(C3), 80–60.

- Ferry, N. (2001), Flux de surface de chaleur et d'eau douce en atlantique nord : contributions aux variations de niveau de la mer et apports pour la modélisation numérique océanique, Ph.D. thesis, Université de Toulouse III.
- Fons, C. (1979), *Cyclogénèse du bassin méditerranéen*, Météo-France, Monographie, n.109.
- Fontaine, B., N. Philippon, S. Trazaska, and P. Roucou (2002), Spring to summer changes in the west african monsoon through ncep/ncar reanalyses (1968-1998), *J. Geophys. Res.*, *107*(0).
- Fox, A., and K. Haines (2003), Interpretation of water mass transformations diagnosed from data assimilation, *J. Phys. Oceanogr.*, *33*, 485–498.
- Fuda, J., G. Etiope, C. Millot, P. Favali, M. Calcara, G. Smiraglio, and E. Boschi (2002), Warming, salting and origin of the Tyrrhenian Deep Water, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(19).
- Gent, P., and J. McWilliams (1990), Isopycnal mixing in ocean circulation models, *J. Phys. Oceanogr.*, *20*, 150–155.
- Gibelin, A.-L., and M. Déqué (2003), Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model, *Clim. Dyn.*, *20*, 327–339.
- Gibson, J., P. Kållberg, S. Uppala, A. Hernandez, and E. Serano (1997), Era description, in *ECMWF Re-analysis project report series*, ECMWF Re-analysis project report series, ECMWF, Shinfield Park, Reading, RG2 9AX, U.K.
- Gilman, C., and C. Garrett (1994), Heat flux parameterizations for the Mediterranean Sea : the role of atmospheric aerosols and constraints from the water budget, *J. Geophys. Res.*, *99*, 5119–5134.
- Giorgi, F., and L. Mearns (1999), Regional climate modeling revisited. an introduction to the special issue, *J. Geophys. Res.*, *104*, 6335–6352.
- Giorgi, F., X. Bi, and J. Pal (2004), Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. Part I : Present-day climate (1961-1990), *Clim. Dyn.*, *22*, 733–756.
- Haines, K., and C. Old (2005), Diagnosing natural variability of north atlantic water masses in HadCM3, *J. Climate*, in press.
- Haines, K., and P. Wu (1995), A modelling study of the thermohaline circulation of the Mediterranean Sea : water formation and dispersal, *Oceanologica Acta*, *18*(4), 401–417.
- Haines, K., and P. Wu (1998), GCM studies of intermediate and deep waters in the Mediterranean, *J. Mar. Syst.*, *18*, 197–214.
- Hamad, N., C. Millot, and I. Taupier-Letage (2005), A new hypothesis about the surface circulation in the eastern basin of the mediterranean sea, *Prog. Oceanogr.*, *66*, 287–298.
- Harzallah, A., D. Cadet, and M. Crépon (1993), Possible forcing effects of net evaporation, atmospheric pressure, and transient on water transports in the mediterranean sea, *J. Geophys. Res.*, *98*(C7), 12,341–12,350.

- Herbaut, C., L. Mortier, and M. Crépon (1996), A sensitivity of the general circulation of the western mediterranean sea. part I : the response to density forcing through the straits, *J. Phys. Oceanogr.*, 26(1).
- Herbaut, C., F. Codron, and M. Crépon (1998), Separation of a coastal current at a strait level : case of the strait of sicily, *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 1346–1362.
- Hodges, K. (1995), Feature tracking on the unit sphere, *Mon. Wea. Rev.*, 123, 3458–3465.
- Hoskins, B., and K. Hodges (2002), New perspectives on the northern hemisphere winter storm tracks, *Amer. Meteor. Society*, 59, 1041–1061.
- Hu, R., S. Planton, D. M., P. Marquet, and A. Braun (2001), Why is the climate forcing of sulfate aerosols so uncertain?, *Advances in Atmospheric Sciences*, 18, 1103–1120.
- INM/WMO (1997), *INM/WMO International Symposium on Cyclones and Hazardous Weather in the Mediterranean*, co-edited by centro de publicaciones del ministerio de medio ambiente (madrid, spain) and universitat de les illes balears (palma, spain) ed., Spain.
- IPCC (2001), *Climate change 2001. The scientific basis. Contribution of Working Group I to the third assessment report of the IPCC*, houghton, ding, griggs, noguer, van der linder, dai, maskell, johnson ed., 881 pp., Cambridge University Press, Cambridge, U.K.
- Iudicone, D., R. Santoreli, S. Marullo, and P. Gerosa (1998), Sea level variability and surface eddy statistics in the mediterranean sea from topex-poseidon data, *J. Geophys. Res.*, 103(C2), 2995–3011.
- Jackett, D., and T. McDougall (1995), Minimal adjustment of hydrographic data to achieve static stability, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 12, 381–389.
- Jacob, D., et al. (2005), An inter-comparison of regional climate models for europe : Design of the experiments and model performance, *Climatic Change*, submitted.
- Jan, G. (2001), Réponse des couches de la surface océanique aux forçages atmosphériques avec un modèle à haute résolution verticale. application à la mer méditerranée, Ph.D. thesis, Univ. Paris 6.
- Josey, S. (2003), Changes in the heat and freshwater forcing of the eastern mediterranean and their influence on deep water formation, *J. Geophys. Res.*, 108(C7), 1–18, doi : 10.1029/2003JC001778.
- Josey, S., E. Kent, and P. Taylor (1999), New insights into the ocean heat budget closure problem from analysis of the soc air-sea flux climatology, *J. Climate*, 12, 2,856–2,880.
- Klein, B., W. Roether, B. Manca, D. Bregant, V. Beitzel, V. Kovacevic, and A. Luchetta (1999), The large deep water transient in the eastern Mediterranean, *Deep-Sea Res., Part I*, 46, 371–414.
- Klein, B., W. Roether, N. Kress, B. Manca, M. Ribera D’Alcala, E. Souvermezoglou, A. Theocharis, G. Civitarese, and A. Luchetta (2003), Accelerated oxygen consumption in eastern Mediterranean deep waters following the recent changes in thermohaline circulation, *J. Geophys. Res.*, 108(C9).

- Klinger, X., J. Marshall, and U. Send (1996), Representation of convective plumes by vertical adjustment, *J. Geophys. Res.*, *101*, 18,175–18,182.
- Korres, G., N. Pinardi, and A. Lascaratos (2000a), The ocean response to low frequency interannual atmospheric variability in the Mediterranean Sea. part I : Sensitivity experiments and energy analysis, *J. Climate*, *13*(4), 705–731.
- Korres, G., N. Pinardi, and A. Lascaratos (2000b), The ocean response to low frequency interannual atmospheric variability in the Mediterranean Sea. part II : Empirical orthogonal functions analysis, *J. Climate*, *13*, 732–745.
- Korres, G., A. Lascaratos, E. Hatziapostolou, and P. Katsafados (2002), Towards an ocean forecasting system for the aegean sea, *The Global Atmos. and Ocean Syst.*, *8*, 191–218.
- Lacombe, H. (1971), *Les mouvements de la mer*, Doin editeur, 8 place de l'Odéon, 75006 Paris, 47 pp.
- Lacombe, H., and P. Tchernia (1960), Quelques traits généraux de l'hydrologie en méditerranée, *Cahiers Océanographiques*, *12*, 527–547.
- Lascaratos, A. (1993), Estimation of deep and intermediate water mass formation rates in the mediterranean sea, *Deep-Sea Res.*, *40*(6), 1327–1332.
- Lascaratos, A., and K. Nittis (1998), A high-resolution 3-d numerical study of intermediate water formation in the levantine sea, *J. Geophys. Res.*, *103*, 18,497–18,511.
- Lascaratos, A., R. Williams, and E. Tragou (1993), A mixed-layer study of the formation of levantine intermediate water, *J. Geophys. Res.*, *98*(C8), 14,739–14,749.
- Lascaratos, A., W. Roether, K. Nittis, and B. Klein (1999), Recent changes in deep water formation and spreading in the Eastern Mediterranean Sea : A review, *Prog. Oceanogr.*, *44*, 5–36.
- Leaman, K., and F. Schott (1991), Hydrographic structure of the convection regime in the gulf of lions : Winter 1987, *J. Phys. Oceanogr.*, *21*, 575–598.
- Lebeaupin, C., V. Ducrocq, and H. Giordani (2005), Sensitivity of torrential rain events to the sea surface temperature based on high-resolution numerical forecasts, *J. Geophys. Res.*, submitted.
- Li, L. (2005), Atmospheric GCM response to an idealized anomaly of the mediterranean sea surface temperature, *J. Climate*, submitted.
- Li, L., and S. Conil (2003), Transient response of an atmospheric gcm to north atlantic sst anomalies, *J. Climate*, *16*, 3993–3998.
- Lionello, P., F. Dalan, and E. Elvini (2002), Cyclones in the Mediterranean region : the present and the doubled CO2 climate scenarios, *Climate Research*, *22*, 147–159.
- Lorant, V., and J. Royer (2001), Sensitivity of equatorial convection to horizontal resolution in aqua-planet simulations with a variable-resolution gcm, *Mon. Wea. Rev.*, *129*, 2730–2745.

- Lott, F. (1999), Alleviation of stationary biases in a gcm through a mountain drag parametrization scheme and a simple representation of mountain lift forces, *Mon. Wea. Rev.*, *115*, 788–801.
- Lott, F., and M. Miller (1997), A new subgrid-scale orographic drag parametrization : its formulation and testing, *Quater. J. Roy. Meteor. Soc.*, *123*, 101–127.
- Macdonald, A., J. Candela, and H. Bryden (1994), An estimate of the net heat transport through the Strait of Gibraltar, in *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea*, edited by P. L. V. Ed., Coastal Estuarine Studies 46., pp. 13–32, Amer. Geophys. Union.
- Machenhauer, B., M. Windelband, M. Botzet, J. H. Christensen, M. Déqué, J. Jones, P. M. Ruti, and G. Visconti (1998), *Validation and analysis of regional present-day climate and climate change simulations over Europe*, MPI, Hambourg, Germany, mPI Report n. 275.
- Madec, F., G. Lott, P. Delecluse, and M. Crépon (1996), Large-scale preconditioning of deep-water formation in the northwestern mediterranean sea, *J. Phys. Oceanogr.*, *26*, 1393–1408.
- Madec, G. (1990), La formation d'eau profonde et son impact sur la circulation régionale en Méditerranée occidentale : une approche numérique, Ph.D. thesis, Université Paris VI, Paris, in french.
- Madec, G., M. Chartier, and M. Crépon (1991a), The effect of the thermohaline forcing variability on deep water formation in the western mediterranean sea : a high-resolution three-dimensional numerical study, *Dyn. Atm. Oceans*, *15*, 301–332.
- Madec, G., M. Chartier, P. Delecluse, and M. Crépon (1991b), A three-dimensional numerical study of deep-water formation in the northwestern mediterranean sea, *J. Phys. Oceanogr.*, *21*, 1349–1371.
- Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard, and C. Levy (1998), *OPA 8.1, Ocean General Circulation Model, Reference Manual*, IPSL/LODYC, Paris, France, note du Pôle de modélisation n.11.
- Maheras, P., H. Flocas, and I. Patrikas (2001), A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region : spatial and temporal distribution, *Internat. J. Climato.*, *21*, 109–130.
- Malanotte-Rizzoli, P., and A. Bergamasco (1989), The general circulation of the eastern mediterranean. part i : The barotropic wind driven case, *Oceanologica Acta*, *12*(4), 335–351.
- Malanotte-Rizzoli, P., and A. Bergamasco (1991), The wind and thermally driven circulation of the eastern mediterranean sea. part ii : The baroclinic case, *Dyn. Atm. Oceans*, *15*, 179–214.
- Mariotti, A., M. Struglia, N. Zeng, and K.-M. Lau (2002), The hydrological cycle in the mediterranean region and implications for the water budget of the mediterranean sea, *J. Climate*, *15*, 1674–1690.

- Marshall, J., and F. Schott (1999), Open-ocean convection : observations, theory, and models, *Rev. Geophys.*, *37*(1), 1–64.
- Marshall, J., D. Jamous, and J. Nilsson (1999), Reconciling thermodynamic and dynamic methods of computation of water-mass transformation rates, *Deep-Sea Res., Part I*, *46*(1), 545–572.
- Matthiesen, S., and K. Haines (2003), A hydraulic box study of the Mediterranean response to postglacial sea level rise, *Paleoceanol.*, *18*(4).
- Mauritzen, C., Y. Morel, and J. Paillet (2001), On the influence of the mediterranean water on the central waters of the north atlantic ocean, *Deep-Sea Res.*, *48*(2), 347–381.
- MEDAR/MEDATLAS Group (2002), MEDAR/MEDATLAS 2002 database. cruise inventory, observed and analysed data of temperature and bio-chemical parameters, 4 CDrom.
- MEDOC Group (1970), Observations of formation of deep-water in the Mediterranean Sea, *Nature*, *227*, 1037–1040.
- Mertens, C., and F. Schott (1998), Interannual variability of deep-water formation in the northwestern Mediterranean, *J. Phys. Oceanogr.*, *28*, 1410–1423.
- Millot, C. (1987), Circulation of the western mediterranean sea, *Oceanologica Acta*, *10*, 143–149.
- Millot, C. (1991), Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western mediterranean, *Dyn. Atm. Oceans*, *15*, 179–214.
- Millot, C., M. Benzohra, and I. Taupier-Letage (1997), Circulation off algeria inferred from médiproduct-5 current meters, *Deep-Sea Res., Part I*, *44*(9-10), 1467–1495.
- Moisselin, J., M. Schneider, C. Canellas, and O. Mestre (2002), Les changements climatiques en france au xx siècle : Etudes des longues séries homogénéisées de données de température et de précipitations, *La Météorologie*, *38*, 45–56.
- Morcrette, J. (1990), Impact of changes to the radiation transfer properties in the ECMWF model, *Mon. Wea. Rev.*, *118*, 847–873.
- Mortier, L. (1992), Les instabilités du courant algérien., Ph.D. thesis, Thèse de doctorat de l'Université d'Aix-Marseille 2.
- Myers, P., and K. Haines (2000), Seasonal and interannual variability in a model of the Mediterranean under derived flux forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, *30*, 1069–1082.
- Myers, P., and K. Haines (2002), Stability of the Mediterranean's thermohaline circulation under modified surface evaporative fluxes, *J. Geophys. Res.*, *107*(C3).
- Myers, P., K. Haines, and S. Josey (1998a), On the importance of the choice of wind stress forcing to the modeling of the mediterranean sea circulation, *J. Geophys. Res.*, *103*(C8), 15,729–15,749.

- Myers, P., K. Haines, and E. Rohling (1998b), Modeling the paleocirculation of the Mediterranean : The last glacial maximum and the holocene with emphasis on the formation of sapropel s1, *Paleoceanol.*, *13*(6), 586–606.
- Nielsen, J. (1912), Hydrographic of the mediterranean and adjacent waters, *Report of the Danish Oceanographic Expedition 1908-1910 to the Mediterranean and Adjacent Waters*, *1*, 72–191.
- Nittis, K., and A. Lascaratos (1998), Diagnostic and prognostic numerical studies of liw formation, *J. Mar. Syst.*, *18*, 179–195.
- Nittis, K., A. Lascaratos, and A. Theocharis (2003), Dense water formation in the aegean sea : numerical simulations during the eastern mediterranean transient, *J. Geophys. Res.*, *108*(C9), 1–15.
- Nurser, A., R. Marsh, and R. Williams (1999), Diagnosing water mass formation from air-sea fluxes and surface mixing, *J. Phys. Oceanogr.*, *29*, 1468–1487.
- Oki, T., and Y. Sud (1998), Design of the global river channel network for total runoff integrating pathways (TRIP), *Earth Interactions* *2*, pp. –, available on-line at <http://EarthInteractions.org/>.
- Old, C., and K. Haines (2005), North atlantic subtropical mode waters and ocean memory in hadcm3, *J. Climate*, submitted.
- Ovchinnikov, I. (1984), The formation of the intermediate water in the mediterranean, *Oceanology*, *24*, 168–173.
- Ozsoy, E., A. Hecht, U. Unluata, S. Brenner, H. Sur, J. Bishop, M. Latif, Z. Rozenraub, and T. Oguz (1993), A synthesis of the levantine basin circulation and hydrography, 1985-1990, *Deep-Sea Res., Part II*, *40*, 1075–1119.
- Paz, S., Y. Tourre, and S. Planton (2003), North africa - west asia (nawa) sea-level pressure patterns and their linkages with the eastern mediterranean (em) climate, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(19), doi :10.1029/2003GL017862.
- Peixoto, J., M. De Almeida, R. Rosen, and D. Salstein (1982), Atmospheric moisture transport and the water balance of the mediterranean sea, *Water Resources Res.*, *18*, 83–90.
- Peyrille, P., and J.-P. Lafore (2005), An idealised two-dimensional framework to study the west african monsoon, *J. Atmos. Sci.*, soumis.
- Pinardi, N., G. Korres, A. Lascaratos, V. Roussenov, and E. Stanev (1997), Numerical simulation of the interannual variability of the mediterranean sea upper ocean circulation, *Geophys. Res. Lett.*, *24*(4), 425–428.
- Potter, R., and S. Lozier (2004), On the warming and salinification of the Mediterranean outflow waters in the north Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, doi : 10.1029/2003GL018161, l01202.
- Pujol, M.-I., and G. Larnicol (2005), Mediterranean sea eddy kinetic energy variability from 11 years of altimetric data, *J. Mar. Syst.*, in press.

- Quereda Sala, J., A. Gil Olcina, A. Perez Cuevas, J. Olcina Cantos, A. Rico Amoros, and E. Monton Chiva (2000), Climatic warming in the spanish mediterranean : natural trend or urban effect, *Clim. Change*, *46*, 473–483.
- Raicich, F., N. Pinardi, and A. Navarra (2003), Teleconnections between indian monsoon and sahel rainfall and the mediterranean, *Internat. J. Climato.*, *23*(2), 173–186.
- Reid, J. (1979), On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian-Greenland Sea, *Deep Sea Res., Part A*, *26*, 1199–1223.
- Reynaud, T., P. Legrand, H. Mercier, and B. Barnier (1998), A new analysis of hydrographic data in the Atlantic and its application to an inverse modeling study, *International WOCE Newsletters*, *32*.
- Ricard, J.-L., and J.-F. Royer (1993), A statistical cloud scheme for use in an AGCM, *Ann. Geophysicae*, *11*, 1095–1115.
- Rio, M.-H., and F. Hernandez (2004), A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model, *J. Geophys. Res.*, *109*(C12032), doi :doi :10.1029/2003JC002226.
- Rio, M.-H., P.-M. Poulain, A. Pascual, E. Mauri, and G. Larnicol (2005), A mean dynamic topography of the mediterranean sea computed from altimetric data, in-situ measurements and a general circulation model, *J. Mar. Syst.*, in press.
- Rixen, M., et al. (2005), The western mediterranean deep water : A proxy for climat change, *Geophys. Res. Lett.*, *32*(L12608), 1–4, doi :10.1029/2005GL022702.
- Robinson, A., W. Leslie, A. Theocharis, and A. Lascaratos (2001), *Encyclopedia of Ocean Sciences*, chap. Mediterranean Sea Circulation, pp. 1689–1706, Academic Press Ltd., London.
- Roether, W., B. Manca, B. Klein, D. Bregant, D. Georgopoulos, W. Beitzel, V. Kovacevic, and A. Luchetta (1996), Recent changes in eastern Mediterranean deep waters, *Science*, *271*, 333–334.
- Rohling, E., and H. Bryden (1992), Man-induced salinity and temperature increases in Western Mediterranean Deep Water, *J. Geophys. Res.*, *97*(C7), 11,191–11,198.
- Roussenov, V., E. Stanev, V. Artale, and N. Pinardi (1995), A seasonal model of the mediterranean sea general circulation, *J. Geophys. Res.*, *100*(C7), 13,515–13,538.
- Rowell, D. (2003), The impact of the Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season, *J. Climate*, *16*, 849–862.
- Royer, J.-F., et al. (2002), Simulation of climate changes during the 21-st century including stratospheric ozone, *Géosciences*, *334*(3), 147–154.
- Rupolo, V., S. Marullo, and D. Iudicone (2003), Eastern Mediterranean Transient studied with Lagrangian diagnostics applied to a Mediterranean OGCM forced by stellite SST and ECMWF wind stress for the years 1988-1993, *J. Geophys. Res.*, *108*(C9), 1–23.

- Ruti, P., S. Marullo, and F. D'Ortenzio (2005), Comparison of analysed and measured wind speeds in the perspective of mediterranean sea simulations, submitted.
- Räisänen, J., U. Hansson, A. Ullerstig, R. Döscher, L. Graham, C. Jones, H. Meier, P. Samuelsson, and U. Willén (2004), European climate in the late twenty-first century : regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios, *Clim. Dyn.*, *22*, 13–31, doi :10.1007/s00382-003-0365-x.
- Saporta, G. (1990), *Probabilités, analyse des données et statistique*, Editions Technip ed.
- Schott, F., and K. Leaman (1991), Observations with moored acoustic doppler current profilers in the convection regime in the golfe du lion, *J. Phys. Oceanogr.*, *21*, 558–574.
- Schott, F., M. Visbeck, U. Send, J. Fisher, L. Stramma, and Y. Desaubies (1996), Observations of deep convection in the Gulf of Lions, northern Mediterranean, during the winter of 1991/1992, *J. Phys. Oceanogr.*, *26*, 505–524.
- Schär, C., P. Vidale, D. Lüthi, C. Frei, C. Häberli, M. Liniger, and C. Appenzeller (2004), The orle of increasing temperature variability in european summer heatwaves, *Nature*, *427*.
- Sevault, F., and S. Somot (2005), *Le modèle OPA-Méditerranée forcé par les flux et la température de surface de la réanalyse ERA40 du CEP*, Météo-France, France, note de Centre n°94 du GMGEC.
- Sevault, F., S. Somot, and M. Déqué (2002), *Couplage ARPEGE-MEDIAS - OPA-MEDITERANEE. Les étapes*, Météo-France, France, Note de Centre, CNRM, GMGEC, n. 84.
- Sevault, F., S. Somot, and M. Déqué (2003), *Scénario d'évolution de la Méditerranée pour le XXI^{ème} siècle : le modèle OPA-Méditerranée forcé par ARPEGE-Climat*, Météo-France, France, Note de Centre, CNRM, GMGEC, n. 87.
- Signell, R., S. Carniel, L. Cavaleri, J. Chiggiato, J. Doyle, P. J., and M. Sclavo (2005), Assessment of wind quality for oceanographic modelling in semi-enclosed basins, *J. Mar. Syst.*, *53*, 217–233.
- Simmons, A., and J. Gibson (2000), The era-40 project plan, era-40 project report series, *Tech. Rep. 1*, ECMWF, Shinfield Park, Reading, UK, 63pp.
- Sinclair, M. (1994), An objective cyclone climatology for the southern hemisphere, *Amer. Meteor. Society*, *122*, 2239–2256.
- Skliris, N., and A. Lascaratos (2004), Impacts of the Nile river damming on the thermohaline circulation and water mass characteristics of the mediterranean sea., *J. Mar. Syst.*, *52*(1-4), 121–143.
- Smith, T., R. Reynolds, R. Livezey, and D. Stokes (1996), Reconstruction of historical sea surface temperatures using empirical orthogonal functions, *J. Climate*, *9*, 1403–1420.
- Smith, W., and D. Sandwell (1997), Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth sounding, *Science*, *277*(5334), 1956–1962.

- Somot, S. (2000), Influence des températures de surface de la Méditerranée sur le climat, Master's thesis, Université Paris VI, LMD, Encadrement : Laurent Li (IPSL-LMD), Co-encadrement : Hervé Le Treut (IPSL-LMD), Michel Crépon (IPSL-LODYC), Pascale Bouruet-Aubertot (IPSL-LODYC).
- Somot, S. (2002a), Caractérisation du climat méditerranéen à partir de données observées et capacité des modèles climatiques régionaux à reproduire ce climat, Stage de climatologie de l'ENM, Encadrement : Jean-Marc Moisselin (Direction de la Climatologie, Division Développement) et Michel Déqué (CNRM/GMGEC/EAC).
- Somot, S. (2002b), Impact des fleuves sur la circulation en Méditerranée : Approche par la modélisation, Stage de modélisation de l'ENM, Encadrement : Michel Déqué (CNRM/GMGEC/EAC).
- Somot, S. (2003), Water mass analysis in the Mediterranean Sea, Master's thesis, University of Reading, ESSC, stage de Recherche de l'ENM, Encadrement : Pr. Keith Haines (ESSC).
- Somot, S. (2005), Régionalisation des scénarios de changement climatique, *Environnement, Risques et Santé*, 4(2), 89–94.
- Somot, S., and F. Sevault (2005), *Climate change impact on the Mediterranean Sea circulation : a regional modelling approach*, Météo-France, France, Note de Centre, CNRM, GMGEC, n. 95.
- Somot, S., F. Sevault, H. Douville, and M. Déqué (2001), *Etude hydrologique de la Mer Noire et Paramétrisation des échanges avec la Mer Egée*, Météo-France, France, Note de Centre, CNRM, GMGEC, n. 74.
- Somot, S., F. Sevault, K. Béranger, M. Déqué, and M. Crépon (2002), First analysis of a coupled Mediterranean-atmosphere model, European Geophysical Society XXVII General Assembly, Nice (France).
- Somot, S., F. Sevault, and M. Déqué (2005), Is the mediterranean sea thermohaline circulation stable in a climate change scenario ?, *Clim. Dyn.*, in revision.
- Sotillo, M., A. W. Ratsimandresy, J. Carretero, A. Bentamy, F. Valero, and F. González-Rouco (2005), A high-resolution 44-year atmospheric hindcast for the mediterranean basin : contribution to the regional improvement of global reanalysis, *Clim. Dyn.*, 25(2-3), 219–236, doi :10.1007/s00382-005-0030-7.
- Spagnoli, B., S. Planton, M. Déqué, O. Mestre, and J.-M. Moisselin (2002), Detecting climate change at regional scale : The case of france, *Geophys. Res. Lett.*, 29(10).
- Speer, K., and E. Tziperman (1992), Rates of water mass formation in the North Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 22, 93–104.
- Speich, S. (1992), Etude du forçage de la circulation océanique par les détroits : cas de la mer d'alboran., Ph.D. thesis, thèse de Doctorat de Paris VI.
- Stanev, E., P.-Y. Le Traon, and E. Peneva (2000), Sea level variations and their dependency on meteorological and hydrological forcing : Analysis of altimeter and surface data for the Black Sea, *J. Geophys. Res.*, 105(C7), 17,203–17,216.

- Stephenson, D., F. Chauvin, and J.-F. Royer (1998), Simulation of the Asian summer monsoon and its dependance on model horizontal resolution, *Journal of Meteorological Society of Japan*, *76*(2), 237–265.
- Stommel, H. (1961), Thermohaline convection with two stable regimes of flow, *Tellus*, *13*, 224–230.
- Stratford, K., and K. Haines (2000), Frictional sinking of the dense water overflow in a z-coordinate ogcm of the Mediterranean Sea, *Geophys. Res. Lett.*, *27*(24), 3969–3972.
- Stratford, K., and K. Haines (2002), Modelling nutrient cycling during the eastern mediterranean transient event 1987-1995 and beyond, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(3), 5–1 – 5–4.
- Terray, L., M.-E. Demory, M. Deque, G. de Coetlogon, and E. Maisonnavé (2004), Simulation of late twenty-first century changes in wintertime atmospheric circulation over europe due to anthropogenic causes, *J. Climate*, *17*(24), 4630–4635.
- Theocharis, A., K. Nittis, H. Kontoyiannis, E. Papageorgiou, and E. Balopoulos (1999), Climatic changes in the aegean sea influence the eastern mediterranean thermohaline circulation (1986-1997), *Geophys. Res. Lett.*, *26*(11), 1617–1620.
- Thorpe, R., and G. Bigg (2000), Modelling the sensitivity of the mediterranean outflow to anthropogenically forced climate change, *Clim. Dyn.*, *16*, 355–368.
- Tixeront, J. (1970), Le bilan hydrologique de la mer noire et de la mer méditerranée, *Cah. Oceanogr.*, *3*, 227–237.
- Tomczak, M., and J. Godfrey (1994), *Regional Oceanography : An Introduction*, 300–309 pp., Pargamon, Grande-Bretagne.
- Trigo, I., T. Davies, and G. Bigg (1999), Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region, *J. Climate*, *12*, 1685–1696.
- Trigo, I., T. Davies, and G. Bigg (2000), Decline in Mediterranean rainfall caused by weakening of Mediterranean cyclones, *Geophys. Res. Lett.*, *27*(18), 2913–2916.
- Trigo, I., G. Bigg, and T. Davies (2002), Climatology of cyclogenesis mechanisms in the Mediterranean, *Bulletin of the American Meteorological Society*, *130*, 549–569.
- Tsimplis, M., and S. Josey (2001), Forcing of the mediterranean sea by atmospheric oscillations over the north atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, *28*(5), doi :10.1029/2002GL015870.
- Tsimplis, M., and M. Rixen (2002), Sea level in the mediterranean : the contribution of temperature and salinity changes, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(3), 21–36, doi : 10.1029/2000GL015870.
- Tziperman, E. (1986), On the role of interior mixing and air-sea fluxes in determining the stratification and circulation of the oceans, *J. Phys. Oceanogr.*, *16*, 680–693.
- Tziperman, E., and K. Speer (1994), A study of water mass transformation in the Mediterranean Sea : analysis of climatological data and a simple three-box model, *Dyn. Atm. Oceans*, *21*, 53–82.

- Ulbrich, U., M. Chritoph, J. Pinto, and J. Corte-Real (1999), Dependence of winter precipitation over Portugal on NAO and baroclinic wave activity, *Internat. J. Climatol.*, *19*, 379–390.
- Ulbrich, U., W. May, P. Lionello, J. Pinto, and S. Somot (2005), *Mediterranean Climate Variability*, chap. Chapter 8 : The Mediterranean Climate Change Under Global Warming, Elsevier B.V.
- Valcke, S., L. Terray, and A. Piacentini (2000), *OASIS 2.4 Ocean Atmosphere Sea Ice Soil, User's Guide*, CERFACS, Toulouse, France.
- Valero, F., F. Doblas, and J. Gonzalez (1996), On long-term evolution of seasonal precipitation in southwestern Europe, *Ann. Geophysicae*, *14*, 976–985.
- Valero, F., M. Luna, M. Martin, A. Morata, and F. Gonzalez-Rouco (2004), Coupled modes of large-scale climatic variables and regional precipitation in the western Mediterranean in autumn, *Clim. Dyn.*, *22*, 307–323, doi :10.1007/s00382-003-0382-9.
- Vignudelli, S., G. Gasparini, M. Astraldi, and M. Schiano (1999), A possible influence of the North Atlantic Oscillation on the circulation of the western Mediterranean Sea, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 623–626.
- Vignudelli, S., P. Cipollini, M. Astraldi, G. Gasparini, and G. Manzella (2000), Integrated use of altimeter and in situ data for understanding the water exchanges between the Tyrrhenian and Ligurian Seas, *J. Geophys. Res.*, *105*(C8), 19,649–19,663.
- Vörösmarty, C., B. Fekete, and B. Tucker (1996), *Global river discharge database, RivDis*, UNESCO, Paris, International Hydrological Program, Global Hydrological Archive and Analysis Systems.
- Vérant, S. (2004), Etude des dépressions sur l'Europe de l'Ouest : climat actuel et changement climatique, Ph.D. thesis, Université Paris VI, Paris.
- Walín, G. (1982), On the relation between sea-surface heat flow and the thermal circulation in the ocean, *Tellus*, *34*, 187–195.
- Wu, P., and K. Haines (1996), Modelling the dispersal of Levantine Intermediate Water and its role in Mediterranean deep water formation, *J. Geophys. Res.*, *101*, 6591–6607.
- Wu, P., and K. Haines (1998), The general circulation of the Mediterranean Sea from a 100-year simulation, *J. Geophys. Res.*, *103*(C1), 1121–1135.
- Wu, P., K. Haines, and N. Pinardi (2000), Toward an understanding of deep-water renewal in the eastern Mediterranean, *J. Phys. Oceanogr.*, *30*, 443–458.
- Wüst, G. (1961), On the vertical circulation of the Mediterranean Sea, *J. Geophys. Res.*, *66*(10), 3261–3271.
- Xoplaki, E., J. Luterbacher, R. Burkard, I. Patrikas, and P. Maheras (2000), Connection between the large-scale 500 hPa geopotential height fields and precipitation over Greece during wintertime, *Clim. Res.*, *14*, 129–146.

- Xoplaki, E., J. Gonzalez-Rouco, and J. Luterbacher (2003), Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and ssts, *Clim. Dyn.*, *20*, 723–739.
- Xoplaki, E., J. Gonzalez-Rouco, J. Luterbacher, and H. Wanner (2004), Wet season mediterranean precipitation variability : influence of large-scale dynamics and trends, *Clim. Dyn.*, *23*(1), 63–78, doi :10.1007/s00382-004-0422-0.
- Yüce, H. (1996), On the variability of the Mediterranean water flow into the Black Sea, *Continental Shelf Research*, *16*(11), 1399–1413.
- Zavatarelli, M., and G. Mellor (1995), A numerical study of the mediterranean sea circulation, *J. Phys. Oceanogr.*, *25*, 1384–1414.
- Zervakis, V., D. Georgopoulos, and P. Drakopoulos (2000), The role of the North Aegean in triggering the recent eastern Mediterranean climatic changes, *J. Geophys. Res.*, *105*(C11), 26,103–26,116.
- Zervakis, V., D. Georgopoulos, A. Karageorgis, and A. Theocharis (2004), On the response of the aegean sea to climatic variability : a review, *Internat. J. Climato.*, *24*, 1845–1858.

Annexes

Annexe A

Acronymes des masses d'eau en Méditerranée

Cette liste d'acronyme des masses d'eau en Méditerranée est extraite de celle donnée par le CIESM lors du 36th CIESM Congress (sept. 2001, <http://www.ciesm.org>) :

ADW : Adriatic Deep Water (formed in the southern Adriatic, main component of the EMDW and sometimes called SADW)

ASW : Adriatic Surface Water (Po influenced)

AW : Atlantic Water (surface water of Atlantic origin. Formerly MAW, NAW, etc)

BSW : Black Sea Water (surface water of Black Sea origin)

CIW : Cretan Intermediate Water

CDW : Cretan Deep Water (involved recently in EMDW, sometimes referred as CSOW)

EMDW : Eastern Mediterrean Deep Water (kept for historical reasons)

EOW : Eastern Mediterranean Overflow Water (sometimes called AIW or tEMDW at the Sicily channel)

LDW : Levantine Deep Water (formed in NW Levantine Basin)

LIW : Levantine Intermediate Water

LSW : Levantine Surface Water

MOW : Mediterranean Outflow Water (at the Gibraltar strait, MW in the Atlantic)

NAdDW or NADDW : North Adriatic Deep Water (formerly NADW)

TDW : Tyrrehnian Deep Water

WIW : Western Mediterranean Intermediate Water (Formerly Winter Intermediate Water, in the Western Basin)

WMDW : Western Meiterranean Deep Water

Annexe B

Validation atmosphériques des modèles utilisés

Avant d'étudier des processus physiques complexes avec des modèles numériques, il est essentiel de passer par une phase de validation. Nous allons procéder à des validations séparées pour chacune des 2 composantes du système climatique régional : d'une part l'atmosphère en se concentrant sur le pourtour méditerranéen et d'autre part la mer Méditerranée. La validation se fera principalement sur des champs moyennés temporellement ou sur des cycles saisonniers moyens, on parlera alors de validation climatique. La variabilité interannuelle sera validée lorsqu'on dispose des données nécessaires.

B.1 Méthode

Il s'agit de valider le modèle ARPEGE-Climat pour des champs classiques (pression mer, température et précipitations) sur le domaine méditerranéen pour les simulations ARP et CAM.

Pour la simulation ARP, nous comparerons les sorties du modèle ARPEGE-Climat aux données d'ERA40 pour le champ de pression réduite au niveau de la mer et aux données CRU pour les températures à 2m et les précipitations. On trouvera d'autres validations de la simulation ARP dans *Gibelin and Déqué* (2003), *Somot* (2002a) et *Jacob et al.* (2005). Pour valider l'expérience en mode couplé CAM, nous la comparerons à l'expérience ARP, et nous compléterons cette étude par les températures de surface de la mer. On trouvera une autre validation de CAM dans *Somot* (2002a).

Les données CRU

La base de données CRU¹ est une base de données observées, collectées à partir de différentes sources d'information (centres météorologiques nationaux, OMM, publications, contacts personnels...) et qui sont contrôlées, reconstituées si besoin, puis interpolées sur une grille régulière.

On obtient ainsi une base de données uniquement terrestres (continents et îles) à 0,5° de résolution sur tout le globe. Ces données sont disponibles sous la forme de séries temporelles et également de normales climatiques sur 30 ans (1961-1990). La base de données CRU et ses utilisations possibles sont également détaillées dans *Somot* (2002a).

¹Climatic Research Unit, University of East Anglia, Norwich

B.2 Simulation ARP : climat moyen

Pression réduite au niveau de la mer

En hiver (cf. figure B.1), les pressions moyennes de ARP sont plus faibles que celles d'ERA40 au nord de l'Europe et plus élevées sur le bassin méditerranéen avec un maximum d'écart de 4 à 5 hPa sur la péninsule ibérique et le Maghreb. ARPEGE-Climat a donc tendance à produire une trop forte proportion de flux zonal sur l'Europe.

Au printemps (figure non montrée), on retrouve les mêmes caractéristiques que l'hiver, mais moins marquées.

L'été (cf. figure B.1) et l'automne présentent des écarts faibles de pression moyenne, compris seulement entre 0 et 1 hPa sur la Méditerranée.

Températures à 2m

En hiver (cf. figure B.2), on observe un gradient nord-sud de différence de température. Les températures moyennes de l'expérience ARP sont trop froides sur l'Afrique du Nord et au Moyen-Orient (écart compris entre -2 et -6°C par rapport aux données CRU), et dans une moindre mesure, sur le bassin méditerranéen où l'on observe -1 à -3°C de différence. Au nord du domaine, ARP est légèrement plus chaud.

Au printemps (figure non montrée), ARPEGE-Climat a tendance à être trop froid partout avec des différences faibles sur la façade Atlantique (0 à -2°C) et des écarts plus importants à l'intérieur des continents européen et africain (-4 à -6°C).

En été (cf. figure B.2), comme en automne, les écarts sont faibles, compris généralement entre -2 et 2°C.

Précipitations

En hiver (cf. figure B.3) et au printemps, il pleut plus au nord du 45°N (1 à 4 mm/jour) et un déficit de précipitation est observé sur la région méditerranéenne (0 à 1 mm/jour).

L'été (cf. figure B.3) et l'automne présentent des écarts de précipitations moyennes faibles (0 à -1 mm/jour).

B.3 Simulation ARP : variabilité interannuelle

On a également montré dans *Somot* (2002a) (figure 4.1) que l'écart-type interannuel de la température à 2m de la simulation ARP était statistiquement identique à celui des données CRU sur une grande partie de l'Europe, sur l'Afrique du Nord et au Moyen-Orient.

La variabilité de ARP est cependant significativement plus élevée que celle des données CRU en Italie et dans la zone des Balkans.

Pour les précipitations, nous avons montré une très bonne comparaison entre l'écart-type interannuel de CRU et celui de ARP. Des différences significatives apparaissent uniquement sur le Nord de l'Afrique et en Syrie où la variabilité d'ARPEGE-Climat est plus faible que celle des données CRU.

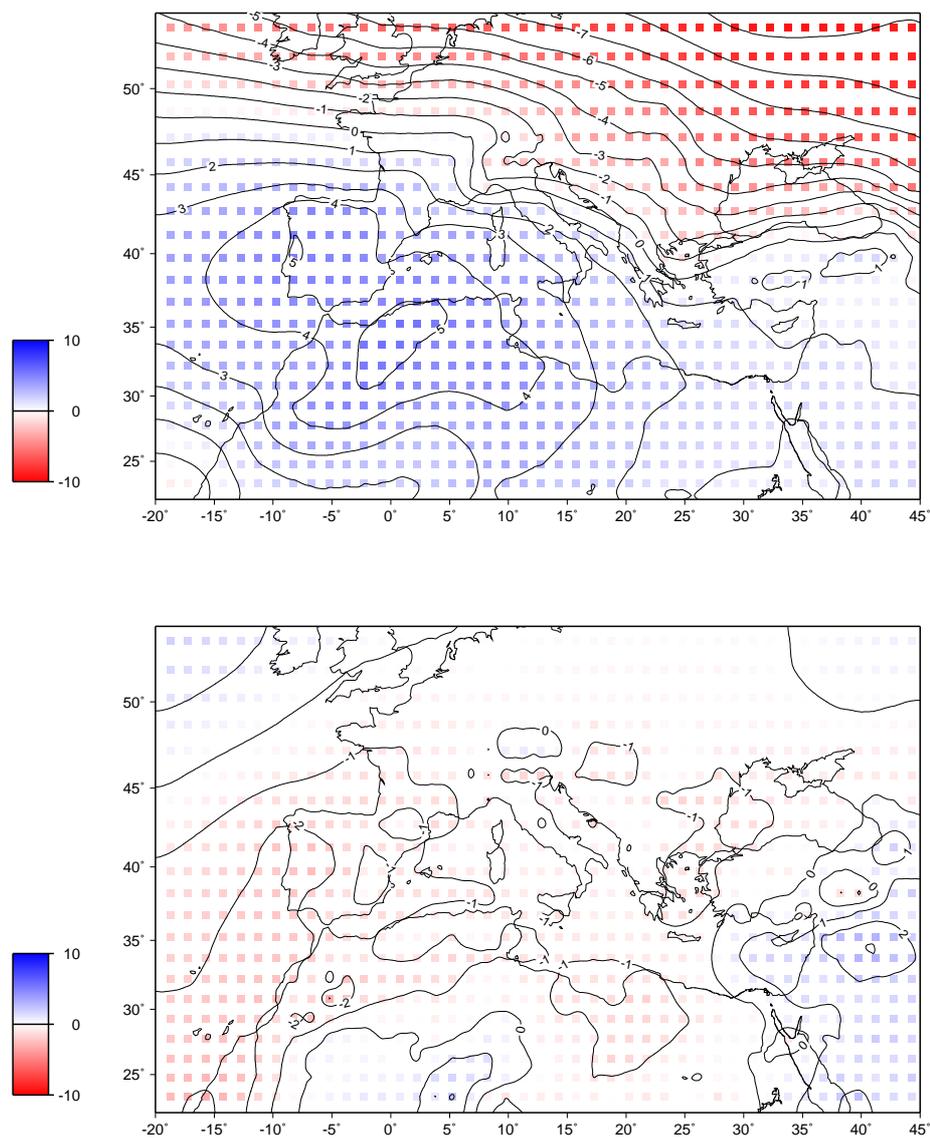


FIG. B.1 – Différence de pression réduite au niveau de la mer moyenne (en hPa) ARP-ERA40, en hiver (en haut) et en été (en bas).

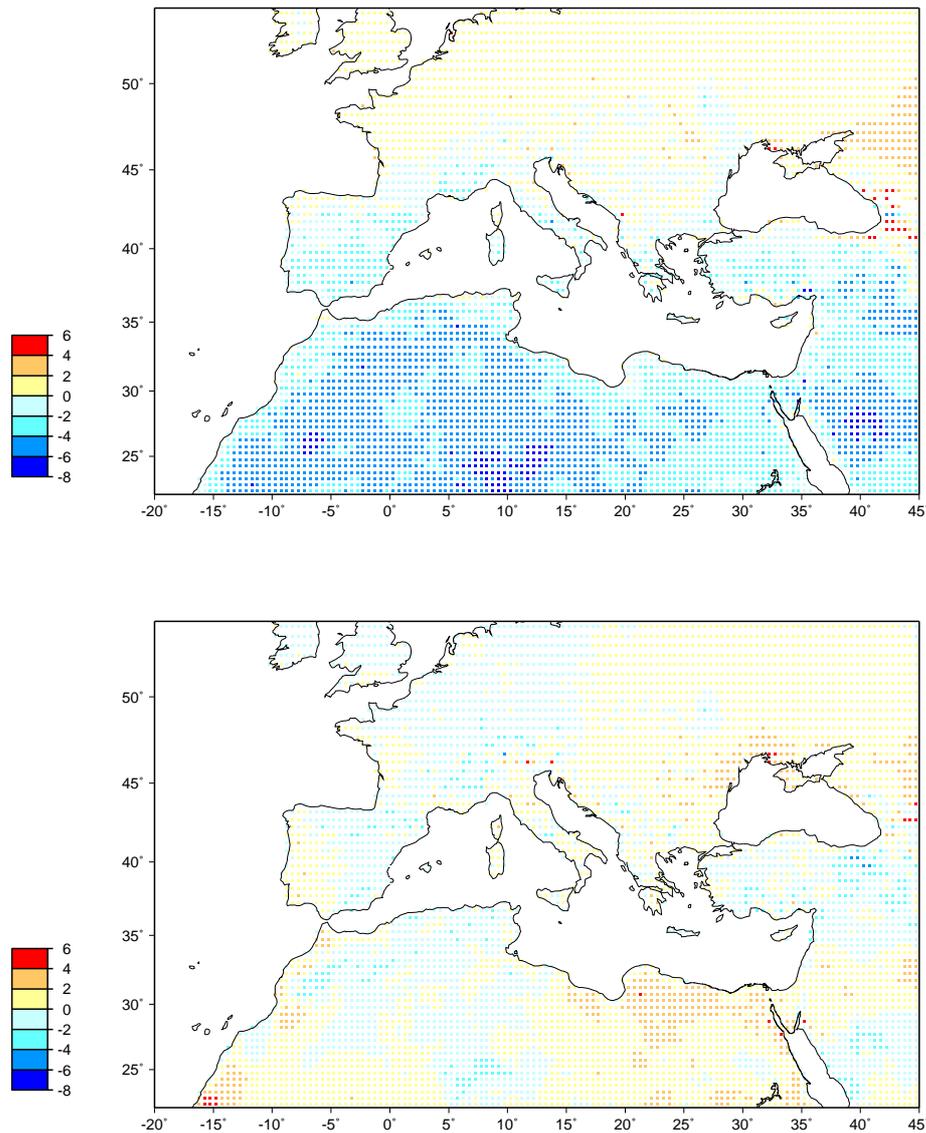


FIG. B.2 – Différence de température moyenne à 2m (en °C) ARP-CRU, en hiver (en haut) et en été (en bas).

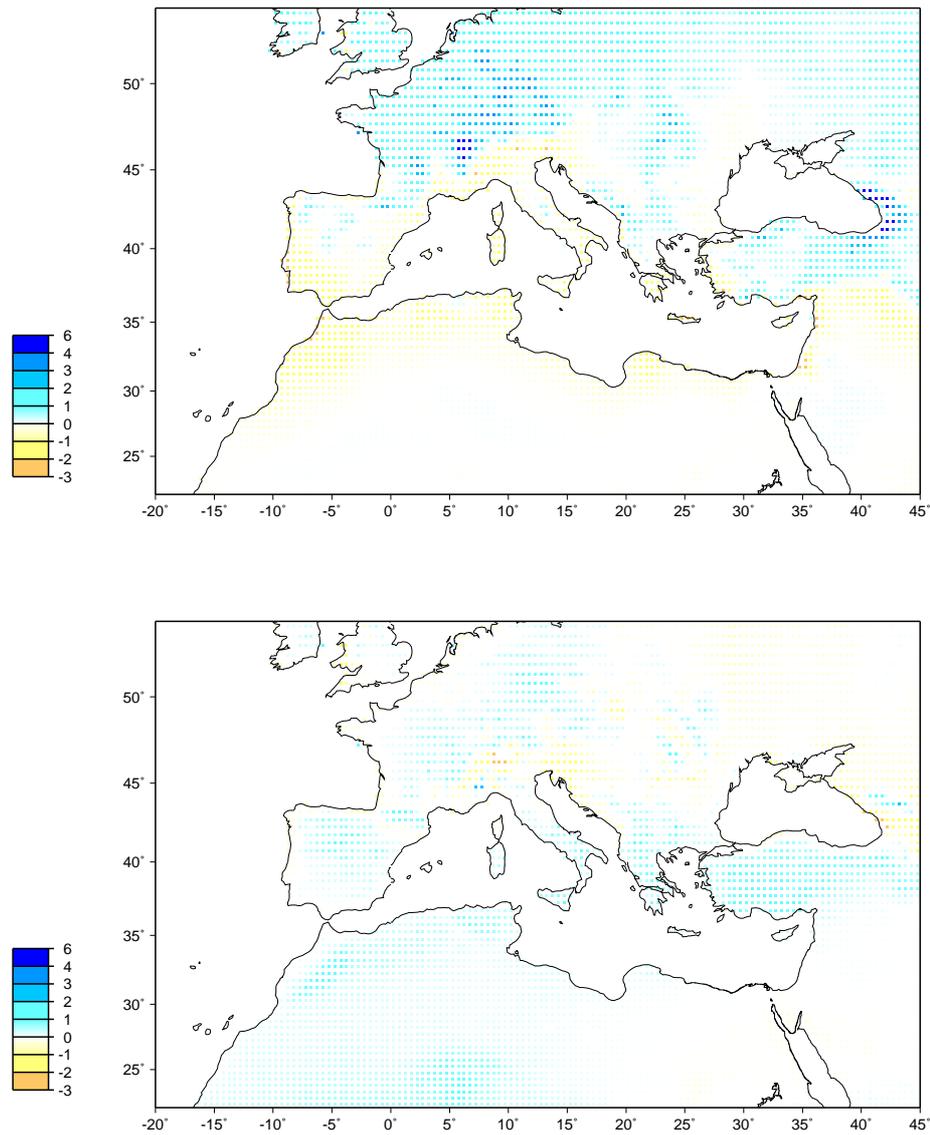


FIG. B.3 – Différence de précipitations moyennes (en mm/jour) ARP-CRU, en hiver (en haut) et en été (en bas).

B.4 Simulation CAM : climat moyen

Températures de surface de la mer

En hiver (cf. figure B.4), les SST de la simulation couplée sont plus froides que celles issues de la climatologie de *Smith et al.* (1996) (qui a été utilisée pour le forçage de la simulation ARP) sur l'ensemble de la Méditerranée. Cet écart est plus marqué dans l'est du bassin (-2,5 à -3,5°C).

L'été (cf. figure B.4), on constate peu de différence entre les SST de CAM et celles issues de la climatologie. Les différences sont plus marquées dans des zones particulières : côte sud de la Sicile, Chypre et mer Egée. La simulation couplée est plus froide que la simulation forcée dans ces régions. Ceci peut s'expliquer par la modélisation par OPAMED8 d'upwellings côtiers (remontées d'eau froide) qui ne sont pas représentés dans la climatologie des températures de surface de la mer.

Pression réduite au niveau de la mer

On constate une différence de pression moyenne entre les deux simulations d'ARPEGE-Climat principalement en hiver (cf. figure B.5), et dans une moindre mesure au printemps. Même si les écarts sont d'un ordre inférieur à ceux obtenus entre ARP et ERA40, on remarque que la simulation CAM est moins dépressionnaire sur la Méditerranée et en particulier sur la moitié est (écart de 1,5 à 2 hPa).

Températures à 2m

Les écarts de températures à 2m observés sont directement liés aux écarts de SST mis en évidence.

En hiver (cf. figure B.6), les températures de CAM sont plus froides que celles de ARP sur l'ensemble de la Méditerranée avec un écart plus marqué dans l'est du bassin (-2 à -2,5°C). Le refroidissement s'étend sur le nord-est de l'Afrique et le Moyen-Orient.

Au printemps (figure non montrée), les écarts restent présents, mais deviennent plus faibles (-1°C à -1,5°C en Méditerranée orientale).

L'été (cf. figure B.6), les différences se limitent à des zones particulières où l'on a observé la représentation des upwellings côtiers sur le champ de SST.

En automne (figure non montrée), les écarts observés sont faibles.

Précipitations

En hiver (cf. figure B.7), il pleut moins sur l'expérience CAM et particulièrement sur l'est du bassin (jusqu'à 2 mm/jour). Ce résultat peut être rapproché des différences de pression et de température (CAM est moins dépressionnaire que ARP, et la SST de CAM est plus froide que celle d'ARP).

Ces écarts restent présents, mais sont plus faibles au printemps. Ils n'apparaissent plus l'été (cf. figure B.7) et l'automne.

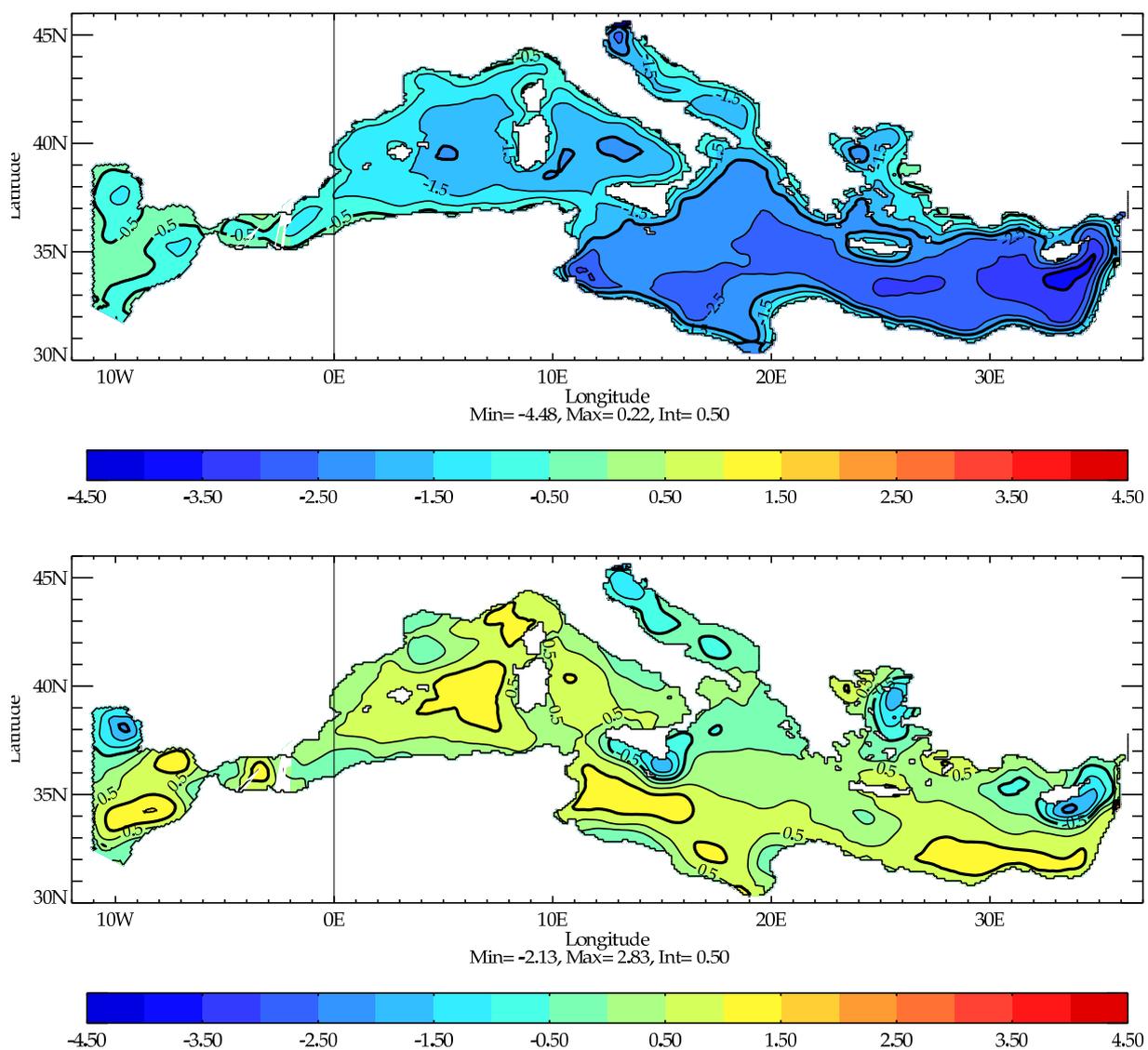


FIG. B.4 – Différence de SST (en °C) CAM-ARP, en hiver (en haut) et en été (en bas).

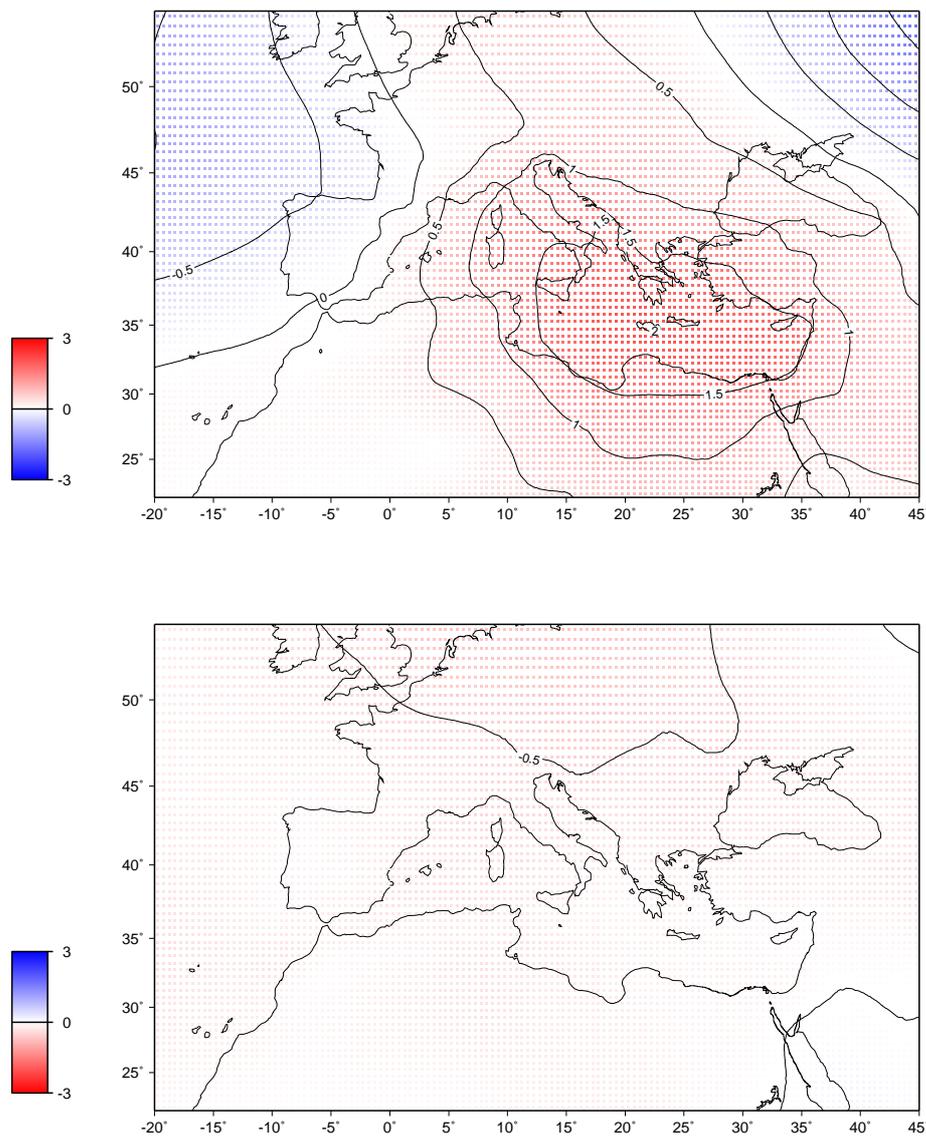


FIG. B.5 – Différence de pression réduite au niveau de la mer moyenne (en hPa) CAM-ARP, en hiver (en haut) et en été (en bas).

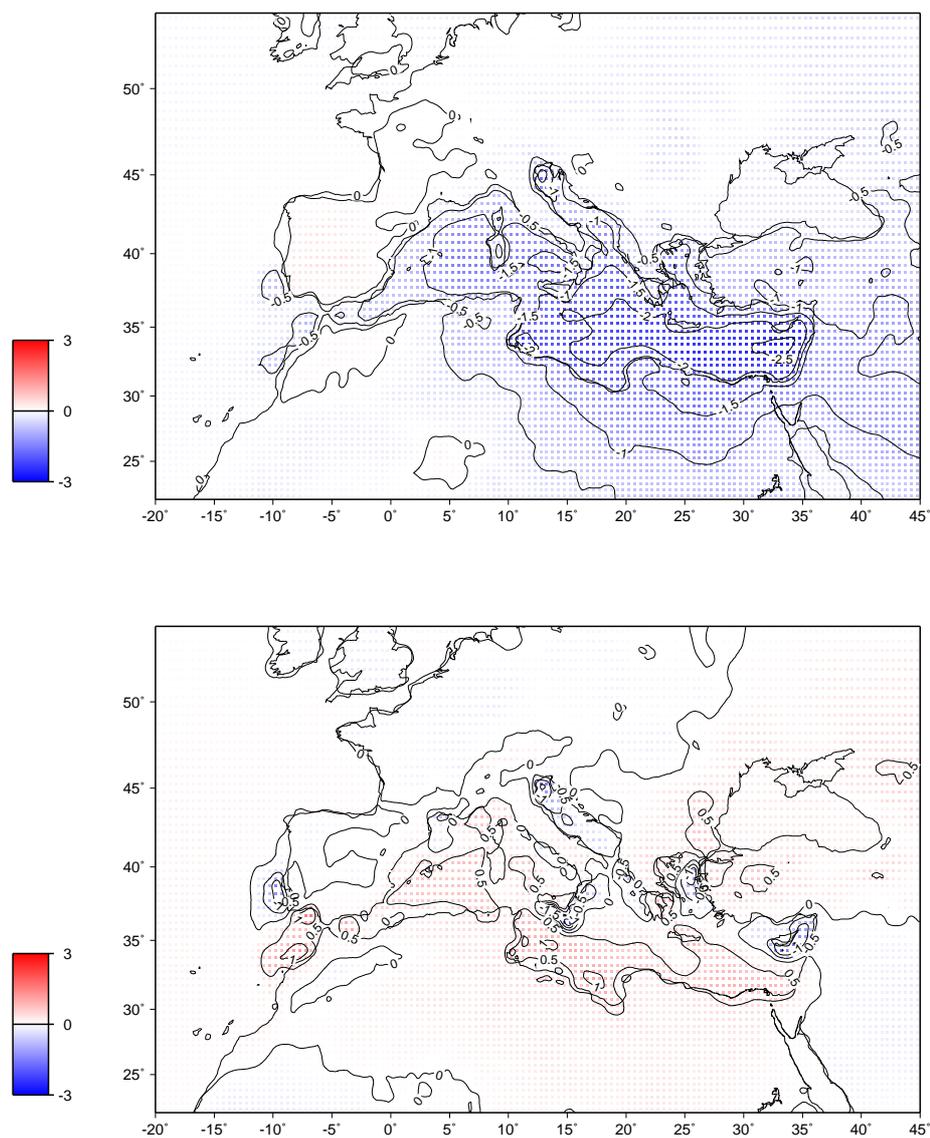


FIG. B.6 – Différence de température moyenne à 2m (en °C) CAM-ARP, en hiver (en haut) et en été (en bas).

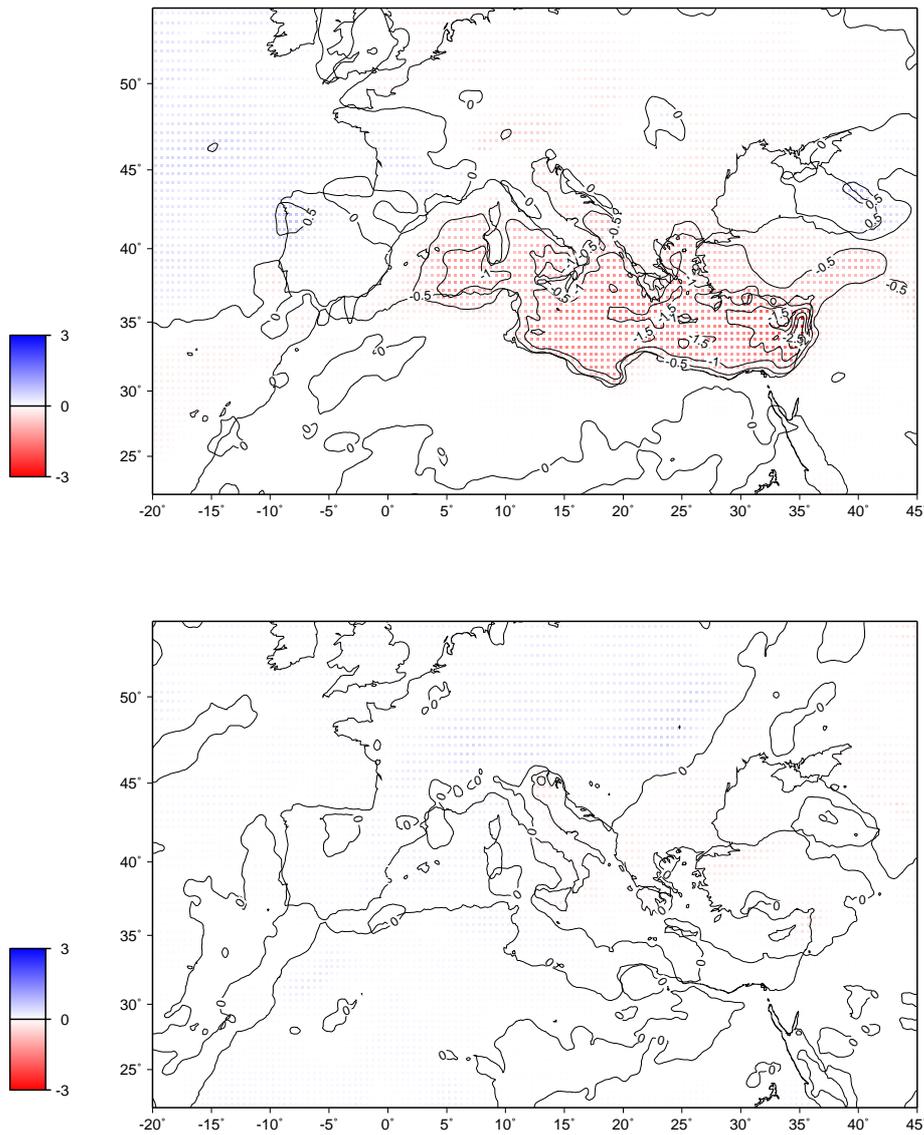


FIG. B.7 – Différence de précipitations moyennes (en mm/jour) CAM-ARP, en hiver (en haut) et en été (en bas).

B.5 Simulation CAM : variabilité interannuelle

Au cours de l'étude *Somot* (2002a), nous avons montré que les écart-types interannuels de ARP et de CAM étaient significativement identiques tout autour du bassin méditerranéen pour les température à 2m. C'est également le cas pour les précipitations avec quelques exceptions en Afrique du Nord et dans la vallée du Rhône. Aucun signal cohérent ne ressort de cette comparaison des variabilités interannuelles entre CAM et ARP.

B.6 Comparaison par boîtes

On utilise les boîtes définies sur l'Europe (point terre uniquement) par Rockell (communication personnelle, cf. tableau B.1). *Jacob et al.* (2005) utilisent ces boîtes pour comparer 10 modèles régionaux à 50 km de résolution sur l'Europe dont ARPEGE-Climat étiré. ARPEGE-Climat se situe régulièrement parmi les deux meilleurs modèles. Il possède un biais plus important que les autres modèles pris un par un uniquement dans trois cas sur trente-deux : sur la boîte Scandinavie pour la température en été, sur la boîte Péninsule Ibérique pour la température en hiver et sur la boîte Europe Centrale pour les pluies en hiver.

Nom des boîtes	Ouest	Est	Sud	Nord
1 IB : Iles Britannique	-10	2	50	59
2 PI : Péninsule Ibérique	-10	3	36	44
3 FR : France	-5	5	44	50
4 EC : Europe Centrale	2	16	48	55
5 SC : Scandinavie	5	30	55	70
6 AL : Alpes	5	15	44	48
7 MD : Méditerranée	3	25	36	44
8 EE : Europe de l'Est	16	30	44	55

TAB. B.1 – Définition des boîtes de Rockell pour la validation terrestre des simulations.

Utilisant ces boîtes, le tableau B.2 compare les modèles ARPEGE-Climat (simulation ARP) et SAMM (simulation CAM) entre eux vis à vis des données CRU. Les trois cas dans lesquels ARPEGE-Climat est le plus mauvais des dix RCMs sont surlignés en rouge dans la colonne ARPEGE-Climat. Le surlignement en vert signifie au contraire que le modèle ARPEGE-Climat est bon i.e. que l'écart entre les données CRU et ARPEGE-Climat n'est pas significatif. Dans la colonne du modèle couplé SAMM, le surlignement en vert souligne une nette amélioration par rapport au modèle forcé (en tenant compte de la variabilité interannuelle), le surlignement en rouge une nette dégradation et le surlignement en jaune un net changement sans dégradation ni amélioration significative. Tous les changements significatif entre ARPEGE-Climat et SAMM se font sur des boîtes proches de la mer Méditerranée. SAMM améliore significativement un des trois cas mauvais d'ARPEGE-Climat. En revanche, il ne dégrade aucun des bons comportements d'ARPEGE-Climat. SAMM montre trois fois un comportement significativement meilleur qu'ARPEGE-Climat et trois fois un comportement pire.

En conclusion, le modèle couplé régional SAMM se comporte comme le modèle forcé ARPEGE-Climat sur l'Europe du Nord alors que sur l'Europe du Sud, le modèle SAMM montre des différences notables mais la qualité générale est la même.

TEMPÉRATURE À 2M EN HIVER

Nom des boîtes	CRU	ARPEGE-Climat	SAMM
1 IB : Iles Britannique	3.83 ± 0.43	1.34	1.41
2 PI : Péninsule Ibérique	7.01 ± 0.32	-1.28	-0.39
3 FR : France	4.53 ± 0.49	0.84	1.21
4 EC : Europe Centrale	0.76 ± 0.66	1.18	1.19
5 SC : Scandinavie	-7.75 ± 0.97	0.51	0.01
6 AL : Alpes	-0.33 ± 0.46	-0.29	0.31
7 MD : Méditerranée	6.33 ± 0.30	-0.05	0.16
8 EE : Europe de l'Est	-2.31 ± 0.73	0.41	0.66

TEMPÉRATURE À 2M EN ÉTÉ

Nom des boîtes	CRU	ARPEGE-Climat	SAMM
1 IB : Iles Britannique	13.81 ± 0.28	-0.52	-0.42
2 PI : Péninsule Ibérique	20.89 ± 0.26	-0.28	0.11
3 FR : France	17.53 ± 0.33	0.03	0.16
4 EC : Europe Centrale	16.65 ± 0.27	-0.44	-0.28
5 SC : Scandinavie	13.05 ± 0.31	-1.23	-1.45
6 AL : Alpes	15.63 ± 0.24	-0.54	0.22
7 MD : Méditerranée	21.78 ± 0.21	-0.24	0.64
8 EE : Europe de l'Est	17.81 ± 0.24	0.78	1.14

PRÉCIPITATIONS EN HIVER

Nom des boîtes	CRU	ARPEGE-Climat	SAMM
1 IB : Iles Britannique	3.79 ± 0.30	0.56	0.63
2 PI : Péninsule Ibérique	2.49 ± 0.37	-0.65	-0.43
3 FR : France	2.52 ± 0.24	0.80	1.15
4 EC : Europe Centrale	1.73 ± 0.17	1.55	1.51
5 SC : Scandinavie	1.75 ± 0.15	0.74	0.79
6 AL : Alpes	2.98 ± 0.27	0.34	0.34
7 MD : Méditerranée	2.59 ± 0.28	-0.40	-0.67
8 EE : Europe de l'Est	1.28 ± 0.11	0.56	0.48

PRÉCIPITATIONS EN ÉTÉ

Nom des boîtes	CRU	ARPEGE-Climat	SAMM
1 IB : Iles Britannique	2.67 ± 0.21	-0.49	-0.42
2 PI : Péninsule Ibérique	0.92 ± 0.13	0.13	0.18
3 FR : France	1.83 ± 0.17	-0.07	0.05
4 EC : Europe Centrale	2.32 ± 0.17	0.11	0.27
5 SC : Scandinavie	2.35 ± 0.13	0.14	0.09
6 AL : Alpes	3.94 ± 0.28	-0.40	-0.31
7 MD : Méditerranée	1.05 ± 0.16	0.11	0.09
8 EE : Europe de l'Est	2.53 ± 0.14	-0.17	-0.04

TAB. B.2 – Valeurs moyennes de la climatologie CRU et biais moyens par rapport à cette climatologie pour la température à 2 mètres (en °C) en hiver et en été et pour les précipitations (en mm/j) en hiver et en été pour les différentes boîtes définies dans le tableau B.1. Les biais sont calculés pour le modèle ARPEGE-Climat (simulation ARP, 1961-1990) et pour le modèle SAMM (simulation CAM, 1961-1998). Dans la colonne des données CRU, on a ajouté l'intervalle de confiance à 5% autour de la moyenne.

Annexe C

Diagnostic des masses d'eau par classes de température : application à l'étude de la convection océanique profonde dans le golfe du Lion

La validation des flux issus d'ARPEGE-Climat nous permet de pousser plus loin l'étude de la convection profonde au large du Golfe du Lion en s'appuyant sur la simulation OM8-ARP. Afin de s'affranchir le plus possible du spin-up du modèle, nous étudierons uniquement les 30 dernières années (1970-1999). Un séjour de 5 mois au ESSC (Environmental Systems Science Center, Univ. of Reading, U.K.) chez le Professeur Keith Haines m'a permis d'appliquer une méthode de diagnostic des masses d'eau par classes de température à cette simulation. Après un descriptif de la méthode aussi appelée méthode de Walin, on l'appliquera au bassin méditerranéen dans son ensemble à titre pédagogique principalement mais aussi afin de comparer nos résultats à ceux de *Tziperman and Speer* (1994).

Ensuite, on se concentrera sur la zone du Golfe du Lion (zone B1 de la figure C.6) en étudiant dans l'ordre l'état moyen des masses d'eau, le processus de convection profonde et sa variabilité interannuelle par différentes méthodes toujours basées sur la méthode de Walin.

Cette partie est en anglais car extraite de l'étude *Somot* (2003). Pour plus de détails sur les autres masses d'eau (LIW, ADW, EMDW) ou sur le processus de mélange aux détroits, on se reportera à *Somot* (2003) disponible sur demande à samuel.somot@meteo.fr.

C.1 Water mass diagnostic

Walin's method

Walin (1982) developed a thermodynamic method to diagnose water masses. It is based on a "flux-T" space. Thanks to this diagnostic we are able to calculate the relative impact of atmosphere-ocean fluxes, advective terms and internal mixing (diffusive flux) on a water volume defined by a given isotherm. This method is very powerful because it presents a thermodynamics description of the ocean. Moreover, the mixing term is calculated using Walin's method. This term is rarely obtained by classical thermodynamic methods indeed.

Another positive point is the fact that the presentation of the results is very simple (2D graph) and leads to a quantitative description of the different processes involved in the water mass budget for each potential temperature class.

Walın’s method was adapted by *Tziperman* (1986) to a density range instead of temperature range. *Speer and Tziperman* (1992) and *Nurser et al.* (1999) applied it to the North Atlantic Ocean and *Tziperman and Speer* (1994) to climatology data for the Mediterranean Sea. This diagnostic was also extended and used by *Fox and Haines* (2003) to analyse the impact of data assimilation in a North Atlantic simulation.

In this study, we use Walın’s method with a temperature range because water masses are mainly defined by temperature. Moreover, as proved in *Somot et al.* (2002), the interannual variability of the Mediterranean thermohaline circulation (MTHC) is mainly driven by surface heat flux and not by surface freshwater flux. Indeed, the buoyancy flux, which drives the THC in surface, contains two terms : one linked to the surface heat flux and the other to the surface water flux. On average, these two terms are almost equivalent but the interannual variability of the water flux is almost negligible in comparison with the heat flux variability.

Walın’s diagnostic is an integrated volume census method based on temperature classes. This means that a volume and heat budget is performed for water within a region defined by a temperature below a given temperature. A schematic view of the ocean with Walın’s notation is represented in figure C.1. This budget is then done for different potential temperatures with a chosen resolution in order to cover the whole temperature range of the studied area. Results are shown in a graph where the X-axis is the temperature range and the Y-axis is the flux (in m^3/s) across the isotherm defined by the temperature of the X-axis.

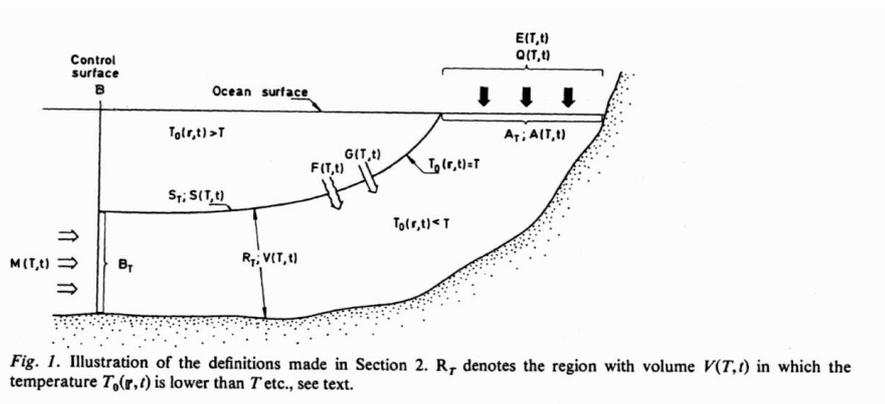


Fig. 1. Illustration of the definitions made in Section 2. R_T denotes the region with volume $V(T,t)$ in which the temperature $T_0(r,t)$ is lower than T etc., see text.

FIG. C.1 – Illustration of Walin’s notation on a schematic graph of the ocean (Walın, 1982).

Equations of Walın’s method

In his paper, Walın begins by giving some definitions and notations : “we consider a region R bounded by the ocean surface A, a control surface B facing adjacent oceanic regions, and the bottom.” After that he defines :

T_0 : temperature at the point r at time t , r being inside R;

\mathbf{R}_T : subregion to \mathbf{R} in which $T_0(\mathbf{r}, t) < T$, T being a parameter which we will use as an independant variable;

\mathbf{A}_T : subregion of the surface \mathbf{A} on which $T_0(\mathbf{r}, t) < T$;

\mathbf{S}_T : surface inside \mathbf{R} on which $T_0(\mathbf{r}, t) = T$;

\mathbf{B}_T : subregion of the control surface \mathbf{B} on which $T_0(\mathbf{r}, t) < T$. \mathbf{B} and \mathbf{B}_T may consist of several disconnected parts.

$\mathbf{V}(\mathbf{T}, t)$: volume of \mathbf{R}_T ;

$\mathbf{A}(\mathbf{T}, t)$: area of \mathbf{A}_T ;

$\mathbf{S}(\mathbf{T}, t)$: area of \mathbf{S}_T ;

$\mathbf{G}(\mathbf{T}, t)$: volume flux through \mathbf{S}_T ;

$\mathbf{H}(\mathbf{T}, t)$: heat flux through \mathbf{S}_T ;

$\mathbf{M}(\mathbf{T}, t)$: volume flux through \mathbf{B}_T ;

$\mathbf{Q}(\mathbf{T}, t)$: total heat flux through \mathbf{A}_T including sensible, latent, and radiative heat transfer;

$\mathbf{E}(\mathbf{T}, t)$: volume flux through \mathbf{A}_T

All fluxes are counted positive when directed into \mathbf{R}_T and are in Watts. The heat flux $\mathbf{H}(\mathbf{T}, t)$ may be considered as the result of an advective heat flux $c \cdot \mathbf{G}(\mathbf{r}, t) \cdot T$ and a diffusive flux $\mathbf{F}(\mathbf{T}, t)$ with c being the heat capacity per unit volume¹. We thus define $\mathbf{F}(\mathbf{T}, t)$ through the relation :

$$\mathbf{F}(\mathbf{T}, t) = \mathbf{H}(\mathbf{T}, t) - c \mathbf{G}(\mathbf{T}, t) T \quad (\text{C.1})$$

The volume conservation gives us the following equations :

$$\frac{\partial \mathbf{V}(\mathbf{T}, t)}{\partial t} = \mathbf{M}(\mathbf{T}, t) + \mathbf{E}(\mathbf{T}, t) + \mathbf{G}(\mathbf{T}, t) \quad (\text{C.2})$$

from heat conservation we obtain :

$$c \frac{\partial}{\partial t} \int_{-\infty}^T v T dT = c \int_{-\infty}^T (m + e) T dT + c \mathbf{G}(\mathbf{T}, t) T + \mathbf{F}(\mathbf{T}, t) + \mathbf{Q}(\mathbf{T}, t) \quad (\text{C.3})$$

where

$$v = \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial T}, \quad m = \frac{\partial \mathbf{M}}{\partial T}, \quad e = \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial T} \quad (\text{C.4})$$

To establish equation (1.3), we assumed that the heat flux through \mathbf{B}_T is only advective which means that the diffusive flux through \mathbf{B} vanishes (this hypothesis will be called \mathcal{H}_1). \mathbf{B} should thus be chosen essentially perpendicular to the isotherms. Since we consider \mathbf{B} as fixed in space, while the isotherm slope may be variable, this condition is not always strictly fulfilled. This uncertainty becomes more important if mixing is particularly strong in the vicinity of the control surface \mathbf{B} . We will try to choose \mathbf{B} far from these areas.

Differentiating (1.2) and (1.3) with respect to T we obtain :

$$\frac{\partial v}{\partial t} = m + e + \frac{\partial \mathbf{G}}{\partial T} \quad (\text{C.5})$$

$$c T \frac{\partial v}{\partial t} = c (m + e) T + c T \frac{\partial \mathbf{G}}{\partial T} + c \mathbf{G} + \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial T} + \frac{\partial \mathbf{Q}}{\partial T} \quad (\text{C.6})$$

¹ $c = \rho_0 \cdot C_p$ with $\rho_0 = 1020 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ and $C_p = 4000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$.

Multiplying (1.5) with $c T$ and subtracting from (1.6) we obtain :

$$c G = -\frac{\partial F}{\partial T} - \frac{\partial Q}{\partial T} \quad (\text{C.7})$$

Equations (1.5), (1.6) and (1.7) express conservation of volume and heat for the infinitesimal volume $v(T, t).dT$.

In our model, E vanishes due to the rigid lid hypothesis and we obtain three main equations that will be used in this study. Equations (1.2) and (1.7) lead to :

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -\frac{1}{c}\left(\frac{\partial Q}{\partial T} + \frac{\partial F}{\partial T}\right) + M \quad (\text{C.8})$$

The two other equations are the integral with respect to T and the derivative with respect to T of (C.8) :

$$\int_{-\infty}^T \frac{\partial V}{\partial t} dT = -\frac{1}{c}(Q + F) + \int_{-\infty}^T M dT \quad (\text{C.9})$$

$$\frac{\partial^2 V}{\partial t \partial T} = -\frac{1}{c}\left(\frac{\partial^2 Q}{\partial T^2} + \frac{\partial^2 F}{\partial T^2}\right) + \frac{\partial M}{\partial T} \quad (\text{C.10})$$

In the last three equations, the first term corresponds to the **volume change term**, the second one to the **surface flux term**, the third to the **mixing or diffusive term** and the fourth to the **advective term**. The various terms in equation (C.8) are fluxes in m^3/s and are called “water mass transformation”. Thus the units of equation (C.9) are $\text{m}^3.\text{K}/\text{s}$ and the units of equation (C.10) are $\text{m}^3/\text{K}/\text{s}$. For this last equation we will speak about “water mass formation”.

Applying Walin’s method

In an OGCM, the volume change term, the surface flux term and the advective(s) term(s) of equation (C.8) can be calculated and the mixing term is obtained as the residual of the other terms. After that, integrations and derivations can also be performed. For OM8-ARP (OPAMED8 forced by ARPEGE-Climate fluxes) we calculated all these terms from monthly mean data files with a resolution of 0.1°C . Using monthly mean files could be a source of error for the calculation of the advective term. Indeed this term is non-linear and the heat advection by eddies with a time scale below one month is missing. This leads also to an error in the computation of the mixing term. We can show that this error is not very high if we choose large boxes for applying Walin’s method with borders far from high eddy activity areas.

Results for the whole Mediterranean Sea (East of the Gibraltar Strait) over the period 1970-1998² of the OM8-ARP simulation are shown for equation (C.8) in figure C.2, in figure C.3 for equation (C.9) and in figure C.4 for equation (C.10). In all the graphs, the sign convention has been fixed in order to obtain :

$$\text{Volume drift} = \text{Surface flux} + \text{Mixing} + \text{Advection}$$

The X-axis is inverted (from high temperature to low temperature) to correspond to a ρ -axis (from low density to high density - see *Tziperman and Speer (1994)*). The Y-axis

²In all this study, the year 1999 is not used because the last month of the simulation is lost during the time derivative that we perform for Walin’s method

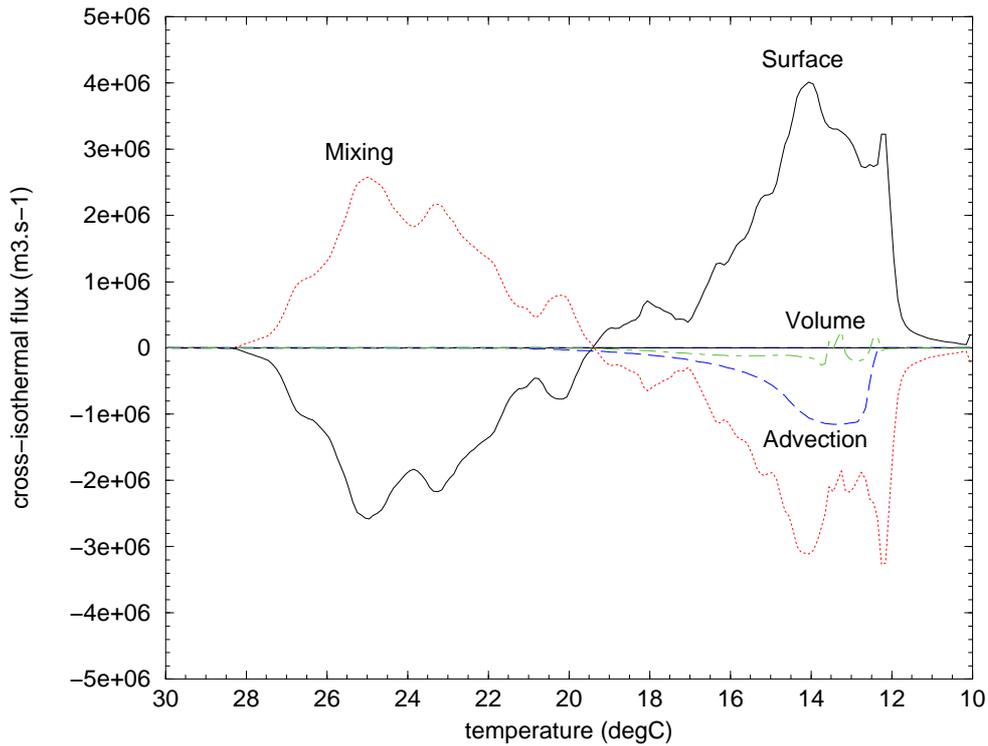


FIG. C.2 – Water mass transformations in m^3/s for the whole Mediterranean Sea (East of the Gibraltar Strait), averaged over the whole period for the OPAMED8 simulation. Surface flux in solid line, mixing term in dotted line, advective term in dashed line and volume change term in dotted-dashed line.

represents cross-isothermal fluxes and the 4 terms of the equations are represented : surface flux (solid line), mixing term (dotted line), advective term (dashed line) and volume change (dotted-dashed line).

In the transformation graph (in m^3/s), in figure C.2, a positive value corresponds to a flux from the left (warm temperature) to the right (cold temperature) across a given isotherm and it is the opposite for a negative value. This leads to convergences and divergences of the water mass in some temperature classes. For a given temperature interval, a positive slope means a flux divergence (or water mass destruction) and a negative slope means a flux convergence (water mass creation).

In the formation graph (in $\text{m}^3/\text{K}/\text{s}$), in figure C.4, a positive peak represents a water mass creation and a negative peak represents a water mass destruction.

In the integral graph (in $\text{m}^3.\text{K}/\text{s}$), in figure C.3, a positive slope is a cooling for the temperature class and a negative slope is a warming for the temperature class.

These conventions and the interpretation of the 3 different graphs is very well illustrated in *Fox and Haines* (2003) for a density range. Figure C.5 is an adaptation of their figure.

Using monthly mean files

If the \mathcal{H}_1 hypothesis is respected, the only source of error in our calculation is due to using monthly mean data. This leads to omit the heat advection by the transients (time scale < 1 month) in the advective terms. Furthermore the mixing term is calculated as the

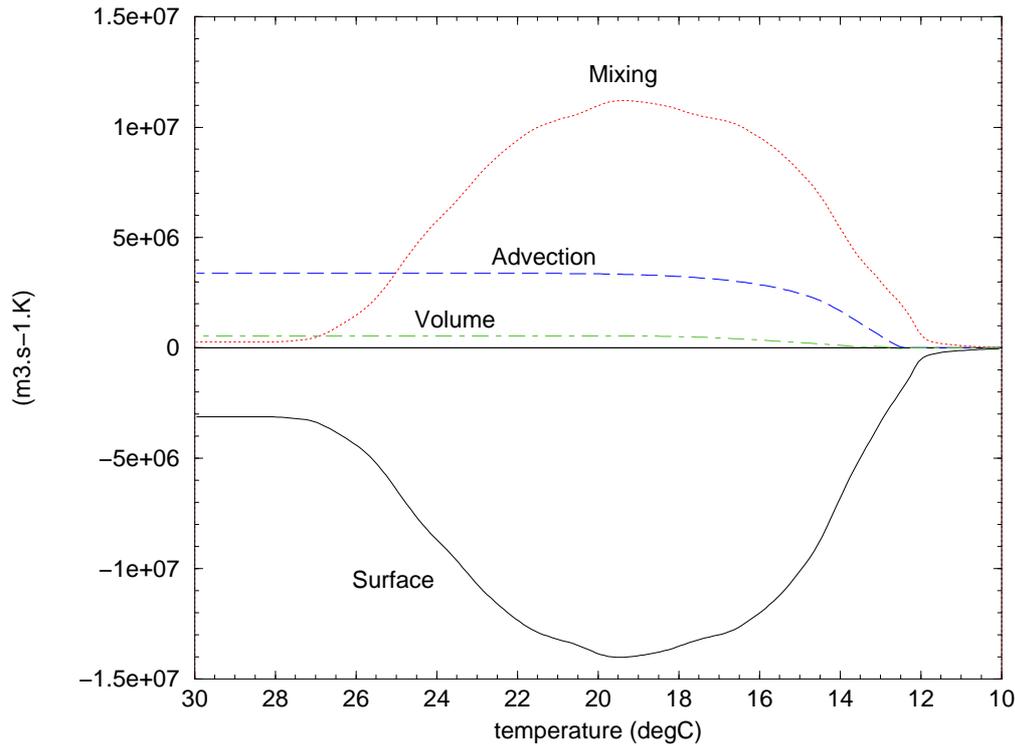


FIG. C.3 – Integral of the water mass transformations with respect to the temperature (in $m^3.K/s$) for the Mediterranean Sea, averaged over the whole period for the OPAMED8 simulation. Surface flux in solid line, mixing term in dotted line, advective term in dashed line and volume change term in dotted-dashed line.

residual of the other terms and it is affected by this error. However, Walin (1982) shows that we obtain “reasonable” results with monthly data.

In one situation, for the whole range of temperature, we can calculate an estimation of the advection by transients using equation (C.9). When $T = \infty$, in equation (C.9), we know that the mixing term has to be very small because this term is conservative throughout the whole temperature range. The difference between 0 and “very small” is due to \mathcal{H}_1 .

With this assumption and if we separate the advective term in two parts, one which is resolved by the monthly mean data files and the other ($M = \langle M \rangle + M'$), equation (C.8) becomes :

$$\int_{-\infty}^{+\infty} M' dT = - \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\partial V}{\partial t} dT + \frac{Q}{c} - \int_{-\infty}^{+\infty} \langle M \rangle dT \quad (C.11)$$

Consequently, in this case, the residual term (commonly equal to the mixing term) is equal to the transient heat advection at the boundary of the box. We will use equation (C.11) to perform the heat budget of the Mediterranean Sea in the next chapter.

Method

In *Somot* (2003), results obtained from applying Walin’s method to different boxes in the Mediterranean Sea are shown. The boxes were chosen to highlight areas of interest in the Mediterranean Sea (water mass formation areas, mixing areas) and to follow the various water masses after their formation. The boxes are described in figure C.6. Here we

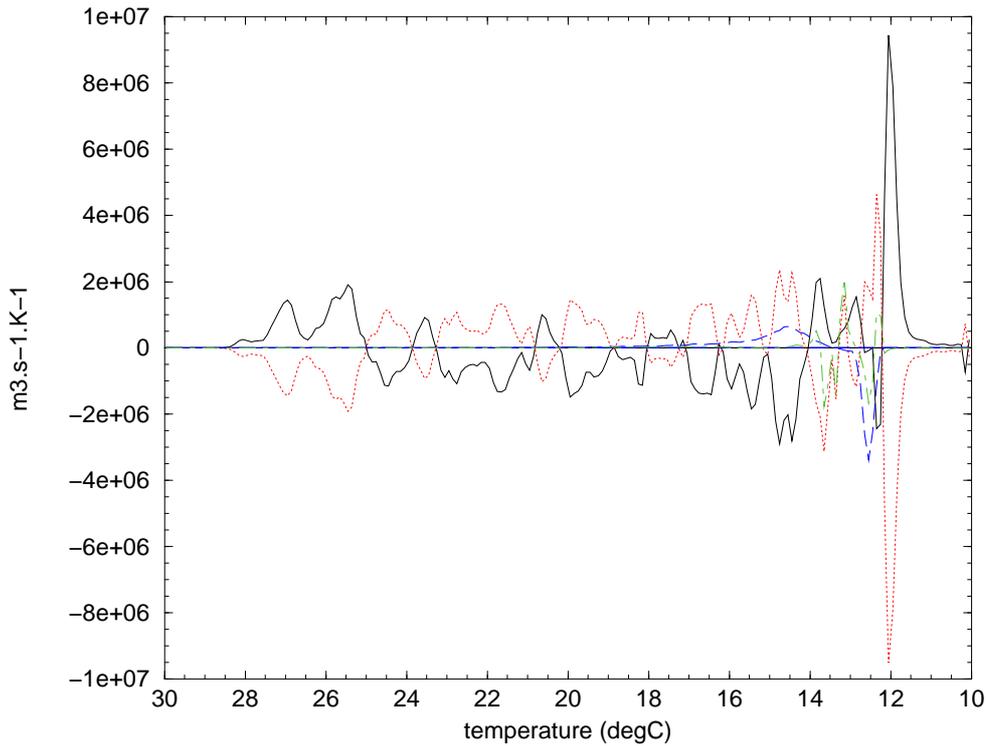


FIG. C.4 – Water mass formations in $\text{m}^3/\text{K}/\text{s}$ for the whole Mediterranean Sea (East of the Gibraltar Strait), averaged over the whole period for the OPAMED8 simulation. Surface flux in solid line, mixing term in dotted line, advective term in dashed line and volume change term in dotted-dashed line.

will only use the Mediterranean Basin limited to the Gibraltar Strait, the B1 box to study the WMDW formation process.

In this chapter we used outputs from OM8-ARP averaged over the last 29 years of the simulation : 1970-1998 (29 years)³ with a temperature resolution of 0.1°C for the X-axis between 10 and 30°C .

Water mass transformations for the Mediterranean Sea

Firstly, we applied Walin's diagnostic to the whole Mediterranean basin in order to illustrate the method and to obtain a global picture of the mechanisms of the Med Sea. Results are shown in figure C.2 for equation (C.8), in figure C.3 for equation (C.9) and in figure C.4 for equation (C.10). For a first analysis, we can separate the surface flux term (solid line) in 3 parts.

$11^\circ\text{C} < T < 14^\circ\text{C}$: in the coldest part of the temperature range, the slope is negative (neglecting the little peak around 12°C). At 14°C we have a positive peak of 4 Sv ⁴ which means that a flux of 4 Sv is going across the 14°C isotherm from the high temperature range (left) to the low temperature range (right). At 11°C the flux is equal to zero which means that there is a convergence of the flux between 11 and 14°C . This convergence leads to a water mass formation (4 Sv) in this range.

³The year 1999 is not used because the last month of the simulation is lost during the time derivative that we perform in Walin's method.

⁴ $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$

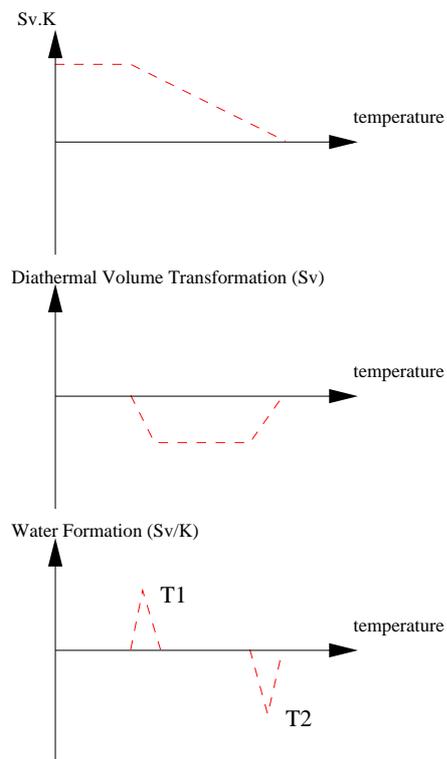


FIG. C.5 – Schematic of the diagnostic results of exchanging a cold water mass $T2$ for a warm water mass $T1$ (X -axis inverted from high temperature to low temperature). At the top, integral of the transformation; in the middle, transformation and at the bottom, water mass formation ($1 Sv = 10^6 m^3/s$).

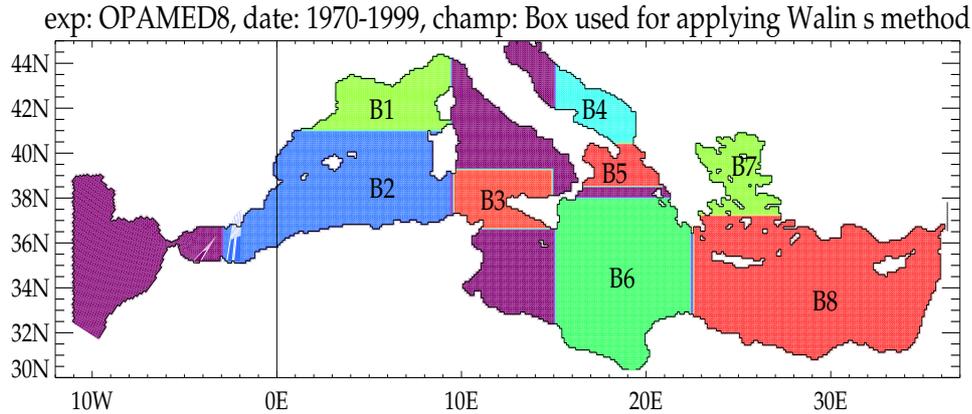


FIG. C.6 – Boxes used for applying Walin's method. B1 : the WMDW formation box (so called Liguro-Provençal basin); B2 : the Algerian current box; B3 : the Sicily Strait box; B4 : the Adriatic Sea box where the ADW is formed; B5 : the Otranto Strait box where the EMDW is formed by cascading; B6 : the Ionian Sea box; B7 : the Aegean Sea box; B8 : the Levantine basin box where the LIW is formed.

$14^{\circ}\text{C} < T < 25^{\circ}\text{C}$: the slope is now positive. There is a divergence of flux : a flux of 4 Sv leaves this temperature range across the 14°C isotherm as seen before and a flux of 2.6 Sv gets out of this temperature range across the 25°C isotherm. This divergence leads to a destruction (6.6 Sv) of water mass by the surface flux between 14 and 25°C .

$25^{\circ}\text{C} < T < 28^{\circ}\text{C}$: The last part of this curve shows a negative slope *i.e.* a water mass formation of about 2.6 Sv.

These results are in accordance with the literature. As seen in papers using Walin's method (Speer and Tziperman, 1992; Tziperman and Speer, 1994; Nurser *et al.*, 1999; Fox and Haines, 2003) the surface flux tends to create waters at the extreme parts of the temperature range and remove water in an intermediate range of temperatures.

In opposition the mixing or diffusive term (dotted line in figure C.2) tends to compensate the transformations due to the surface flux. This term could be described as a “N” shape. For this term, figure C.2 shows a destruction of 2.6 Sv for $T > 25^{\circ}\text{C}$ and 3 Sv for $T < 14^{\circ}\text{C}$. It is interesting to notice that mixing and surface flux terms are in balance for the high temperature range ($T > 18^{\circ}\text{C}$). The imbalance becomes clear when the advective term becomes more important ($12 < T < 18^{\circ}\text{C}$). This advective term represents the Gibraltar strait. A warm inflow of Atlantic water at the surface is compensated by a cold and deep outflow. The dashed line of figure C.2 shows these two layers. The outflow (1.2 Sv) is shown by a very steep positive slope. The inflow is equal to 1.2 Sv but with a wider temperature range. The balance between inflow and outflow is due to the rigid lid hypothesis at the surface in the ocean model. The maximum transport or formation peak is at 12.5°C for the outflow and at 14.5°C for the inflow (dashed line in figure C.4).

The view we have just described is very simple and if we look in detail at the coldest part of the graph we can see that the situation is not so simple. This is due to the presence of various water masses in the Mediterranean Sea. They are formed, mixed and transformed at different locations and with different characteristics. For example, we can isolate at least 2 water masses produced by surface fluxes and one by the mixing. For the surface flux, one is created across the 12°C isotherm (3.2 Sv for $T < 12^{\circ}\text{C}$). This water mass is completely

destroyed by the mixing (3.2 Sv for $T < 12^\circ\text{C}$). This water mass should be the deep waters of the Mediterranean (WMDW and EMDW). The second one is formed between 12.5 and 14°C (1.2 Sv). It corresponds to the LIW. For the mixing, the water mass mentioned above is created between 12.25 and 12.75°C (1.2 Sv). We can notice that the Mediterranean outflow at the Gibraltar Strait is provided by the water mass created by mixing (mixing of the deep waters with the LIW) and not directly by surface flux.

In comparison with the other terms, the weakness of the volume change term (the dotted-dashed line in figure C.2) is a good point for this model. On a long time period (29 years), this term represents indeed the drift in temperature. We can see here that our model is very stable.

The heat budget of the Mediterranean Sea

By integrating the transformations graph (flux in $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) with respect to T , we obtain the curves of figure C.3 (in $\text{m}^3.\text{K}.\text{s}^{-1}$). From these curves, we can extract the Mediterranean Sea heat budget.

The first point of each curve ($T = 30^\circ\text{C}$ in figure C.3) is the integral over the whole range of temperature : for the surface term, it represents the averaged surface heat flux (integral over space, temperature and time) and for advective term it means the Gibraltar Strait heat flux. The volume drift is needed to close the budget and the advection by the transients is calculated as the residual of the other terms as in equation (C.11).

For the surface term we obtain a value $-3.51 \cdot 10^6 \text{ m}^3.\text{K}.\text{s}^{-1}$. Multiplying⁵ by $(\rho.C_p/\text{Surface Area})$ we obtain $-5.8 \text{ W}.\text{m}^{-2}$. Similarly we obtain $+5.6 \text{ W}.\text{m}^{-2}$ for the advective term, $+0.3 \text{ W}.\text{m}^{-2}$ for the volume change and $+0.5 \text{ W}.\text{m}^{-2}$ as residual for the heat advection by transients.

The heat budget for the Mediterranean Sea becomes (a negative value is a loss for the Mediterranean Sea whereas a positive value is a gain according to thermodynamics) :

Surface Heat Flux	$-5.8 \text{ W}.\text{m}^{-2}$	
Gibraltar Heat Flux	$+6.1 \text{ W}.\text{m}^{-2}$	(including transients)
Warming Drift	$+0.3 \text{ W}.\text{m}^{-2}$	

As expected, in the OPAMED8 simulation, the drift is small (about 5% of the other terms) especially if we compare the value ($0.3 \text{ W}.\text{m}^{-2}$) with the interannual variability ($\sigma = 6.4 \text{ W}.\text{m}^{-2}$). The drift is not statistically different of zero.

The values of the surface heat flux and the Gibraltar heat flux are in good agreement with values found in previous papers (see also chapter 1). From in-situ measurements a value of $-5 \text{ W}.\text{m}^{-2}$ is obtained by Lacombe et al., 1964 and Boyum, 1967 (cited by *Bunker et al.* (1982)) for the Gibraltar heat flux. For the surface flux, the value of $-7 \pm 3 \text{ W}.\text{m}^{-2}$ is given by *Béthoux* (1979). The value of $-7 \text{ W}.\text{m}^{-2}$ is also given by *Bunker et al.*, 1982. For them the budget of the Mediterranean Sea has to be balanced over a long period of time because no drift is observed in the water mass characteristics. This hypothesis is now contradicted by the last observations which show a warm and salty trend in the deep water (*Rohling and Bryden*, 1992; *Béthoux et al.*, 1998).

In an ocean model study, *Wu and Haines* (1998) give a value of $-5.8 \text{ W}.\text{m}^{-2}$ for the two terms (40 years averaged after reaching a steady state for the Mediterranean Sea). In the

⁵ $\rho = 1020 \text{ kg}.\text{m}^{-3}$, $C_p = 4000 \text{ J}.\text{kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ and Surface Area = $2.45 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$ (Mediterranean Sea surface in the model at the East of the Gibraltar Strait)

same kinds of study *Brankart and Pinardi* (2001) give a value of -4 W.m^{-2} for the surface with an interannual variability of $\pm 5 \text{ W.m}^{-2}$.

Comparison with Tziperman and Speer, 1994

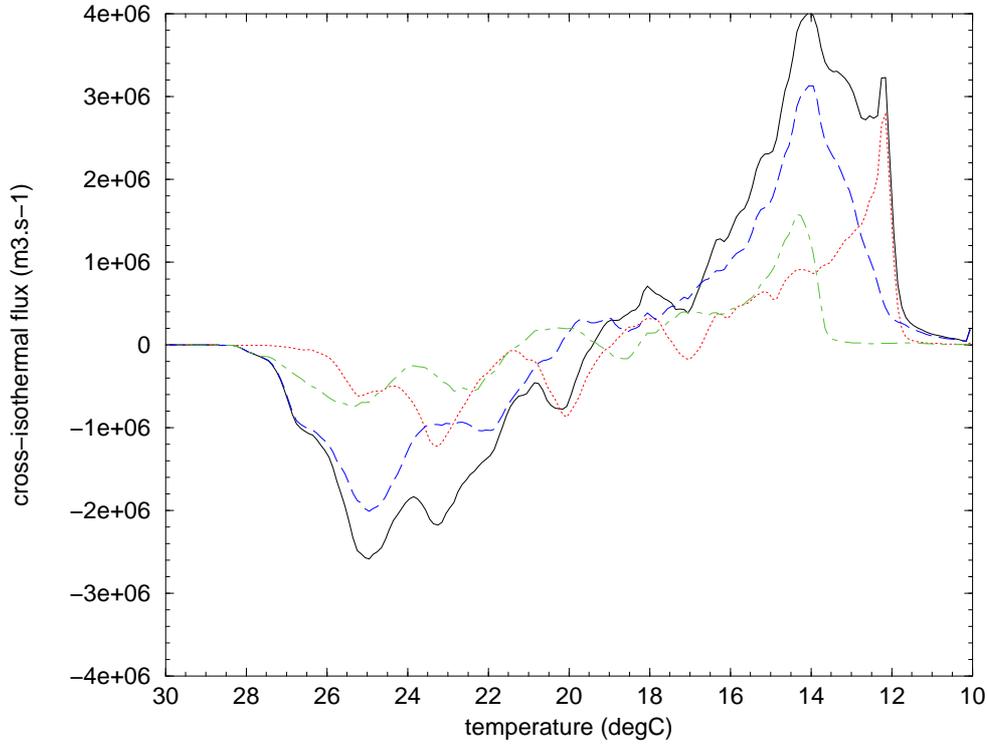


FIG. C.7 – Water mass transformations in m^3/s due to the surface flux, averaged over the whole period (1970-1998) for the OPAMED8 simulation : the whole Mediterranean Sea (solid line), the western part (dotted line), the eastern part (dashed line) and the Levantine basin (dotted-dashed line). The limit between East and West is at 13°E and the western limit of the Levantine basin is at 25.5°E . These curves allow the comparison with the study of Tziperman and Speer (1994).

Water mass	Tziperman and Speer, 1994	Our study
WMDW	1 Sv	2.8 Sv ($T < 12.15^\circ \text{C}$)
LIW	1.5 Sv	1.6 Sv ($T < 14.05^\circ \text{C}$)
EMDW	1.5 Sv	1.5 Sv ($T < 14.05^\circ \text{C}$)

TAB. C.1 – Comparison of the water mass formation rate between OPAMED8 simulation and Tziperman and Speer (1994) study.

The only comparable study with Walin's method on the Mediterranean Sea was done by *Tziperman and Speer* (1994). They applied the method to surface climatological data with a density range for the X-axis. With this approach, only the surface flux term is available and consequently we can only compare this term. For the whole Mediterranean Sea we obtained the same shape as them, which points towards a qualitative agreement. Moreover their peak for the low density range is equal to about 2 Sv around $\sigma = 26.2$. This

peak corresponds to our negative peak of 2.6 Sv around 25°C. We can also compare their peak for the high density range (4 Sv - $\sigma = 28.7$) with our peak for the low temperature range (4 Sv - 14°C). For the whole basin we can conclude that the comparison with the study of Tziperman and Speer (1994) is really good.

In their study values are also given for the formation by surface flux of the 3 main water masses in the Mediterranean Sea. The western basin (WMDW) is defined as the part of the Mediterranean Sea between Gibraltar Strait and 13°E. The eastern part begins at 13°E and the Levantine basin begins at 25.5°E (LIW). The EMDW formation rate is obtained by subtracting the values of the eastern and Levantine part. Results from our study are shown in figure C.7 and a comparison with Tziperman and Speer (1994) is given in table C.1.

The agreement for the eastern basin is very good with very close values for the formation of the LIW and the formation of the EMDW. However we do not find a good agreement for the WMDW. This difference could be explained by an abnormal cold water mass in the western basin found at an intermediate depth (see vertical sections in figures C.15 and C.16, sections are defined in figure C.8).

A similar comparison between our model and the results of Tziperman and Speer leads to a good agreement for the seasonal behaviour of the Mediterranean Sea (curves not shown).

C.2 Water mass climatology for the Gulf of Lions area

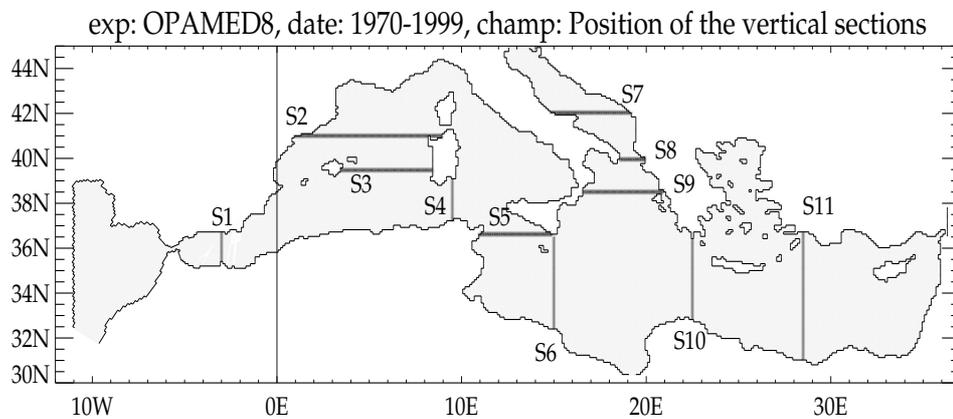


FIG. C.8 – Location of the various vertical sections used in this study (all these sections are shown in Appendix B of Somot (2003) for the potential temperature). Only S1, S2, S3 and S4 will be shown here. S1 : Alboran Sea (see figure C.14 in Appendix B); S2 : Liguro-Provençal Basin (fig. C.15); S3 : Balearic Basin between Balearic Islands and Sardinia Island (fig. C.16); S4 : Sardinia Strait (fig. C.17); S5 : Sicily Strait; S6 : West of the Ionian Sea; S7 : Adriatic Sea; S8 : Otranto Strait; S9 : North of the Ionian Sea; S10 : East of the Ionian Sea; S11 : Levantin Basin. Very often these sections correspond to borders of the boxes used for Walin's method (cf. map C.6).

The WMDW is formed in the North-West of the western basin during winter. After its formation it reaches the bottom, flows towards the South and spreads out into the rest of the western basin (Madec, 1990; Marshall and Schott, 1999). Walin's method allows us to follow this water mass : Liguro-Provençal basin (sections S2 and S3, shown in figure C.15

and C.16), Alboran Sea (S1, fig. C.14), Sardinia Strait (S4, fig. C.17). The results are summed up in table C.2.

Basin	Position of the section	Flux (in Sv)	Toward	Water mass core (Temp. range in °C)
Liguro-Provençal	41°N (fig. C.15)	1.4	South	12.35 (11.85-12.55)
Liguro-Provençal	39.5°N (fig. C.16)	1.5	South	12.35 (11.85-12.65)
Alboran Sea	3°W (fig. C.14)	1.2	West	12.45 (12.35-13.05)
Sardinia Strait	9.5°E (fig. C.17)	0.3	East	12.45 (12.35-13.15)

TAB. C.2 – Characteristics of the WMDW along its path into the western Mediterranean Basin.

The picture of the WMDW formation described here thanks to Walin's method seems to be in good qualitative agreement with the literature. In fact the WMDW formed in this model is too cold as are all the other water masses in this simulation. This is due to a bias in the model which appeared during the spin-up. For the WMDW, a value of 12.9°C is found in-situ by Testor and Gascard, 2000 (cited by *Béranger et al.* (2005)) but colder values exist in the literature : 12.7°C by *Rohling and Bryden* (1992) (in-situ data) and 12.3-12.7°C by *Wu and Haines* (1998) (model studies).

Notice that the major part of the WMDW is going towards the Gibraltar Strait and not towards the East. Therefore the transport of the WMDW follows the Coriolis law and is driven by the topography. Simultaneously the WMDW is warmed along its path by mixing with the LIW above.

Nevertheless the picture described is not all that accurate and the case of the WMDW will show us one of the disadvantages of Walin's diagnostic.

The first problem is highlighted by the 3°E vertical section (section S1, figure C.14) : under the Algerian Current, Walin's approach is unable to distinguish between the LIW and the WMDW which flow together towards the West. A vertical section (3°E) gives us : 12.45°C for WMDW and 12.85°C for LIW. However Walin's method gives us a value of 1.2 Sv for WMDW+LIW without separating the two currents. Therefore we are not able to know which part of the MOW at Gibraltar is constituted by WMDW.

Moreover a vertical section in the Liguro-Provençal basin at 39.5°N (S3, fig. C.16) was plotted and we found that there are two currents flowing towards the South with the same temperature, one at the bottom (the classical WMDW) and the other at about 200 m (Tyrrhenian Intermediate Water, Western Intermediate Water, unrealistic water mass?). The difference is explained by the salinity and thus the density. This means that we are not able to definitively allot the 1.5 Sv flux to the WMDW. These currents are also found in the Sardinia Strait (S4, fig. C.17) where the 0.3 Sv has to be split in two parts, one core is at 12.45°C as indicated in table but we found another peak at 12.85°C. In fact the real WMDW is not mixed very much from its formation area whereas the subsurface current is mixed and warmed along its path. This situation is the same towards Gibraltar.

Consequently we are not able to distinguish these two currents by Walin's method using a temperature range. In which case a density range or a salinity range is needed. These two water masses are present everywhere in the western basin. Even if our analysis of the process involved in the WMDW formation is found to be right (see next section) we are not able to quantify and to follow properly the WMDW in the basin.

C.3 Open-sea deep convection in the Liguro-Provençal Basin

Mean physical process description

As seen earlier in this chapter, obtaining a good representation of the WMDW formation is a great challenge for the ocean modelling because of the different components involved in this phenomenon. Here we will describe the OPAMED8 behaviour by applying Walin's method to a WMDW formation box (see box B1, figure C.6). Result is shown in figure C.9.

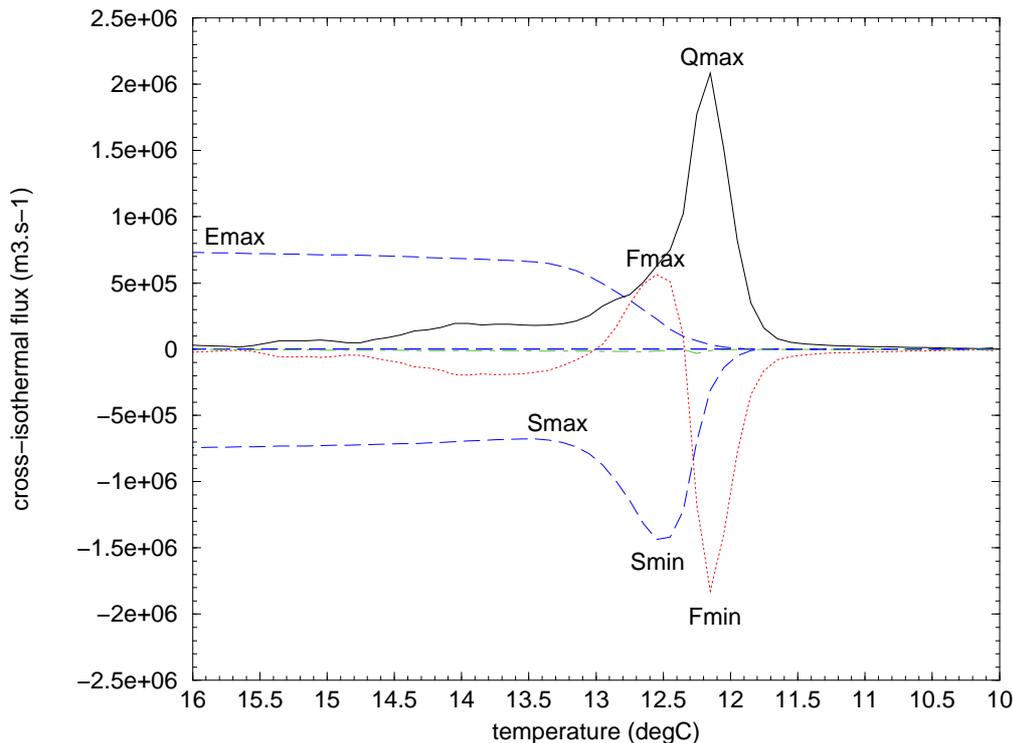


FIG. C.9 – Water mass transformations in m^3/s for the WMDW formation area (North-West of the Mediterranean Sea - see figure C.6), averaged over the whole period for the OM8-ARP simulation. Surface flux in solid line, mixing term in dotted line, advective term in dashed line (the southern border is negative and the eastern one is positive) and volume change term in dotted-dashed line.

To understand figure C.9, it helps to divide the temperature range into 4 sections and to name the peaks (Q for surface flux, F for mixing, S for southern advection, E for eastern advection) :

$T < 12.15^\circ\text{C}$: mixing term ($F_{\min} = -1.8$ Sv, destruction) and surface flux ($Q_{\max} = +2.1$ Sv, creation) are almost balanced. The peak of the formation rate (in Sv/K) is at 12.05°C . From this temperature range, where the surface flux is acting, only 0.3 Sv will be exported as WMDW outside of this area.

$12.15 < T < 12.55^\circ\text{C}$: to compensate the destruction in the cold range the mixing term leads to a formation of water mass in this range : $F_{\max} - F_{\min} = +2.4$ Sv with a formation peak at 12.25°C . This formation by mixing is compensated in this temperature range by two main factors : one due to the surface flux and the other one due to an

outflow to the South (-1.1 Sv in this temperature range). This last component is the signature of the spreading of the newly formed water mass WMDW (Smin).

12.55 < T < 13.55°C : to create a water mass at 12.25°C from a water mass at 12.05°C the mixing term needs a warmer water mass (Fmax). It is provided by the Liguro-Provençal current (E_{max}, +0.5 Sv in this temperature range) and by the LIW inflow (S_{max}-S_{min} = +0.7 Sv). Then this water mass is destroyed mainly by the mixing in this temperature range (-0.8 Sv). The surface flux removes the rest : -0.4 Sv. The formation peaks of the LIW inflow and of the mixing destruction are maximum at 12.75°C.

T > 13.55°C : the inflow from the East compensates the outflow to the South. This is the signature of the Liguro-Provençal current. Moreover the surface flux term and the mixing term are exactly balanced.

The picture described above is in good qualitative agreement with the literature. From this description we understand that the exported WMDW in our model is mainly produced by mixing (80%) and not directly by surface flux (20%). The characteristics of the surface flux curve (flux value in Sv and temperature of the formation rate peak) are obviously important in order to fix the volume of WMDW formed each year but those of the Liguro-Provençal current (LPC) and those of the LIW current are also essential. Walin's method allows us to quantify these characteristics and will allow us to follow their evolution for studying their seasonal cycle and their interannual variability. For the mixing term a simple heat budget based on the transformations graph leads to the following conclusion : the WMDW formed by mixing is based on 1/4 of LIW (or LPC) + 3/4 of cold water formed by surface flux.

The cold bias in our model could come from two factors : the surface flux which tends to create very cold water or the warm part of the advection (LIW or LPC) which provides water that is too cold. If we already know that the LIW and the LPC are too cold, it is more difficult to validate the surface flux because direct observations are generally unreliable (*Josey et al.*, 1999).

Seasonal cycle

In these kinds of physical process the interesting question is “Which process leads?”. One approach is to focus on the seasonal cycle.

Now the different peaks of figure C.9 are attributed to the different physical processes involved in this area. Consequently, we can follow them along the year in order to determine the month when they are maximum or minimum and the value for this month (results in table C.3).

All the components have their maximum in winter during the convective event. Mixing, surface flux and the Liguro-Provençal Current maxima appear simultaneously in January. The southern currents (WMDW and LIW) lag the other terms by one or two months. Thus, they appear to be a consequence of the mixing event. We found the expected results (Madec, 1990).

Béranger et al. (2005) found, in a very similar model study, a mean value of 0.78 Sv (0.76 Sv in our study) for the Corsica Channel with a maximum in January-February (1.2 Sv) and a minimum in August (0.3 Sv) in good agreement with measurements (*Vignudelli et al.*, 1999).

Term	Mean	Maximum	Minimum
Surface (Q_{\max})	+2.1 Sv	Jan : +9.7 Sv	MJJASO : 0 Sv (*)
Mixing cold (F_{\min})	-1.8 Sv	Jan Feb : -5.5 Sv	Oct Nov : -1.2 Sv (*)
Mixing WMDW ($F_{\max} - F_{\min}$)	+2.4 Sv	Jan : +12.5 Sv	Nov : +0.6 Sv
Mixing LIW ($-F_{\max}$)	-0.8 Sv	Jan : -7.0 Sv	Nov : -0.2 Sv
LPC (E_{\max})	+0.8 Sv	Jan : +1.1 Sv	Aug Sep : +0.35 Sv
WMDW (S_{\min})	-1.4 Sv	Feb : -2.0 Sv	Sep Oct : -1.0 Sv
LIW ($S_{\max} - S_{\min}$)	+0.7 Sv	Feb Mar : + 0.95 Sv	Dec : +0.6 Sv

TAB. C.3 – Seasonal cycle for the different components of the Walin’s diagnostic applied to the WMDW box : the maximum and minimum of the flux and the months when they occur are indicated. (*) : in the same range of temperature as the maximum.

Interannual variability

In this chapter, we are interested in the relationship between surface flux time variability and water mass characteristics time variability. We also want to describe and understand the role of the mixing and the role of the heat content (volume change term for Walin’s method) in this relationship.

For this purpose, we use the possibilities offered by Walin’s method. The graphs corresponding to the three different equations (C.8), (C.9) and (C.10) are used.

For the WMDW formation area (box B1 in figure C.6), the goal is to understand which processes lead the interannual variability of the exported WMDW in terms of heat flux and volume flux. In the WMDW formation box, the exported WMDW is characterised by an outflow across the southern boundary⁶ (-1.4 Sv for $T < 12.55^{\circ}\text{C}$) and a water mass core temperature at 12.35°C .

Thanks to the integral graph corresponding to equation (C.9), we calculate the heat loss due to surface flux in this area. We obtain $-(24.2 \pm 12.3) \text{ W/m}^2$. For comparison, mean values and standard deviations for different areas in the Mediterranean Sea are summerized in table C.4 (the boxes are defined in figure C.6).

Term	μ (W/m^2)	σ (W/m^2)	Surface Area (m^2)
Mediterranean box	-5.8	6.0	$2.45 \cdot 10^{12}$
WMDW box (B1)	-24.2	12.3	$1.65 \cdot 10^{11}$
Levantine box (B8)	-2.0	6.7	$6.98 \cdot 10^{11}$
Adriatic box (B4)	-15.9	8.6	$7.60 \cdot 10^{10}$
Otranto box (B5)	-15.0	9.7	$6.38 \cdot 10^{10}$
Aegean box (B7)	-23.6	12.1	$9.15 \cdot 10^{10}$

TAB. C.4 – Mean values (μ) and interannual standard deviations (σ) for the surface fluxes for various areas of the Mediterranean sea (see map C.6 for a definition of the boxes) calculated from the OM8-ARP simulation. The values in Watts have been divided by the surface area of the corresponding box.

⁶A negative advective flux is an outflow.

The transformation peak approach

In graph C.9 representing equation (C.8), we can follow the different peaks each year in the temperature space and in the flux space. Then for each process, we obtain a time-series with 29 values of temperature and 29 values of flux. We calculate the mean and the standard deviation for these series⁷.

In figure C.9, we can define the peak of the surface flux term (so called Qmax), two peaks for the mixing term (Fmin which is colder than Fmax), two peaks for the southern current (Smin which represents the WMDW outflow and Smax) and one peak for the eastern current (Emax, which represents the Liguro-Provençal Current).

From Fmin (value of the cold branch of the destruction by mixing) and Fmax (value of the warm branch of the destruction by mixing), we can define the creation by mixing : $F_{diff} = F_{max} - F_{min}$. Similarly, we use Smax and Smin to define Sdiff, the LIW inflow : $S_{diff} = S_{max} - S_{min}$. The mean and the standard deviation values for temperature and flux are summerized in table C.5 for the interesting processes. The flux time-series for the different processes is shown in figure C.12.

The majority of the peaks are very stable in temperature ($\sigma = 0.1^\circ\text{C}$ for Qmax, Fmin, Smin and Emax). This implies that each event occurs at about the same temperature each year. Notice that the $\sigma = 0.1^\circ\text{C}$ is also equal to the temperature resolution used for Walin's method in this study. Consequently, no correlation studies can be done on variability in the temperature peaks. Furthermore, this weak variability means that the temperature characteristic of the WMDW is very stable.

Contrary to the temperature of the peaks, the interannual variability is very high for fluxes. Very often the ratio σ/μ is of the order of 50 %.

It is very clear that the advective terms are less variable than the surface term or the mixing term. This implies that there is a compensation, more or less important, between surface flux and mixing. We can think that this compensation occurs mainly in the mixed layer and it is the reason why a part of the surface flux variability never influences the deep water.

The variability of Smin (outflow of WMDW - $\sigma = 0.7 \text{ Sv}$) can be due to the variability of the other advective terms or to the imbalance between surface and mixing terms. The calculation of the time-correlation between the different terms will give us more information.

The formation peak approach

We can also use the formation graph corresponding to equation (C.10) to follow the peaks of the different physical processes. Remember that these formation peaks are the signature of the maximum of the derivative of the transformation graph.

These formation peaks are less physically significant (because of the units Sv/K) but they are useful for tracking the interannual variability because there is always one peak associated to one process.

For the WMDW area, the formation graph is shown in figure C.10. The values of each peak (temperature in $^\circ\text{C}$ and rate in Sv/K) are given in table C.6. Three broad temperature classes are apparent in this table : Qcrea (for creation) and Fcold (destruction) act in the

⁷Notice that the values obtained by averaging this time-series is not equal to the value characterising the averaged peak in figure C.9. Indeed when we construct the time-series, we follow the peak in a T-flux space and then the average of the maximum is not equal to the maximum of the average.

coldest class with similar variability which is perhaps the signature of the compensation between these two terms. F_{crea} , Q_{dest} (for destruction) and S_{wmdw} are present in the middle class with similar variability. The variability of F_{crea} seems to be compensated by the variability of both Q_{dest} and S_{wmdw} . $Elpc$, F_{warm} and S_{liw} are in the warmest class where F_{warm} warms water provided by $Elpc$ and S_{liw} . Only the presence of $Elpc$ in the last class is not so clear as it could be put in the second one.

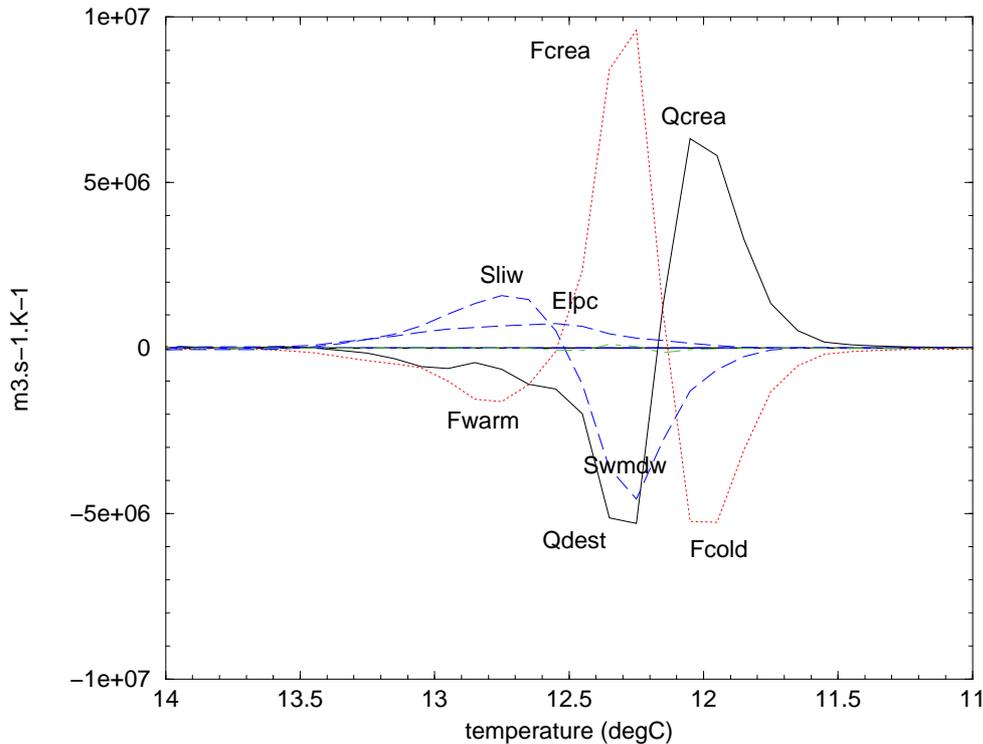


FIG. C.10 – Water mass formations in $m^3/s/K$ for the WMDW formation area (North-West of the Mediterranean Sea - see figure C.6), averaged over the whole period for the OPAMED8 simulation. Surface flux in solid line, mixing term in dotted line, advective term in the South in dashed line and the advective term in the East in dotted-dashed line.

All the hypotheses given here about the influences between the various processes will be put to test in the section dealing with time-correlation.

The mixed layer problem

With the two previous methods (following the peaks in T-flux space), we are not able to distinguish between water masses in the mixed layer where the surface flux variability is mainly compensated by the mixing variability and not exported and the other deeper water masses.

For example, the coldest broad temperature class (formation peak at 12°C), where F_{cold} compensates Q_{crea} , takes place only in the mixed layer. Indeed, no water with this very cold temperature is seen in the annual averaged vertical section (see vertical section C.15, for example). Similarly, if the temperature, at which the process is acting, is too warm, its variability will have no impact on the WMDW variability. Even in the intermediate

temperature range which is defined as the WMDW outflow range, we are not able to separate between the variability in the mixed layer and that below it.

A solution could be proposed to solve this problem. We can change Walin’s diagnostic to perform with water separated under and above the bottom of the mixed layer. This new diagnostic, which is being undertaken at ESSC, is not completely ready to be applied to this study but has been very recently applied to the Atlantic Ocean (*Old and Haines, 2005; Haines and Old, 2005*). In the future, it will be very useful to understand which part of the mixed layer variability is transmitted to the deep layer of the Mediterranean Sea (subduction phenomena, *Marshall et al. (1999)*).

Time correlation

In this section, we perform time-correlations between the time-series of the different processes involved in the WMDW formation area. The time-series are those obtained from the transformation peak approach (see above). Remember that the temperature is not fixed in these time-series because we follow each peak in the 2D space.

Only the statistically significant correlations are shown. The threshold is fixed at $C_{\min}=0.38$ as computed in *Somot (2003)*. This “chain” of correlations is summerized in figure C.11.

Term	μ ($^{\circ}\text{C}$)	σ ($^{\circ}\text{C}$)	μ (Sv)	σ (Sv)
Qmax	12.2	0.1	2.2	1.1
Fmin	12.2	0.1	-2.0	0.9
Fdiff	-	-	3.0	1.8
Smin	12.5	0.1	-1.6	0.7
Fmax	12.6	0.4	1.0	0.9
Sdiff	-	-	0.95	0.6
Smax	13.5	0.4	-0.65	0.3
Emax	14.9	0.1	0.7	0.3

TAB. C.5 – Mean values (μ) and interannual standard deviations (σ) for the different peaks (differeents processes) for the WMDW formation area calculated from the OPAMED8 simulation : results in the temperature space (left) are in $^{\circ}\text{C}$ and in the flux space (right) are in Sv. The values, coming from the transformation peaks, are classed in three broad temperature ranges with respect to the “N” shape of the mixing term (see figure C.9).

Two main conclusions are obtained :

- In each broad temperature class (named COLD, WMDW and WARM), the different terms are correlated together within no lags. If one term varies (more water mass creation or destruction ; more inflow or outflow), then the others vary too. One exception occurs : the warm part of the mixing (Fmax) seems to lead the LIW inflow (Sdiff) by 1 year. Notice that the correlation is also significant within no lags between Fmax and Sdiff and with a 1 year lag when Fdiff leads Smin. This implies that the southern current could lag the mixing by 1 year.
- The link between the three broad temperature classes is achieved by the three part of the mixing. For example, if Fmin is increased (more destruction), Fdiff (more creation) and Fmax (more destruction) also change. Another link occurs between the WMDW class and the WARM class due to the southern current (Sdiff and Smin are strongly correlated).

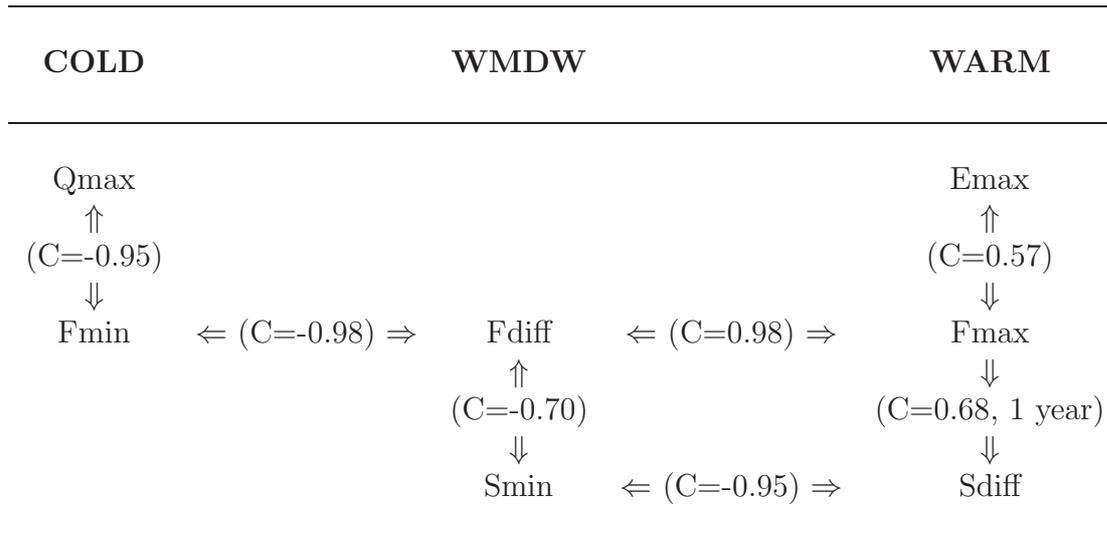


FIG. C.11 – Schematic view of the correlation chain linking the different processes involved in the WMDW formation. The transformation peaks are classified in three temperature ranges.

A leading role for the LIW current (S_{diff}) or the Liguro-Provençal Current (E_{max}) was expected but, from diagram C.11, we can say that it is not the case. It is very difficult to know which process is leading the others at interannual scale. Similarly the advective terms respond to the mixing without lag or with a maximum of a 1 year lag. This means that volume anomalies are removed in less than one year from this area. Moreover no long term correlation is found between the WMDW outflow and the other terms. An impact of the WMDW on the LIW inflow or on the LPC inflow may be found. Indeed, feedbacks of the WMDW on the LIW may exist in the Algerian Current and feedbacks of the WMDW on the LPC may occur through the Tyrrhenian Sea.

No significant autocorrelation is found for the different terms. However we can mention for a future study that S_{diff} and S_{min} could have an 11 year cycle. A longer simulation (at least 100 years) is needed to study the decadal variability.

Using the formation peaks instead of the transformation peaks, we obtain similar correlations.

Tracking specific events

A final way of studying the interannual variability is to focus on specific years. These specific years are defined as years that depart significantly from the average for their flux or their temperature. This method is more empirical than the others but it could confirm the hypotheses that we suggested before.

We plotted the time evolution of the different processes in figure C.12 for the WMDW formation area.

The most interesting year seems to be 1981 for the WMDW formation. For the WMDW time-series, the surface flux, the mixing terms, the WMDW outflow and the LIW inflow are enhanced in 1981. Only the Liguro-Provençal Current remains almost constant. However a maximum is seen in the Elpc curve. The WMDW outflow remains close to its maximum in 1982 even if the other terms decrease. We will try to establish which process is leading the others for this particular year and how the WMDW anomaly is propagating.

Term	μ ($^{\circ}\text{C}$)	σ ($^{\circ}\text{C}$)	μ (Sv/K)	σ (Sv/K)
Qcrea	12.0	0.1	7.6	4.5
Fcold	12.0	0.1	-6.9	3.9
Fcrea	12.3	0.1	12.5	9.0
Swmdw	12.3	0.1	-5.3	3.3
Qdest	12.4	0.2	-6.8	5.1
Elpc	12.6	0.2	1.1	0.4
Fwarm	12.8	0.3	-3.8	3.2
Sliw	12.8	0.2	2.1	1.3

TAB. C.6 – Mean values (μ) and interannual standard deviations (σ) for the different peaks (different processes) for the WMDW formation area calculated from the OPAMED8 simulation : results in the temperature space (left) are in $^{\circ}\text{C}$ and in the flux space (right) are in Sv/K. The values, coming from the formation peaks, are classed in three broad temperature ranges with respect to the “N” shape of the mixing term (see figure C.9 or figure C.10).

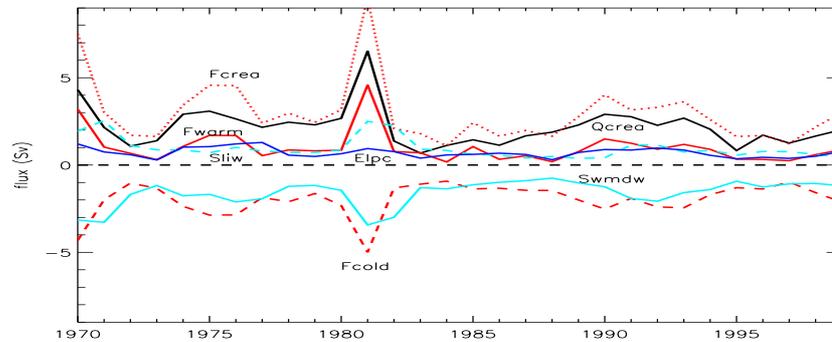


FIG. C.12 – Time-series of water mass transformation peaks for the different processes involved in the WMDW formation (WMDW formation box) at the top, in the EMDW formation (Otranto box) in the middle and in the LIW formation (Levantine box) at the bottom. The boxes are defined in the map C.6.

Figure C.13 shows the different terms of Walin’s diagnostic applied to the WMDW formation box. In this figure, the long-term average for the whole simulation and three particular years (1980, 1981 and 1982) are plotted. This comparison points out the year 1981 to be a very particular year for all the terms. Indeed in comparison with the average, 1981 shows an increase of 200 % for the surface term, 150 % for the cold part of the mixing term (Fmin, figure C.9), 800 % for the warm part (Fmax) and 300 % for the intermediate part (Fdiff). We have also an increase of 150 % for the WMDW outflow (Smin) and 350 % for the LIW inflow (Sdiff). The Liguro-Provençal Current (Emax) shows only an increase of 30 %. The volume change term cannot be described in terms of percentages because the average is very small (no long-term drift in the model). So we obtain a value of +3 Sv for 1981 which is a cooling trend for this year.

The year 1982 is also anomalous for the volume change term and the southern advection. We obtain a warming trend of -2 Sv for the volume change term and an increase of 100 % for the WMDW outflow and 300 % for the LIW inflow.

The study of the monthly time-series (not shown) allows us to say that the anomaly (with respect to the mean seasonal cycle) of the surface flux is the first to occur, in January

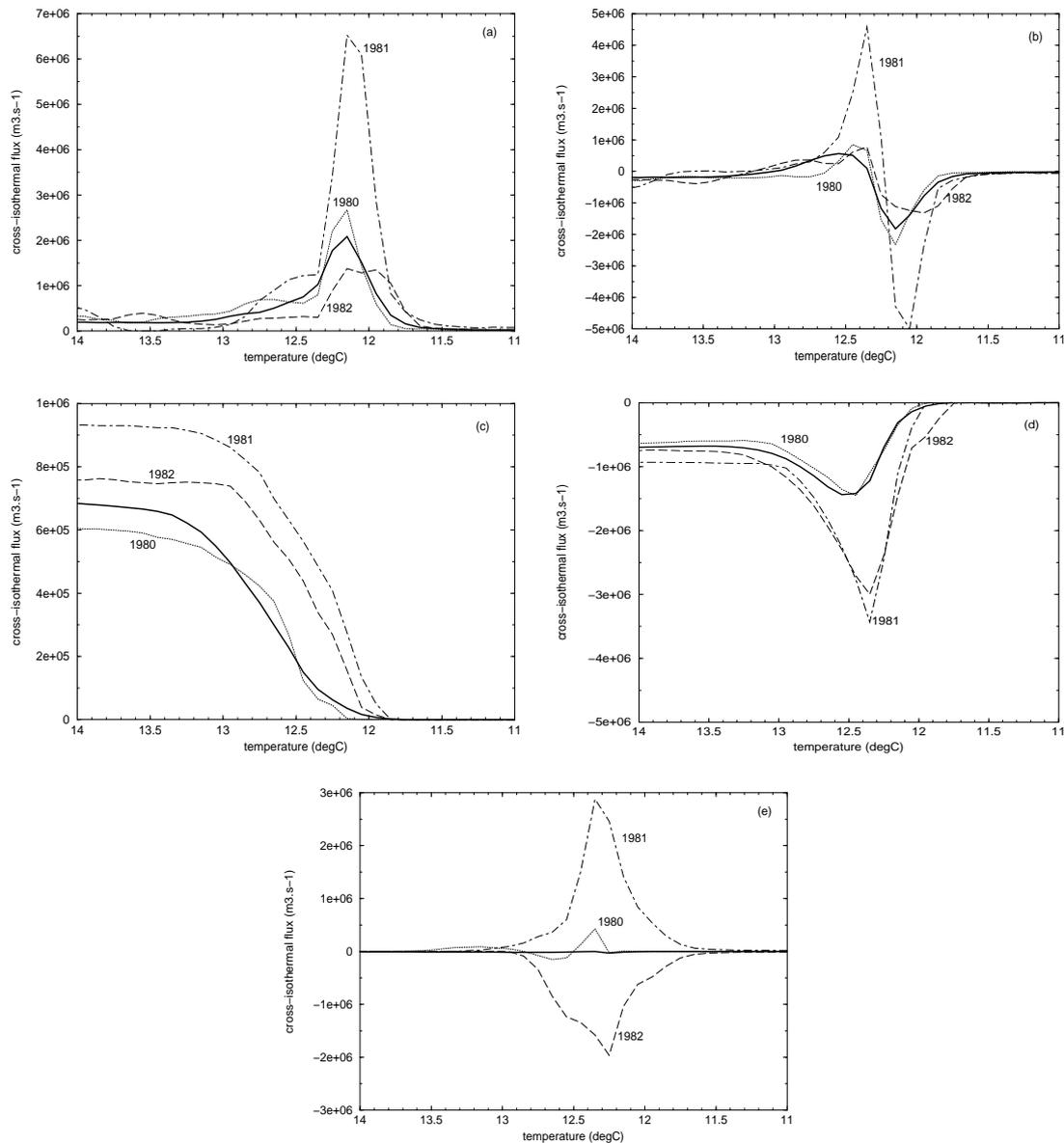


FIG. C.13 – Comparison between the average 1970-1998 (thick solide line) and three particular years : 1980 (dotted line), 1981 (dashed line), 1982 (dotted-dashed line). The different processes are represented for the WMDW formation area : (a) surface flux, (b) mixing, (c) eastern advection, (d) southern advection and (e) volume change.

1981. This anomaly is really important until March, with a maximum in February. The mixing is abnormal from January to June. The anomaly of the cold part of the mixing reaches its maximum in February as expected from the maximum of the surface forcing anomaly. The anomaly of the warm part of the mixing destruction reaches its maximum in March. From January to March the anomaly of the mixing is too weak to balance the surface flux anomaly and thus the volume of the cold part of the temperature range increases more than usual. The signature of this phenomenon is the positive anomaly observed for the volume change term from January to March. This positive anomaly with respect to the seasonal cycle of the volume change term leads to a cooling trend that is more important than for a classical year at the same time of year. The maximum cooling is reached in

March.

From April, the situation changes. The surface flux becomes normal and the mixing remains strong. Thus the volume anomaly begins to decrease with a negative anomaly of the volume change term. The system is re-heating the cold water that it stored previously. The maximum warming is reached in May. As a response to the mixing “work”, the LIW inflow and the WMDW outflow increase from April to the end of the year.

The “destocking” of the cold water, created by surface fluxes in 1981, seems to go on into 1982. Indeed, the volume change term shows a negative anomaly and the southern advection remains strong while the other terms are close to their mean behaviour. We did not find any preconditioning factors in 1980 which could explain the 1981 event. Consequently, we can conclude that the surface flux is the leading process for the extreme event of the year 1981.

The specific event of the year 1981 can be followed in the Algerian Current box within no lags or with a maximum of a 1 year lag. Indeed a maximum of the WMDW outflow towards the East across the Sardinia Strait is found in 1981. Similarly, another maximum (small) is seen in the Alboran Sea towards the Gibraltar Strait in 1982.

C.4 Conclusion of the *Somot* (2003) study

The conclusions can be splitted in 3 main results about using Walin’s method to study the WMDW formation process :

Using Walin’s method : we showed in this study and in *Somot* (2003) that Walin’s method can be adapted to analyse the Mediterranean Sea and its small sub-basins. This diagnostic provides a very coherent quantitative description of the different water masses in a “temperature-flux” space. Furthermore the various physical processes (surface flux, mixing, advection, volume change) can be identified. This allows us to understand better their interactions by dividing the whole temperature range into some broad temperature classes. The knowledge of the mixing amount, which is obtained by Walin’s method, is very useful for understanding the links between the different temperature classes. The seasonal cycle of each process is also very well described using this method. We need however to combine it with vertical sections in order to obtain information about spatial locations.

Finally, we also addressed situations in which using Walin’s method with temperature X-axis was not good enough to describe the water masses. Adapting the diagnostic to a density range and a salinity range is needed.

Simulating the Mediterranean Sea : A second question was the quality of the OPA-MED8 model. Before the current study, we knew that OPAMED8 was in a steady state but that the water masses in the model were colder than those observed in the Mediterranean Sea. The drift occurs during the spin-up phase mainly in winter. The current study allows us to confirm these points. Many ideas have already been proposed to improve the ocean model and solve these problems.

In spite of the remarks above, the water mass advectons in the straits are in a good quantitative agreement with observations. This is also the case for the heat budget of the whole Mediterranean Sea and of the different sub-basins. We obtain the following values with the OPAMED8 model forced by ARPEGE-Climate fluxes : a heat loss of -5.8 W/m^2 for the surface, a heat gain of $+6.1 \text{ W/m}^2$ for the Gibraltar Strait and

a small warming drift of 0.3 W/m^2 . Moreover the qualitative description of physical processes such as deep convection or strait overflow is good in the model. Also, all the main water masses of the Mediterranean Sea are found in the models.

However we have to point out the problem of the abnormal Tyrrhenian Intermediate Water (TIW - formed in the Tyrrhenian Sea and found everywhere at 300 m in the western basin). This problem will need to be addressed in the future.

The comparison of our results with the study of *Tziperman and Speer* (1994), allows us to conclude that looking at the surface flux is not enough to fix the amount and the temperature of intermediate and deep water masses formed in the Mediterranean Sea. This is due to the key role played by the mixing which changes the temperature range and the volume of the newly formed water mass. *Tziperman and Speer* (1994), understood the importance of the mixing but they were not able to quantify it without an OGCM describing the Mediterranean Sea.

In our case, the amount of newly formed water mass is not based on surface fluxes. It is based on the volume of the water mass outflow in the right temperature range which leaves the formation area. We obtain the following values (*Somot, 2003*) : 1.8 Sv for the Levantine Intermediate Water (LIW), 0.5 Sv for the Adriatic Deep Water (ADW), 1.8 Sv for the Eastern Mediterranean Deep Water (EMDW) and 1.6 Sv for the Western Mediterranean Deep Water (WMDW). The WMDW value is the most uncertain because a part of it comes from the TIW.

Analysing the interannual variability : the simulation with OPAMED8 was designed for studying and understanding the interannual variability of the Mediterranean basin.

In this study, Walin's method was very useful for describing the mean behaviour of an area of interest in the ocean but less so for studying the interannual variability. For example, our low temperature resolution does not allow us to analyse the variability of the water mass temperature. In contrast, the method is very powerful for analysing the time variability of heat budgets and the time variability of the fluxes. We found a standard deviation of 6.0 W/m^2 for the surface heat flux and only 0.3 W/m^2 for the monthly mean advective term at Gibraltar. We can also give the interannual standard deviation for the intermediate and deep water formation corresponding to the mean values given just above : $\sigma = 0.5 \text{ Sv}$ for the LIW, 0.2 Sv for ADW, 0.9 Sv for the EMDW and 0.7 Sv for the WMDW.

On the whole, the OPAMED8 model shows a large interannual variability. This can be explained by the air-sea flux variability. Mixing and advection respond to surface forcing with monthly lags. This response is described very well by using significant correlation chains between the different processes in the same temperature class or across different temperature classes. It is very rare to find significant correlations between processes with a lag greater than 1 year in terms of flux.

We think that the interannual variability, described using Walin's method, takes place mainly in the mixed layer. The mixed layer can be very deep in the convective areas of the Mediterranean Sea. In these places (ADW and WMDW formation areas), the mechanism is almost the same : surface fluxes create cold water during the winter and advective terms (inflow) provide warm water with a weaker seasonal cycle. The mixing then heats the cold water and cools the warm water to create a water mass in an intermediate range of temperature. The signature of this phenomenon looks like an "N" shape for the mixing in the transformations graphs of Walin's method. The

volume change term (or heat content) acts as a buffer to store temporarily (for less than two years) cold or warm water. Its long term mean is almost equal to zero in OPAMED8 and so the water mass temperatures do not change during the simulation. It is very difficult to know how much time the ocean keeps a memory of an extreme event of surface flux because this information is very quickly hidden by the next event. A simulation with a constant surface forcing with only one specific year in the middle of the simulation could be very useful to understand better the response of the Mediterranean Sea.

Perspectives : using other X-axes

We have seen for the WMDW and for the LIW that a temperature X-axis is not always sufficient to characterise properly water masses and to follow them. Walin's method using a density range has been used in the past (*Tziperman, 1986; Tziperman and Speer, 1994; Fox and Haines, 2003*) and so we have access to the equation that would be required for this change. Walin's method has however not been applied with a salinity X-axis and so the equation needs to be adapted further.

In the two cases, the goal is to obtain an equation similar to equation (C.8) for which the Surface Term (Surf) is expressed differently. Consequently, the Mixing Term (Mix) also has another form.

$$\frac{\partial V}{\partial t} = Surf + Mix + M$$

With a temperature axis, we have :

$$Surf = -\frac{1}{\rho_0 C_p} \frac{\partial Q}{\partial T}$$

For a density range, *Tziperman* (1986), calculated the buoyancy flux \mathcal{B} (in $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) :

$$\mathcal{B} = \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\alpha}{C_p} Q - \rho \beta SW \right)$$

with

Q : surface heat flux in W/m^2

W : surface freshwater flux in m/s

S : sea surface salinity in psu

ρ : density in kg/m^3

$\rho = \rho_0(1 + \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0))$

with $\rho_0 = 1020 \text{ kg}/\text{m}^3$ and $C_p = 4000 \text{ J}/\text{kg}/\text{K}$

with $\alpha = -\frac{\partial \rho}{\partial T}$ and $\beta = \frac{\partial \rho}{\partial S}$

Q , ρ and W are functions of x , y and t thus $\mathcal{B} = \mathcal{B}(x, y, t)$.

We can calculate $Surf(\rho')$, which is the flux in Sv across the isopycnal surface defined by $\rho = \rho'$, by integrating \mathcal{B} over the chosen time period ($\tau = 1$ month) and over the surface defined by $\rho = \rho'$. For a grid point model, we obtain :

$$Surf(\rho') = \frac{1}{\tau \rho_0 \Delta \rho} \sum_{m=i}^{i+1} \Delta t \sum_{(x,y) / \rho=\rho'} \Delta x \Delta y \left(\frac{\alpha}{C_p} Q - \rho \beta SW \right) \quad (\text{C.12})$$

$\Delta \rho$ is the density resolution. For studying the Mediterranean Sea, *Tziperman and Speer* (1994) choose $\Delta \sigma = 0.12$ sigma interval for an interval from $\sigma = 24$ to $\sigma = 30$. In comparison with equation (C.8), we have just replaced $-\partial Q / \partial T$ by $-\partial(\alpha Q) / \partial \rho$.

$\rho = \rho'$ means that $\rho \in [\rho' - \frac{1}{2}\Delta\rho, \rho' + \frac{1}{2}\Delta\rho]$.

Similarly to equation (C.8), it would be possible to obtain a salinity range in replacing $-\partial(\rho\beta SW/\rho_0)/\partial\rho$ of the equation (C.12) by $-\partial(SW)/\partial S$ in order to obtain the equation (C.13) :

$$Surf(S') = -\frac{1}{\tau\Delta S} \sum_{m=i}^{i+1} \Delta t \sum_{(x,y) / S=S'} \Delta x \Delta y S W \quad (C.13)$$

The salinity resolution ΔS would have to be fixed.

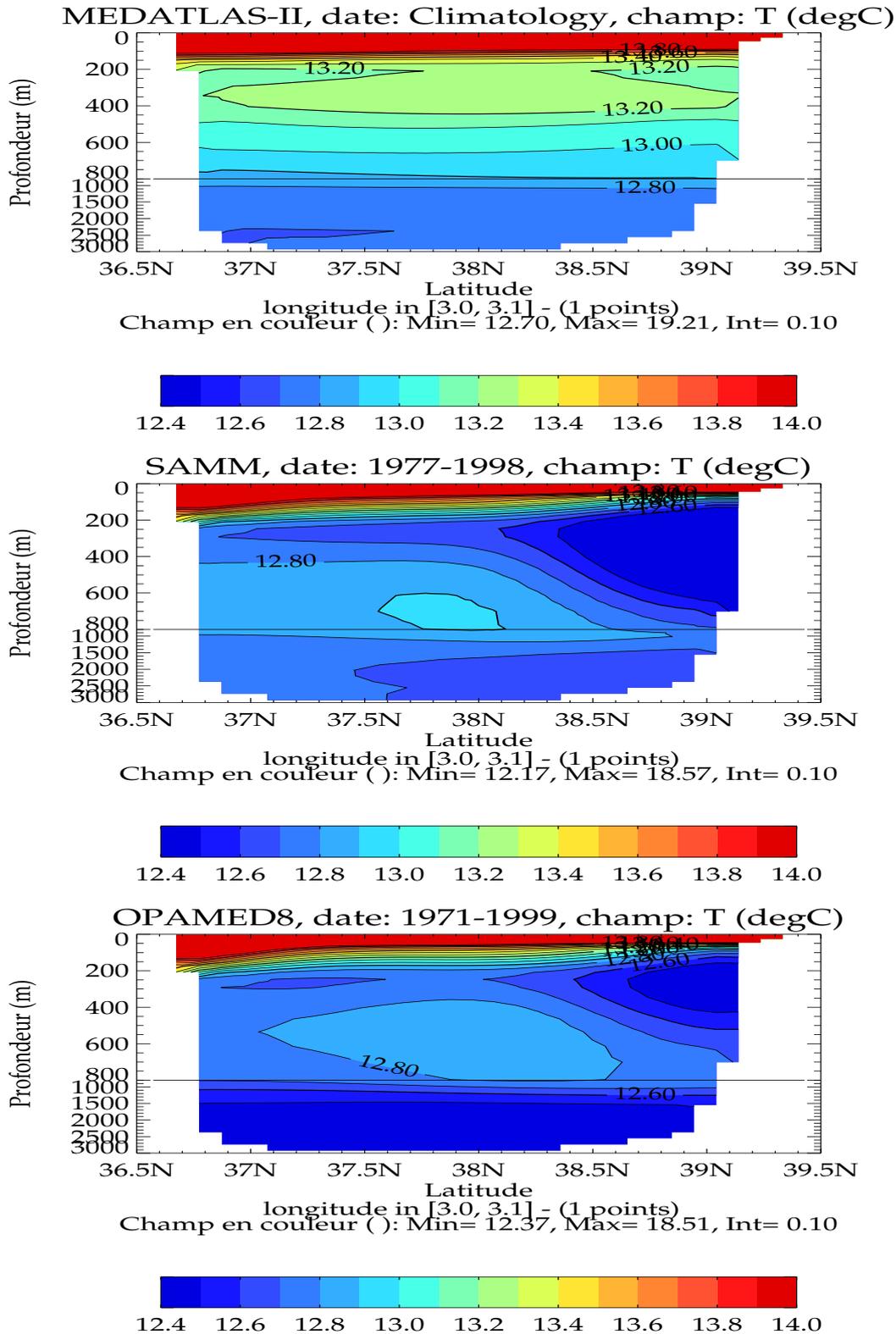
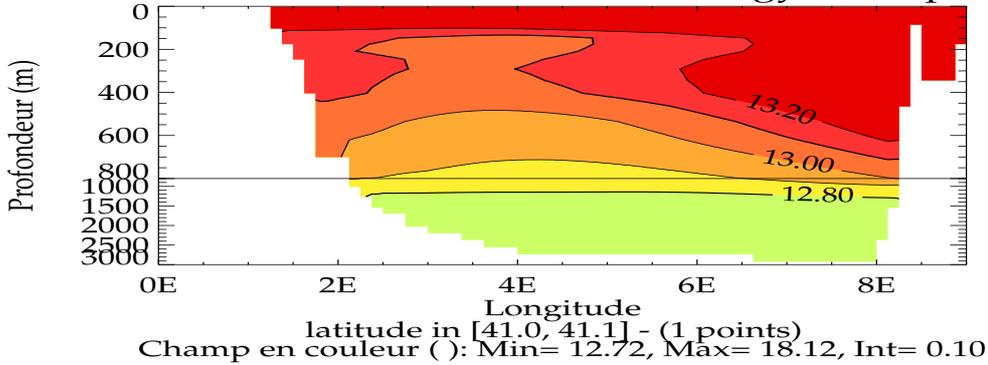
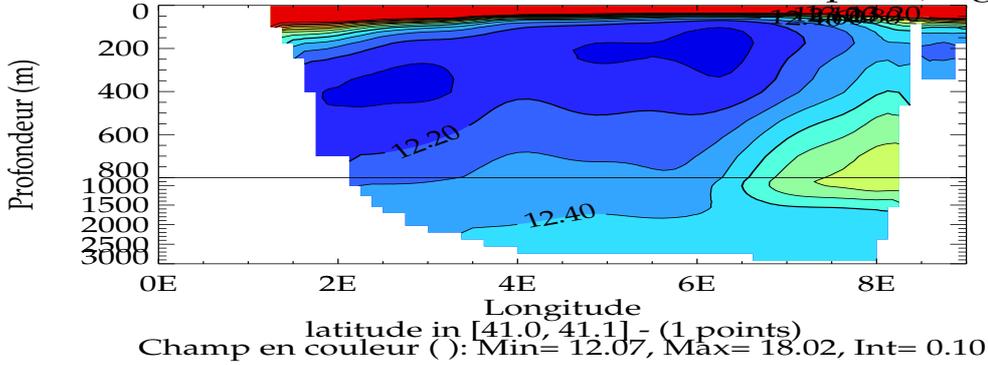


FIG. C.14 – Potential temperature vertical section for the Alboran Sea ($3^{\circ}E$). This section corresponds to the section S1 in figure C.8. Top : MEDATLAS-II (climatology), Middle : SAMM (1977-1998), Bottom : OPAMED8 (1971-1999).

Section MEDATLAS-II, date: Climatology, champ: T (degC)



Section SAMM, date: 1977-1998, champ: T (degC)



Section OPAMED8, date: 1971-1999, champ: T (degC)

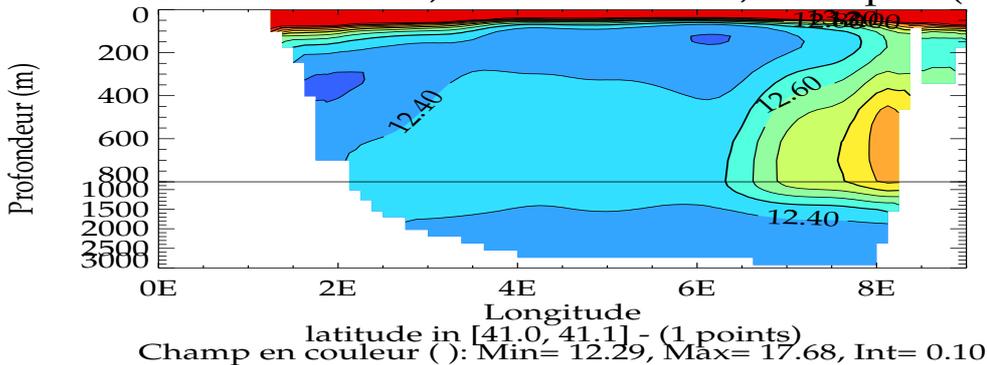
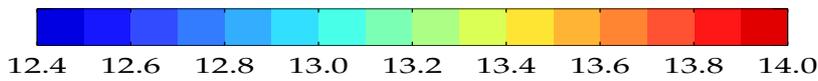
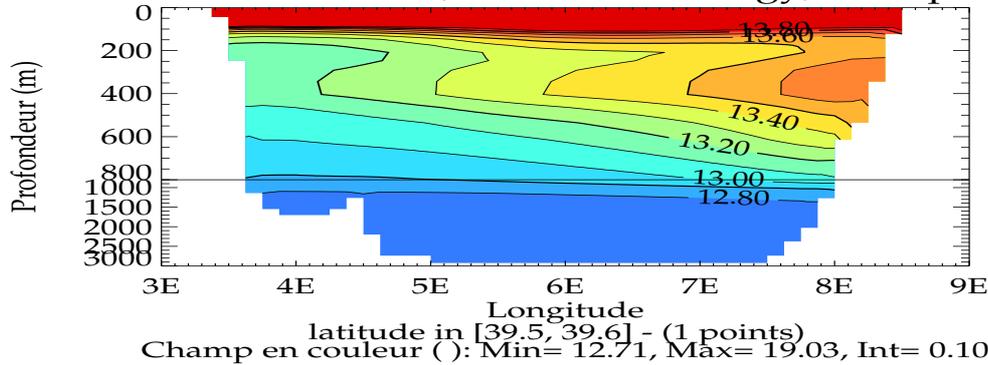
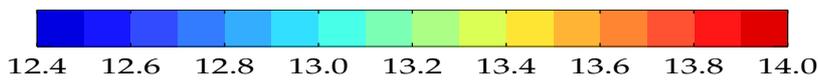
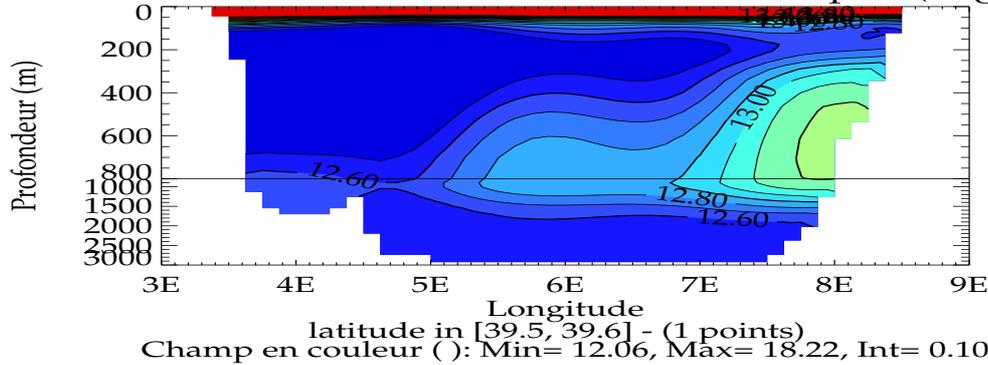


FIG. C.15 – As in figure C.14, but for the Liguro-Provençal basin (41°N - section S2 in figure C.8).

Section MEDATLAS-II, date: Climatology, champ: T (degC)



Section SAMM, date: 1977-1998, champ: T (degC)



Section OPAMED8, date: 1971-1999, champ: T (degC)

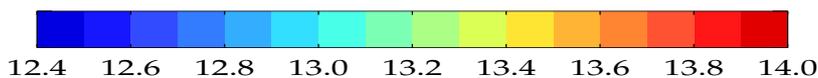
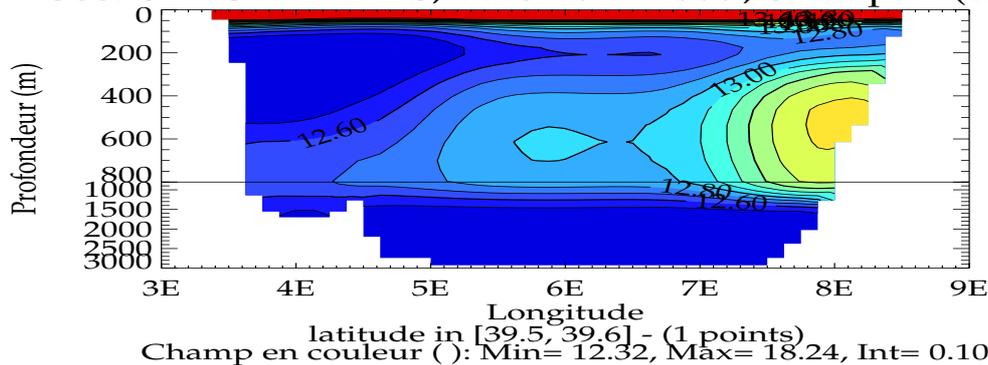


FIG. C.16 – As in figure C.14, but for the Liguro-Provençal basin, between the Balearic Islands and the Sardinia Island (39.5°N - section S3 in figure C.8).

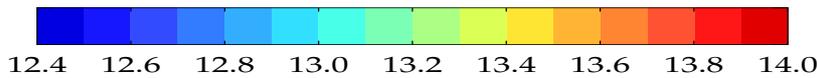
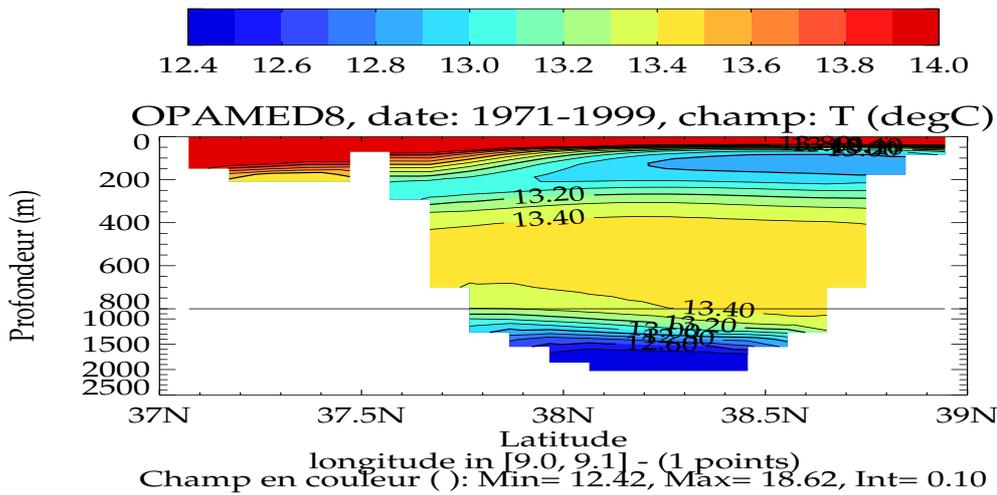
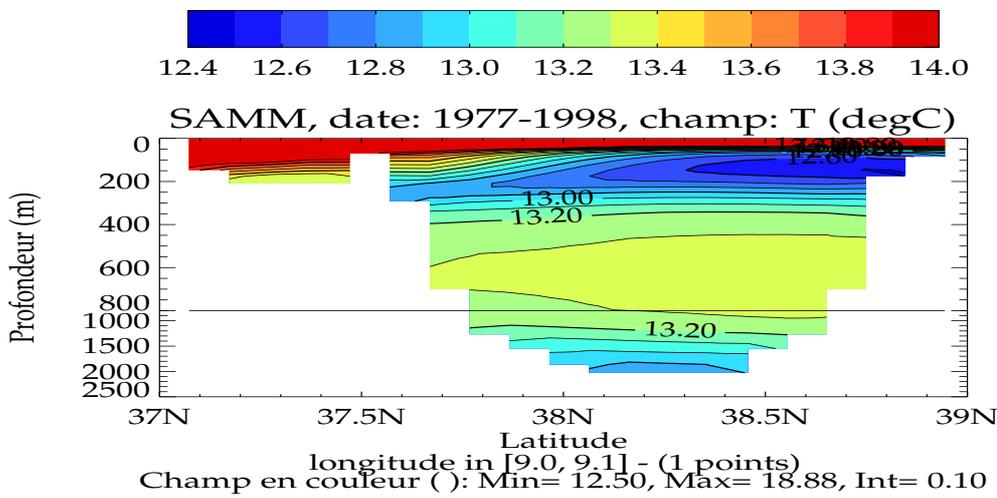
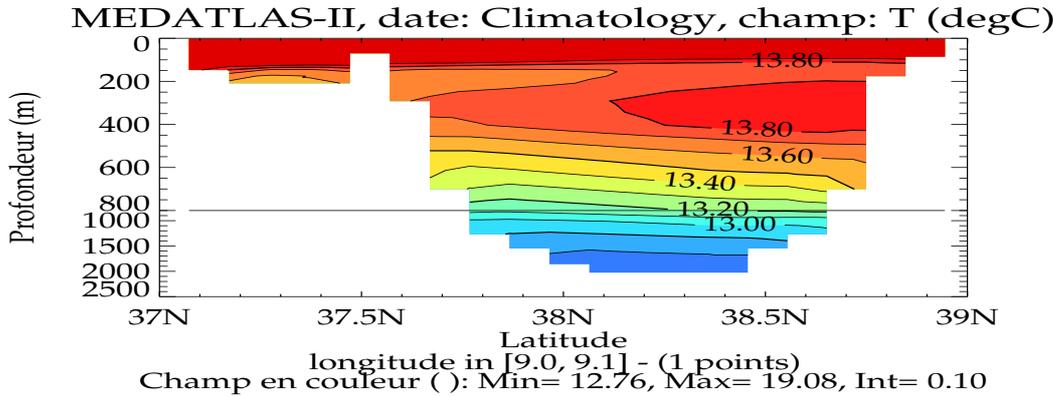


FIG. C.17 – As in figure C.14, but for the Sardinia Strait ($\mathcal{P}E$ - section $S4$ in figure C.8).

Annexe D

Is the Mediterranean Sea thermohaline circulation stable in a climate change scenario ?

D.1 Résumé en français

Titre : Est-ce que la circulation thermohaline méditerranéenne est stable dans un scénario de changement climatique ?

Un scénario IPCC-A2 de changement climatique pour le 21ème siècle a été réalisé pour la mer Méditerranée. La méthode consiste à forcer un modèle océanique de la Méditerranée par les flux issus d'un modèle atmosphérique régional sur la période 1960-2099.

Une simulation de contrôle représentant le climat présent et de même longueur que le scénario a été menée. Cette simulation montre un bon accord avec les observations concernant les flux air-mer. Les caractéristiques en température et salinité ainsi que la circulation thermohaline simulée sont stables et les différentes masses d'eau méditerranéennes sont bien représentées.

Au cours du scénario, un réchauffement et une salinisation des masses d'eau est observé en surface (+3.0°C et +0.43 psu pour l'ensemble de la mer Méditerranée à la fin du 21ème siècle) et dans les couches plus profondes (+1.2°C et +0.24 psu en moyenne sur l'ensemble du bassin). Ces tendances sont en accord avec celles observées sur les derniers 40 ans.

De plus, dans le scénario, la circulation thermohaline méditerranéenne est fortement réduite à la fin du 21ème siècle. Ce comportement est principalement dû à l'allègement des eaux de surface qui entraîne une diminution de la formation d'eau profonde en hiver. A la fin du 21ème siècle, on obtient une diminution de -20% pour la circulation intermédiaire et de -60% pour la circulation profonde en comparaison avec la circulation thermohaline du climat présent. Les caractéristiques des eaux méditerranéennes se jetant en Atlantique sont également modifiées de manière importante au cours du scénario.

D.2 Papier soumis à *Climate Dynamics*

Première soumission en juillet 2004 et soumission de la version révisée en juin 2005

Is the Mediterranean Sea Thermohaline Circulation Stable in a Climate Change Scenario ?

S. SOMOT, F. SEVAULT, M. DEQUE

Climate Dynamics, submitted, July, 2004

Climate Dynamics, submitted after revision, June, 2005

Abstract

A scenario of the Mediterranean Sea is performed for the 21st century based on an ocean modelling approach. A climate change IPCC-A2 scenario run with an atmosphere regional climate model is used to force a Mediterranean Sea high resolution ocean model over the 1960-2099 period.

For comparison, a control simulation as long as the scenario has also been carried out under present climate fluxes. This control run shows air-sea fluxes in agreement with observations, stable temperature and salinity characteristics and a realistic thermohaline circulation simulating the different intermediate and deep water masses described in the literature.

During the scenario, warming and salting are simulated for the surface (+3.0°C and +0.43 psu for the Mediterranean Sea at the end of the 21st century) and for the deeper layers (+1.2°C and +0.24 psu in average). These simulated trends are in agreement with observed trends for the Mediterranean Sea over the last decades.

Moreover, in our scenario, the Mediterranean thermohaline circulation (MTHC) is strongly weakened at the end of the 21st century. This behaviour is mainly due to the decrease in surface density and so the decrease in winter deep water formation. At the end of the 21st century, the MTHC weakening can be evaluated as -20% for the intermediate waters and -60% for the deep circulation with respect to present-climate conditions. The characteristics of the Mediterranean Outflow Waters flowing into the Atlantic Ocean are also strongly influenced by our scenario.

1. Introduction

According to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC 2001), the climate over the Mediterranean basin may become warmer and drier during the 21st century. These two effects could counteract each other with regards to the possible evolution of the Mediterranean Sea thermohaline circulation. Indeed, the impact of warmer and saltier surface waters on the density is unknown.

The Mediterranean ThermoHaline Circulation (MTHC in the following) is driven by heat and water losses at the sea surface (Wüst 1961). This buoyancy flux leads to an anti-estuarine circulation with fresh and warm water getting into the Mediterranean Sea across the Gibraltar Strait at the surface and salty and cold water getting out in a deeper layer. With such a THC, at least one deep water formation area is needed as a key process for driving the vertical circulation. In fact, three main areas of intermediate or deep water mass formation have been reported in the Mediterranean Sea: the Gulf of Lions also called the MEDOC area (MEDOC Group 1970; Schott et al. 1996) where the Western Mediterranean Deep Water (WMDW) is formed, the Levantine basin (eastern part of the Mediterranean Sea) where the Levantine Intermediate Water (LIW, Lascaratos et al. 1993) and the Levantine Deep Water (LDW, Ozsoy et al. 1993) are formed, and the Adriatic Sea (Artegiani et al. 1997) which is the main source of the Eastern Mediterranean Deep Water. In the Adriatic

Sea, two deep water masses are formed during the winter season: the first one comes from the northern Adriatic and flows to the southern Adriatic, where open-sea deep convection takes place. Then, the newly formed Adriatic Deep Water (ADW) exits through the Strait of Otranto into the Ionian Basin and becomes the EMDW (Artegiani et al. 1997).

Past-climate and sensitivity studies have proved that the MTHC can show multiple equilibria and may even be unstable (Myers et al. 1998; Myers and Haines 2002). The sapropels formation is an evidence that this THC was shutdown, or at the least very weak in the past (Béthoux 1993). More recently, the so-called Eastern Mediterranean Transient (EMT) has proved that the source of the EMDW can switch from the Adriatic Sea to the Aegean Sea during some years (Roether et al. 1996; Klein et al. 1999, Nittis et al. 2003, Rupolo et al. 2003). This recent change seems to have many impacts on water mass structures and properties (Klein et al. 1999; Lascaratos et al. 1999; Manca et al. 2003) as well as on the biogeochemistry (Klein et al. 2003).

A weakening or strengthening of the MTHC due to climate change is therefore possible and could have an impact on the Mediterranean sea surface temperature (SST) and consequently on the climate of the surrounding areas. Through the Mediterranean Outflow Waters (MOW), MTHC changes can moreover influence the Atlantic Ocean and hence the Atlantic THC (Curry et al. 2003; Potter and Lozier 2004). A strong impact on the Mediterranean marine ecosystems is also likely.

The MTHC time scale (70 years, see Pickard and Emery, 1994) is smaller than for the global THC (1000 years). So, the impact of a MTHC modification can be visible more rapidly in the Mediterranean water mass characteristics than for the Atlantic. Many authors have reported a warming and salting of the Mediterranean deep waters over the last decades (e.g. Béthoux et al. 1990; Rohling and Bryden 1992; Fuda et al. 2002) and more recently of the MOW in the Atlantic Ocean close to the Gibraltar Strait (Potter and Lozier 2004) as well as far from it (Curry et al. 2003). Béthoux et al. (1998) attribute these trends to global warming. Until now, past-climate studies and sensitivity studies of the MTHC have been done (Myers et al. 1998; Myers and Haines 2002 ; Matthiesen and Haines 2003) but, to our knowledge, no realistic climate change scenario for the 21st century with all forcings has been tested yet for the Mediterranean Sea. We try to assess this issue in the present study.

Modelling the MTHC requires high horizontal and vertical resolution. Small-scale advective and convective processes, small-scale atmospheric forcings and narrow straits have to be resolved to allow for a good representation of the various water masses formation, advection and mixing processes as proved by many authors (e.g. Wu and Haines 1996; Wu and Haines 1998; Castellari et al. 2000; Brankart and Pinardi 2001). These time and space-scale constraints require the design of a downscaling strategy that allows us to assess the impact of a transient IPCC-A2 (IPCC 2001) climate change scenario on the MTHC during the 21st century. The hierarchy of models needed for this strategy is presented in section 2. A present climate validation for the Mediterranean Sea model is shown in section 3. The climate change results focusing on the MTHC evolution are studied in section 4, the results are discussed in section 5 and we conclude in section 6.

2. Models and simulations

2.1 Dynamical downscaling strategy

A hierarchy of three different models is used to allow for a dynamical downscaling of an IPCC-A2 climate change scenario (IPCC 2001) for the Mediterranean Sea over the

21st century. This downscaling strategy and the links between the three models are displayed in figure 1.

An initial 140-year low resolution coupled simulation has been performed with an Atmosphere-Ocean General Circulation Model (AOGCM) under IPCC-A2 scenario forcings (greenhouse gases and aerosols concentration). Then, a high resolution Atmosphere Regional Climate Model (ARCM) has been used to obtain high resolution air-sea fluxes over the Mediterranean Sea. This simulation uses IPCC-A2 forcings and SST anomalies coming from the AOGCM run. Finally, a Mediterranean Sea simulation has been carried out with a high resolution Ocean Regional Circulation Model (ORCM) limited to the Mediterranean Sea. This simulation has been performed using forcings coming from the AOGCM and ARCM simulations.

The downscaling method used in this paper is a one-way nesting strategy. This means that the ORCM results do not influence the ARCM and AOGCM results during the scenario. In reality, the Mediterranean Sea could have an impact on the global climate through its SST and through the MOW flowing into the Atlantic Ocean, as discussed in section 5.

2.2 The global coupled model

The AOGCM used in this study is developed at CNRM (Centre National de Recherches Météorologique, Toulouse, France), coupling the ARPEGE atmosphere model (Déqué et al. 1994) and the OPA ocean model (Madec et al. 1998). This model has been used to simulate the end of the 20th century and different 21st climate change scenarios following the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC 2001). Royer et al. (2002) and Douville et al. (2002) described in detail the model and the study of the IPCC-B2 scenario. In the present study, we use the IPCC-A2 scenario and the associated twin simulation. In this twin simulation (also called control run), the greenhouse gases and aerosols concentrations are kept fixed at their 1950 level. The IPCC-A2 scenario is a pessimistic scenario in which the CO₂ concentration is about 815 ppm in 2099 instead of 602 ppm in the IPCC-B2. The IPCC-A2 scenario has been chosen because it has become a standard for regional climate intercomparison projects (Christensen et al. 2002). As shown in figure 1, the AOGCM is used to provide SST anomalies, as well as anomalies of 3D temperature and salinity in the Atlantic Ocean, to the other models.

2.3 The atmosphere regional climate model

Regional climate simulations can be performed with high-resolution AGCMs (Cubasch et al. 1995), nested regional climate models (Giorgi and Mearns 1999), or statistical downscaling (Wilby et al. 1998). In the present study, we use the first method, which offers advantages in providing globally consistent simulations. However, in this experiment, the high-resolution was restricted to the Mediterranean Basin in using the variable resolution version (or stretched version) of the ARPEGE model (Déqué and Piedelievre 1995). This stretching ability means that this version of ARPEGE is at the same time an AGCM because it is global and an ARCM because of its high resolution over the area of interest.

The model used here is the same as in Gibelin and Déqué (2003) and we just recall here its main features. It uses a semi-lagrangian advection scheme with a two time-level discretization. The spectral truncation is T106, with 31 vertical levels located mainly in the troposphere (exactly those of ERA15 reanalysis, Gibson et al. 1997). The time step is 30 min. The pole of stretching is at the centre of the Mediterranean basin (40°N, 12°E) and the stretching factor is 3. The grid has 120 pseudo-latitudes and 240 pseudo-longitudes (with a reduction near the pseudo-poles to maintain the isotropy of the grid). As a result, the maximum horizontal resolution is 0.5°, that is to

say about 50 km over the Mediterranean Basin, and reaches a minimum of 4.5° in the Pacific.

Déqué and Piedelievre (1995) and Machenhauer et al. (1998) have shown that the stretched version of ARPEGE realistically reproduces seasonal and geographical variations of the main climatological parameters over Europe. The climate simulation is reasonably close to the CRU climatology (New et al. 1999) over Europe and around the Mediterranean Basin as shown by Gibelin and Déqué (2003). The largest deficiency is a too rainy winter. More details about the precipitation field can be found in Frei et al. (2003) and about the water cycle in Hagemann et al. (2004).

The experimental set-up (SST and radiative forcing) is the same as in Gibelin and Déqué (2003), except that the IPCC scenario is A2 instead of B2. A 140-year Atmosphere Scenario (1960-2099) called AS in the following has been run. Its main characteristics are summarized in table 1.

The SST used by the ARCM are given by the coarser resolution AOGCM simulations, and the atmosphere is assumed to be in equilibrium with the oceans and sea ice. The consistency of large-scale circulation patterns between ARCM and AOGCM simulations has been verified in Gibelin and Déqué (2003). Indeed, the physical parameterizations, which calculate the surface fluxes are the same in the AOGCM and in the ARCM.

The year numbering corresponds to the SST chronology. Therefore a model year does not necessarily correspond to the actual year with same number. This is due to the chaotic behaviour of the atmosphere.

2.4 The high resolution Mediterranean Sea model

A Mediterranean Sea limited area version of the primitive equation numerical model Ocean PARallel (OPA, Madec et al. 1998) has been developed. This model, called OPAMED8, is based on the 8.1 version of OPA and consequently is very close to the one developed for the MERCATOR project (<http://www.mercator-ocean.fr>, Drillet et al. 2005; Béranger et al. 2005a; Béranger et al. 2005b; Alhammoud et al. 2005).

The horizontal eddy diffusivity and viscosity coefficients are fixed to $-1.2 \cdot 10^{10} \text{ m}^4/\text{s}$ for tracers (temperature, salinity) and dynamics (velocity) with the use of a biharmonic operator. A 1.5 turbulent closure scheme is used for the vertical eddy diffusivity (Blanke and Delecluse 1993) and the vertical diffusion is enhanced to $1 \text{ m}^2/\text{s}$ in case of unstable stratification. The role of these choices as a source of uncertainty in assessing the MTHC response to climate change is discussed in section 5.2. The density is a function of the potential temperature relative to the sea surface, the practical salinity and the pressure (Jackett and McDougall, 1995). The C grid in Arakawa's classification (Arakawa 1972) is used for the discretization. The bathymetry is based on the ETOPO5'x5' data base (Smith and Sandwell 1997). The rigid lid hypothesis is applied at the surface. A free-slip lateral boundary condition is used and the bottom friction is quadratic. A time step of 20 minutes is applied.

The horizontal resolution of OPAMED8 is $1/8^\circ \times 1/8^\circ \cos(\phi)$ with ϕ latitude. This is equivalent to a range of 9 to 12 km from the north to the south of the model with square meshes. It has 43 vertical Z-levels with an inhomogeneous distribution (from $\Delta Z = 6 \text{ m}$ at the surface to $\Delta Z = 200 \text{ m}$ at the bottom with 25 levels in the first 1000 m). The maximum depth is 4100 m in the Mediterranean Sea (Eastern Basin).

The OPAMED8 grid is tilted and stretched at the Gibraltar Strait to better follow the SW-NE axis of the real strait. The Gibraltar Strait is represented with a two grid-point wide strait.

2.5 Mediterranean Sea scenario simulation

In this study, a 140-year simulation (1960-2099), called Mediterranean Scenario (MS) is performed. Along this run, three boundary forcings are applied to OPAMED8: the air-sea fluxes, the river runoff fluxes including the Black Sea and the Atlantic Ocean characteristics.

2.5.1 Surface forcing

The whole period of ARCM run (1960-2099) provides the air-sea fluxes for the Mediterranean Scenario as seen in figure 1. We have extracted daily momentum, water and heat fluxes from the AS simulation at a 0.5° resolution over the Mediterranean Sea. The OASIS2.4 tool (Valcke et al. 2000) is used to interpolate the fields from atmosphere to ocean model grid.

Air-sea fluxes change every day and are constant over a 24-hour period. Consequently, the diurnal cycle is not resolved by OPAMED8. Water fluxes coming from the atmosphere model are transformed into virtual salt fluxes by dilution in the upper model level with respect to the rigid lid hypothesis.

The heat flux is adjusted to the ORCM SST by a surface relaxation towards the daily SST used by the ARCM (section 2.3). The relaxation coefficient is $-40 \text{ W/m}^2/\text{K}$, as defined in Barnier et al. (1995). It is equivalent to a 8-day restoring time scale, similar to those used in previous studies (e.g. Korres et al., 2000, 5-day restoring term). This term ensures a consistency between surface heat fluxes coming from the ARCM and SST calculated by the ORCM.

2.5.2 River runoff fluxes

No salinity damping is used at the surface of OPAMED8 and a salt flux due to river runoff is explicitly added to complete the salt budget. For the present-climate period (1960-1999), a monthly mean climatology is computed from the RivDis database (Vörösmarty et al. 1996) for the main 33 rivers of the Mediterranean Sea catchment basin.

The Black Sea is not included in OPAMED8. Nevertheless, this sea can be considered as one of the major freshwater sources for the Mediterranean Sea. It is in fact a salt sink in this model configuration. As with the Gibraltar Strait, the exchange between the Black Sea and the Aegean Sea consists of a two layer flow across the Sea of Marmara and the Dardanelles Strait. In this study, we assume that this two layer flow can be approximated by a freshwater flux diluting the salinity of the mouth grid point. Thus the Black Sea is considered as a river for the Aegean Sea. The monthly mean equivalent water flux towards the Aegean Sea is computed as the water budget over the Black Sea surface : Precipitation + Black Sea River Runoff – Evaporation. This parameterization is based on the data collected by Stanev et al. (2000) and assumes that the sea level of the Black Sea does not change.

The Rivdis runoff has been modified according to AS hydrological fluxes (see figure 1), in a way that is consistent with what is done for SST. Table 2 shows the decadal values for the main rivers and the Black Sea during the 21st century. The main decrease is for the Black Sea, and we can expect an impact on the Aegean Sea salinity. Note that for the Nile, the value remains almost unchanged.

2.5.3 The Atlantic Ocean

The final forcing of OPAMED8 is a buffer zone which simulates the Atlantic Ocean west of the Gibraltar Strait. Before 2000, temperature and salinity in this area are relaxed towards the seasonal 3D Reynaud climatology (Reynaud et al., 1998) by means of a Newtonian damping term in the tracer equation equal to

$-(X_{\text{model}}-X_{\text{climatology}})/\tau$. The restoring term is weak close to Gibraltar ($\tau = 100$ -day time scale at 7.5°W) and stronger moving away from it ($\tau = 3$ days at 11°W). For the scenario (2000-2099), the temperature and salinity climatology is modified similarly to the SST and the river runoff. The computation is based on the ocean data from the AOGCM scenario (see figure 1).

2.5.4 Initial conditions and spin-up

The initial conditions are provided by the MEDATLAS-II monthly climatology for the Mediterranean Sea (MEDAR/MEDATLAS Group, 2002) and by a seasonal climatology (Reynaud et al., 1998) for the Atlantic part of the model. We start our simulation in August when the vertical stratification is the most stable to avoid a possible strong and non-physical initial mixing.

A 20-year spin-up has been performed under present climate conditions before launching the MS simulation in order to obtain a quasi-equilibrium. For this spin-up, OPAMED8 is forced two times successively by the interannual fluxes of the 1960-1970 period.

2.6 Mediterranean Sea control simulation

A 140-year additional experiment, called Mediterranean Control run (MC in the following) has been carried out to verify the model stability.

The interannual air-sea fluxes of the 1960-1980 period of the AS simulation are used to force this control simulation. This 20-year long forcing is repeated 7 times to obtain a simulation as long as MS. The MC years are counted from 1960 to 2099. The other forcings (river runoff, Black Sea runoff and buffer zone) are the same as for the MS simulation before 2000. Initial conditions and spin-up are also identical. Consequently, these two simulations begin to diverge only from the year 1980 of the MS simulation. MC and MS characteristics are summarized in table 1.

The MC run allows for the evaluation of the stability of the ORCM over a long period of time under present-climate conditions. Moreover, the difference between MS and MC gives an unbiased evaluation of the climate change impact in case of a drift in MC.

2.7 Temporal analysis

For the majority of the analysed variables, we will show two curves on the same figure, one of the temporal evolution of the variable in the control run and the other of the temporal evolution in the scenario. The scenario is a transient simulation that does not reach equilibrium even at the end of the 21st century. The use of a classical time average is not advisable to analyse such curves or to compare it to the control run curves. Instead we have performed a quadratic fit (least square method) of all the variables showing a temporal trend in the scenario. The fitting curves are represented in dashed line in the corresponding figures (see figure 2 and 3 for example). In the text and in the tables, we always use the value of the last year of the fitted curves that is to say 2099. This approach will be very useful in section 4 (scenario analysis). For the validation of the control run (section 3), the 2099 value practically always corresponds to the 2070-2099 time average. The 2099 fitted value also allows us to filter the interannual variability of the system. In the same figures, a confidence interval at a 95% level has also been plotted around the fitted values of the control run (Gaussian test). The number of independent values is equal to 20 due to the design of the control run.

3. Present climate validation

The main goal of this part is to quantify the stability of OPAMED8 over a long run under present-climate conditions. We also validate here OPAMED8 against observations for fields useful for representing the MTHC, namely air-sea fluxes, surface and integrated temperature and salinity characteristics, mixed layer depth, water mass formation rate and water volumes transported by the MTHC.

3.1 Air-sea fluxes

Validating the air-sea fluxes is a difficult task because of the lack of spatial and temporal high resolution observed data. Nevertheless, for the Mediterranean Sea, some direct measurements exist and strait transport measurements give us indirect informations about surface fluxes. For example, the long term heat and water balance between the Gibraltar Strait transport and the Mediterranean Sea surface flux (Béthoux 1979; Bunker 1982) allows us to obtain indirect observations of the basin integrated value of the surface fluxes. Consequently, for validation, we focus on the spatial average of the MC run over the whole Mediterranean basin. Table 3 summarizes the air-sea flux values computed by means of a quadratic fit as explained in section 2.7. As the control run is very stable, the 2099 fitted values are practically equal to a classical 30-year average over 2070-2099, for example.

For the MC run (2099 fitted value), the Mediterranean surface heat loss is equal to -6.1 W/m^2 taking into account the SST relaxation term which amounts to 31.5 W/m^2 . The -6.1 W/m^2 value with an interannual standard deviation of 5.8 W/m^2 is in good agreement with those found in the literature. From direct measurement, Béthoux (1979) gives a value of $-7 \pm 3 \text{ W/m}^2$ for the surface heat flux. This value of -7 W/m^2 is confirmed by Bunker et al. (1982), whereas they found only $+5 \text{ W/m}^2$ for the Gibraltar heat transport. Later measurements suggest a range of $5.3\text{-}6.2 \text{ W/m}^2$ (MacDonald et al. 1994) for the Gibraltar heat transport. In an ocean model study including the SST relaxation term, Wu and Haines (1998) give a value of -5.8 W/m^2 for the two terms (40-year average after reaching a steady state). In the same kind of study, Castellari et al. (2000) obtain -9.8 W/m^2 for the surface flux (experiment D) and Brankart and Pinardi (2001) a value of -4 W/m^2 . In the latter study, they forced their model with the 1945-1993 observed COADS heat flux (da Silva et al. 1995) with a damping term equal to $-25 \text{ W/m}^2/\text{K}$. Disregarding SST relaxation, the COADS 49-year averaged heat flux is equal to $+10 \text{ W/m}^2$. In our case, the ARCM raw heat flux is equal to -37.6 W/m^2 . Our atmosphere model overestimates the observed value but it is, at least, negative and so simulates a heat loss as expected. Two other atmospheric datasets have been recently used by Josey (2003): the Southampton Oceanography Centre (SOC) flux climatology (Josey et al. 1999) with an integrated heat flux of $+6 \text{ W/m}^2$ and the National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) atmospheric model 1949-2002 reanalysis (Kistler et al. 2001) which gives a value of $+2 \text{ W/m}^2$. Consequently, the atmospheric datasets based on observed values, atmospheric reanalyses or climate models seem to be unable to produce accurate air-sea fluxes for the Mediterranean Sea. The SST relaxation term is thus necessary for forcing an ocean model. With this term, OPAMED8 is able to produce a relevant integrated heat flux.

The other important buoyancy forcing is the water flux (Evaporation – Precipitation – River input) at the surface. For this flux, the spread of the observed values found in the literature is larger than for the heat flux: the larger water loss is given by Béthoux (1979) with a deficit of 0.95 m/year and the smaller by Garrett (1996) with 0.52 m/year . OPAMED8 gives a water loss of 0.72 m/year (about 2.0 mm/day with an interannual standard deviation of 0.2 mm/day), which is in the observed range and

very close to the value given in Gilman and Garrett (1994): 0.71 ± 0.07 m/year. Thanks to the GIBEX experiment at Gibraltar, Bryden and Kinder (1991) obtain a value of the Gibraltar Strait water transport which is equivalent to a E-P-R loss between 0.56 and 0.66 m/year. With the UNESCO database used in our study, the river runoff fluxes plus the Black Sea contribution is equal to 0.18 m/year and the E-P term is equal to 0.90 m/year. This value seems to be overestimated with respect to the latest values given by Josey (2003) for atmospheric datasets. He obtained $E-P = 0.74$ m/year for the SOC climatology and 0.70 m/year with the NCEP/NCAR reanalysis. However, in a modelling study, Wu and Haines (1998) obtained a value of -0.67 m/year with a surface salinity relaxation towards observed data. This value is very close to our E-P-R flux.

The stability of the surface fluxes as well as their interannual variability can be seen in figure 2 for the heat flux in W/m^2 and figure 3 for the water flux in mm/day for the 1960-2099 period of MC (grey curve).

Table 3 summarizes the heat and water surface fluxes for the Mediterranean Sea and for various sub-basins where deep water formation may occur (Gulf of Lions, Levantine Basin, Adriatic Sea, Aegean Sea). These sub-basins are defined in figure 4a. Computing the buoyancy flux (see Marshall and Schott, 1999, equation (6), for the formula) allows us to understand the respective role of the water and heat terms in forcing the THC in each sub-basin. For the whole Mediterranean Sea, the buoyancy flux is negative in our notation. This means that water masses become denser due to air-sea fluxes over the Mediterranean Sea, that is to say that they lose buoyancy. Note that some authors express the buoyancy flux as a density flux by multiplying it by $-g/\rho$ with g the acceleration due to gravity and ρ the density (Josey 2003).

The salt forcing seems to be more important than the heat forcing, resulting in 70% of the total buoyancy flux. This average behaviour masks the seasonal and the interannual variability where the heat term dominates as mentioned by Josey (2003). For example, in winter, the heat term represents more than 80% of the total with a value of $-38.7 \cdot 10^{-9} m^2.s^{-3}$. Additionally, each sub-basin has its own different characteristics. For example, the deep water formation occurring in the Gulf of Lions seems to be mainly due to the heat forcing. Indeed, the yearly mean buoyancy flux due to the heat term is equal to $-11.0 \cdot 10^{-9} m^2.s^{-3}$, which amounts to 2/3 of the total buoyancy flux. The situation is completely different in the Levantine Basin with about 90% of the total buoyancy flux due to the salt flux. The Adriatic Sea and the Aegean Sea show a surface water gain due to the Po and Black Sea runoffs. In these sub-basins, the heat loss (negative buoyancy flux) dominates the water gain (positive buoyancy flux) and it is responsible for the density increase and the sinking of the surface waters. Comparing the evolution of the water and heat term of the buoyancy flux under climate change conditions is one of the key-points in assessing the question of the future evolution of the MTHC as will be shown in section 4.1.

3.2 Sea surface characteristics

The temperature and salinity sea surface characteristics for the whole Mediterranean Sea and for various sub-basins are presented in table 4 (for the model runs, 2099 fitted values are used). Climatological values coming from the MEDATLAS-II database (MEDAR/MEDATLAS Group, 2002) have also been added in this table for validation, as well as the observed SST used for the ORCM surface relaxation (the so-called RSST, Smith et al. 1996). For the whole basin, the model shows a cooling bias of $-1.0^{\circ}C$ with respect to the MEDATLAS-II data and $-0.8^{\circ}C$ with respect to the RSST. The drift leading to this bias occurred during the OPAMED8 spin-up and then MC is very stable in SST from 1960 to 2099 (figure not shown). This initial drift is due to the too strong Mediterranean net heat loss ($-37.6 W/m^2$ in average) simulated

by ARPEGE without the SST relaxation. In the deep water convective areas, the bias is always less than 1°C with respect to the RSST.

The sea surface salinity (SSS) is in very good agreement with the MEDATLAS-II database with a bias of only +0.02 psu for the whole basin. This result validates the ARPEGE E-P-R flux of 0.72 m/year. The SSS bias is very weak in all sub-basins except for the Adriatic Sea where the bias is 0.67 psu. Because of the SSS bias, results concerning the Adriatic Sea have to be considered with care. Nevertheless, the general good agreement with the climatology has to be underlined, especially for the salinity, because this Mediterranean Sea model is forced by explicit river runoff fluxes without any relaxation towards SSS observed values.

The surface salinity map of the MEDATLAS-II database in winter is shown in figure 4a and can be compared with the OPAMED8 surface salinity in figure 4b (averaged over the last 30 years of MC). The areas of maximum SSS, namely the north of the Algero-Provençal basin, the southern Adriatic Sea and the northern Levantine basin are the signature of the open-sea deep water formation areas. Comparing these two maps, the good agreement of the spatial patterns can be seen, apart for the Adriatic Sea where the Po river freshwater input does not seem to be large enough to decrease the SSS as in the climatology.

3.3 Averaged temperature and salinity

To study the MTHC, not only the T-S surface characteristics have to be validated but also the 3D averaged temperature (called T3D in °C) and salinity (S3D in psu). For a given sub-basin with a volume V, T3D is computed through the following equation:

$$T3D = \frac{\iiint_V T(x, y, z). dx .dy .dz}{\iiint_V dx .dy .dz}$$

The values of T3D and S3D have been computed for the different sub-basins defined in figure 4a and are summarized in table 4 using the same quadratic fit method as before.

Comparing with the MEDATLAS-II database, we show that our model is generally too cold (0.5°C in average over the whole basin) due to the surface behaviour and that the 3D salinity is well reproduced with a bias equal to -0.01 psu. For the averaged temperature, the most biased basins are the Aegean basin (-0.9°C) and the Adriatic sea (-0.8°C), the two shallowest basins. For the salinity, the maximum bias occurs in the Gulf of Lions with a fresh bias of -0.09 psu. This bias is probably due to a too weak LIW inflow at an intermediate depth in this area. This failing was already mentioned in other modelling studies (Wu and Haines 1996; Castellari et al. 2000).

As for the surface characteristics, the major part of these biases appear during the 20-year OPAMED8 spin-up and figures 5 and 6 prove that the 3D averaged temperature and salinity of the model are remarkably stable over the 140-year control simulation for the whole Mediterranean Sea. The same behaviour is observed for all individual sub-basins (figures not shown).

3.4 THC characteristics

3.4.1 Methods

Validating the THC is difficult because of the lack of high resolution and long-term observed data at depth. However, the Mediterranean Sea has been observed for a long time and many authors have reported the geography of the different winter convective areas and the maximal depth that the convection can reach. Some have also tried to compute the formation rates of the different Mediterranean water masses. The maximum value of local overturning stream functions will be used to evaluate the

deep circulation. In this section, these four different approaches of the MTHC will be used to validate OPAMED8.

Figure 7a shows the winter (JFM) mixed layer depth (MLD) averaged over the 2070-2099 period of the MC run. The MLD computation is based on a turbulent kinetic energy criterion. The robustness of the criterion is discussed in section 5.3.

The shaded areas identify the areas of winter open-sea convection which are those mentioned in the literature, namely, the Gulf of Lions (MEDOC Group 1970; Schott et al. 1996), the southern Adriatic Sea (Artegiani et al. 1997), the Levantine basin (Lascaratos et al. 1993) and the Aegean Sea (Roether et al. 1996). The winter convection is a process known to be very variable from one year to another (Marshall and Schott 1999) so the MLD averaged value can mask a different reality. The yearly evolution of the maximum depth reached by the monthly mean MLD for each convective area is shown in figures 8a, 8b, 8c and 8d (grey line) and the 2099 fitted values are in table 5. Note that deep water masses formed by shelf convection also exist in the Mediterranean Sea (see Artigiani et al. 1997 for the Adriatic Sea) but this diagnostic is not relevant for these water masses.

A water mass transformation diagnostic has also been computed using density classes. This diagnostic originates from the work by Walin (1982) carried out with temperature classes. This method was then adapted by Tziperman (1986) to density classes and was applied to the North Atlantic Ocean (Speer and Tziperman 1992) and to the Mediterranean Sea (Lascaratos 1993; Tziperman and Speer 1994, Rupolo et al. 2003). The cross isopycnal buoyancy flux ($F(\rho)$ in Sv, equation (1) in Rupolo et al. 2003) produced by surface heat and water fluxes has been computed for each convective area every month and then yearly averaged. Figure 9a shows the curve for the whole Mediterranean Basin and for a 2070-2099 average. Note that a density range of 0.10 kg.m^{-3} has been used. In this study, we will focus our analysis on the denser part of the curve representing the deep water formation process. The peak of minimum value shows that 3.8 Sv of dense water ($\rho > 29.05$) is formed in OPAMED8 by the surface fluxes. This value is in agreement with Lascaratos (1993) who gives a value of 4 Sv for the transformation peak even if it is with a 28.70 density.

For each year, the minimum value of $F(\rho)$ and the density of this minimum have been extracted. These values are the maximum rate of water mass formation and the density of the newly formed water. The temporal evolution of these two parameters has been computed over the 1960-2099 period (cf. figures 10a and 10b). The 2099 fitted values are summarized in table 6. These figures shows the stability of the control run in terms of water mass formation.

The same calculation as in figure 9a has been done for all the convective areas (the Levantine Basin, the Adriatic Sea, the Gulf of Lions and the Aegean Sea defined in figure 4a). Sub-basin calculation has been justified by Lascaratos (1993). The curves averaged over the 2070-2099 period are displayed in figures 9b, 9c, 9d and 9e and the 2099 fitted values are in table 6.

Next, we want to quantify the strength of the Mediterranean Sea thermohaline circulation (MTHC). The maximum of the meridional overturning stream function (MOF) is commonly used to assess the strength of the Atlantic THC in Sverdrup ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$). The MOF is a zonal integration from the western coast (x_W) to the eastern coast (x_E) of the meridional velocity ($v(x,y,z,t)$) which is then vertically integrated from the bottom of the sea $H(x,y)$. This stream function in the vertical-meridional plane has the depth as a vertical coordinate and is given by the following equation:

$$MOF = \frac{\int_{t_0}^{t_1} \int_{x_W}^{x_E} \int_{H(x,y)}^z v(x,y,z,t).dz.dx.dt}{t_1 - t_0}$$

where t_0 and t_1 are the start and end time of the time period, 1 year for example. It is possible to compute the ZOF (zonal overturning stream function) by replacing the meridional velocity with the zonal velocity $u(x,y,z,t)$ and by integrating from y_S to y_N . A zonal overturning stream function (ZOF) has been used for the study of the MTHC by Myers and Haines (2002). Indeed, the MTHC is zonal in average because of the location of the Gibraltar Strait. The exchanges between the Levantine Basin and the Ionian Sea can be studied with this Mediterranean ZOF. However, the MTHC is locally meridional. For example, a local MOF should be defined to study the WMDW formation and its circulation from the north to the south of the western basin. Another local MOF is required to take into account the ADW formation and its transformation into the EMDW. An example of the use of combined ZOF and MOF is given by Döös et al. (2004) for the Baltic Sea.

Figure 11a plots the global Mediterranean ZOF averaged over the last 30 years of MC. This figure is similar to the figure 2 in Myers and Haines (2002). Figure 11c represents a local MOF called Adriatic MOF. It includes the Adriatic Sea and the northern part of the Ionian Sea limited to 37°N. It will be used to study the ADW and the EMDW. Figure 11e shows the Western MOF including the northern part of the Western Mediterranean Sea limited to 38°N (Liguro-Provencal Basin and Tyrrhenian Sea). The deep circulation of the Tyrrhenian Sea is not well developed in our model and consequently the Western MOF allows to study of the WMDW. To better quantify our results, time series of maximum and minimum values of the different overturning stream functions has been computed for fixed sections defined in figure 4a: one section in the Mediterranean ZOF (section F at 21.7°E, figure 12a), two sections in the Adriatic MOF (section D at 40°N, figure 12b and section E at 37.1°N, figure 12c) and one section in the Western MOF (section A+C at 40°N, figure 12d). These maximum or minimum values give an index of the strength of the local MTHC. The validation of the different branches of the MTHC and the study of their evolution along the scenario is then possible with this diagnostic. For each time series, the 2099 fitted values are summarized in table 7.

A diagnostic based on overturning stream functions has been chosen because it allows us to quantify in Sverdrups and in depth the circulation changes between the control and the scenario. Moreover, the choice of any diagnostic based on density would be less appropriated for this climate change study because the vertical structure of the density field changed continuously during the scenario. Note that with this diagnostic, water masses formed by shelf convection are also taken into account.

3.4.2 Levantine Intermediate Water

The Rhodes Gyre, the area of the Levantine Intermediate Water formation, is clearly seen in figure 7a. The maximum winter MLD in figure 8a shows strong interannual variability and a 2099 fitted value of 840m. As mentioned by Ozsoy et al. (1993), the Levantine Deep Water is sometimes formed in the same area as the LIW. However, most of the time, the water mass sinking stops at an intermediate depth as expected. This figure shows one of the worse examples of drift in MC with a shallowing of the maximum MLD during the run from 1400m to 800m. Actually, more LDW formation events occur at the beginning of the run than at the end. A 20-year spin-up does not seem to be long enough to stabilize the MLD in the Levantine Basin.

The maximum LIW formation rate in 2099 (fitted value) is equal to 1.41 Sv for water denser than 29.05. This value is in good agreement with previous studies. Indeed,

with the same method, Lascaratos (1993) gives a value of 1.5 Sv for the maximum LIW formation rate. Tziperman and Speer (1994) confirm this value from a surface climatology data study; Lascaratos et al. (1993) give a value of 1.0 Sv with a mixed layer model and Castellari et al. (2000) a value of 1.5 Sv in a modelling study after the modification of the surface heat flux formulae (DS1 experiment). With a 100-year simulation, Myers and Haines (2000) obtained a LIW formation rate of 1.2 Sv.

However, it is worth noting that the formation rate is highly dependent on the chosen threshold in density. For example, with a 28.92 value instead of 28.70, Lascaratos (1993) obtain a lower value for the LIW formation rate: 0.69 Sv instead of 1.5 Sv. In the framework of a climate change scenario in which the deep water density is continuously changing, we have chosen to discuss the maximum formation rate. We therefore use the minimum value of the function (i.e. the maximum formation rate) and we do not fix any subjective density threshold. It is also impossible to separate the LDW formation from the LIW formation.

Figure 11a shows two well developed THC cells in the Eastern Basin. The upper part of the positive cell corresponds to the Modified Atlantic Water (MAW) eastward circulation. The bottom part of the negative cell corresponds to the eastward transport of the EMDW. The LIW is located between the maximum value at 200m and the minimum value at 1200m, representing the intermediate branch of the Eastern MTHC. This description corresponds to the observations since the pioneering work by Wüst (1961) and before the Eastern Mediterranean Transient (Roether et al. 1996). An estimate of the westward LIW transport can be obtained as the difference between the two optimum values. At 27.1°E (section F), the LIW transport is equal to 1.55 Sv (table 7, 2099 fitted value). This transport is computed as the difference between the sub-surface maximum and the deep minimum of the ZOF at 21.7°E (see figure 12a). This is in good agreement with the formation rate but higher than the total westward transport of 0.8 Sv given by Myers and Haines (2000) across a vertical section at 25.5°E.

3.4.3 Adriatic Deep Water

In OPAMED8, the south of the Adriatic Sea is a well mixed area in winter, as seen in figure 7a and the part of the Adriatic Deep Water due to open-sea deep convection is so formed. Figure 8b shows strong interannual variability for the MLD maximum with a mean at about 800 m and some years for which the convection reaches the bottom. This behaviour corresponds to the observations (Artegiani et al. 1997).

The maximum ADW formation rate in 2099 is equal to 0.55 Sv for waters denser than 29.25. The maximum value of the MOF profile at 40°N (Otranto Strait, section D) is equal to 0.47 Sv (at 400 m, fitted value) in agreement with the formation rate. The formation rate and overturning values are in agreement with Lascaratos (1993, 0.34 Sv), Roether et al. (1994, 0.3 ± 0.1 Sv), Wu and Haines (1998, 0.44 Sv) and Castellari et al. (2000, 0.3 Sv). Figure 12b shows the interannual variability of the Adriatic MOF at 40°N. For the control run, yearly mean values between 0.2 Sv and 1 Sv occur. The Adriatic THC is stable throughout the control run. Note that the MC curve is almost cyclic because of the OPAMED8 forcing is repeated with a 20-year period.

3.4.4 Eastern Mediterranean Deep Water

Eastern Mediterranean Deep Water is formed when ADW overflows the sill at the Otranto Strait (Klein et al., 1999; Stratford and Haines, 2000).

The Adriatic MOF (figure 11c) clearly shows the cascading of the ADW past the Otranto Strait between 39°N and 40°N. The maximum overturning is located at 400m in the Adriatic Sea whereas it is located at about 800m in the Ionian Sea. Moreover non-negligible overturning values are seen down to a depth of 2500m. The time series at 37.1°N (section E, figure 12c) allows us to compute a southward transport of

the EMDW. It is equal to 0.71 Sv, higher than the ADW at Otranto because entrainment and mixing with LIW occurs during the overflow.

In figure 12a, the minimum value corresponds to the deep branch of the MTHC in the Eastern Mediterranean Sea. At 21.7°E (section F), an eastward EMDW transport of 0.52 Sv is simulated by OPAMED8. This proves the ability of OPAMED8 to ventilate the EMDW from its formation area to the rest of the basin. Myers and Haines (2000) obtain a value of 0.1 Sv of eastward transport across a vertical section at 25.5°E, associating it to the EMDW transport. Note that significant EMDW transport exists down to about 3000 m in OPAMED8.

Even if the Aegean Sea is identified as a convective area in winter in our model simulation (see figure 7a and figure 8d), no EMT-like circulation is found in MC (Roether et al. 1996; Klein et al. 1999). Waters formed in the Aegean Sea in winter (maximum formation rate of 1.06 Sv) are not dense enough to overflow into the Levantine Basin and reach the bottom.

3.4.5 Western Mediterranean Deep Water

In figure 7a, the Gulf of Lions is shown as the major site of open-ocean deep water mass formation for the Mediterranean Sea as mentioned by Marshall and Schott (1999). For this area, figure 8c shows that the convection reaches a depth greater than 2000 m most of the time. Only some rare years do not show convection deeper than 500 m. The two situations have been reported in the observations (Mertens and Schott 1998; Marshall and Schott 1999) and have been simulated (Castellari et al. 2000). Mertens and Schott (1998) show that the convection reached the bottom about 2 years over 3 whereas Castellari et al. (2000) obtain a bottom convection only 1 year over 3. Our simulation is closer to the observed results of Mertens and Schott (1998).

The maximum WMDW formation rate is equal to 0.96 Sv for waters denser than 28.95. When we compare with other studies, the WMDW formation rate seems to be overestimated with respect to the value of 0.3 Sv of Lascaratos (1993). However it is in agreement with Tziperman and Speer (1994, 1 Sv). From a modelling study for which the sea surface salinity climatology used for relaxation has been modified, Castellari et al (2000) obtain three different values with various parameterizations of the surface heat fluxes: 1.6 Sv (DS experiment), 1.1 Sv (DS2 experiment) and 0.2 Sv (DS1 experiment).

The overturning stream function shows a maximum value of 0.5 Sv in average over the last 30 years of MC (figure 11e). The contribution of the Tyrrhenian Sea is negligible and consequently this value can be considered as the transport of the newly formed WMDW flowing southwards. This local MOF allows us to diagnose well the western part of the MTHC. The depth of the maximum overturning is about 1000 m and we found significant transport down to 2500 m. Figure 12d shows strong interannual variability of the western MOF at 40°N (sections A+C). A value higher than 0.8 Sv is reached once during the 140 years of the simulation and the 2099 fitted value is equal to 0.37 Sv.

In conclusion, we have proved that OPAMED8 is able to produce a strong, realistic and stable THC for the Mediterranean Sea: this is true for the heat and salt content (equivalent to T3D and S3D as explained above), the geography of winter mixing areas, the maximum mixed layer depth, the water mass formation rate and the deep circulation strength. These validating results allow us to have confidence in studying the possible evolution of the MTHC under IPCC-A2 scenario forcings using this model.

4. Results of the climate change scenario

4.1 Air-sea fluxes

Table 3 summarizes the difference between MC and MS for the surface fluxes for the whole Mediterranean Sea and for the water mass formation basins. In addition to the heat, water and buoyancy fluxes validated in the previous sections, this table contains the yearly and winter averaged value of the wind stress norm (called τ in the following) and of the positive part of wind stress curl (called ξ in the following). These terms are important in preconditioning the deep water formation (Madec et al. 1990; Madec et al. 1996; Marshall and Schott 1999): a cyclonic curl over an area leads to Ekman pumping and isopycnal doming in this area which weakens the vertical stratification. Moreover, wind stress implies an input of turbulent kinetic energy in the mixed layer and so an increase of its depth which is another deep mixing preconditioning mechanism. Changes in these two terms may have a strong influence on the deep water formation processes in the future climate.

For the whole Mediterranean Sea, the surface heat loss decreases from 6.1 W/m^2 to 1.6 W/m^2 and the water loss (or salt gain) increases from 0.72 m/year to 0.98 m/year (2099 fitted values). These results were expected because the Mediterranean climate is known to generally become dryer and warmer in an IPCC-A2 scenario (IPCC 2001; Gibelin and Déqué 2003). The temporal evolution of the heat and water fluxes of MC and MS are compared in the figures 2 and 3. The interannual variability of the two terms does not change significantly between MC and MS. With regards to the buoyancy, the water flux change exactly cancels out the heat flux change (see table 3) and no change in the buoyancy flux is observed. We are therefore not able to answer the question of the evolution of the MTHC from this global approach. Looking at the τ and ξ values averaged over the whole basin we note that they decrease by 15% and 7% respectively. This could weaken the deep water formation preconditioning even if a sub-basin analysis is needed in case of a strong spatial variability. It is worth noting that the wintery τ and ξ values follow exactly the same response as their yearly average. This is true for all the sub-basins except for ξ in the Aegean Sea, but the MS-MC difference is not statistically significant in this particular case.

Focusing on the different sub-basins (Gulf of Lions, Levantine Basin, Adriatic Sea, Aegean Sea), table 3 shows that the yearly mean heat loss decreases everywhere except for in the Aegean Sea where it increases. The surface water loss increases everywhere. This last feature is particularly interesting for the Adriatic Sea and the Aegean Sea in which the buoyancy flux due to the water flux leads to a surface density increase in MS instead of a density decrease as in MC. This result is mainly due to the decrease in river runoff in the scenario, the Po river for the Adriatic Sea and the Black Sea for the Aegean Sea (see table 2).

The effect of the two parts of the buoyancy flux are opposed except for in the Aegean Sea where the buoyancy loss increases by more than 100%. The buoyancy loss increase of the Aegean Sea means that surface waters become denser in MS than in MC due to surface fluxes. This is in favour of deep convection. For the other basins, there is a decrease in the buoyancy loss for the Gulf of Lions and an increase for the Levantine Basin and the Adriatic Sea. However, the MS-MC difference is statistically significant only for the Aegean and Adriatic Seas.

Table 3 shows that the wind stress norm τ decreases in every sub-basin except for in the Aegean Sea where it increases. The yearly MS-MC differences reach 20%. Note that the τ changes are always more pronounced in winter than in the yearly mean. Apart from in the Aegean Sea, the τ decrease means that less turbulent kinetic energy is available in the mixed layer for preconditioning a deeper mixing. The response of

the positive part of the curl ξ is quite similar. The MS-MC differences are always negative apart from in the Aegean Sea. Note that the difference is very large in the Adriatic Sea (-37% over the year) and weak in the other basins (always less than 10%). A ξ decrease means a weaker positive vorticity input from the atmosphere to the ocean. Consequently, as for τ , the ξ forcing tends to weaken the preconditioning of the classical deep convection areas (the southern Adriatic Sea, the Gulf of Lions and the Levantine Basin).

The analysis of the surface fluxes allows for some hypotheses concerning the possible evolution of the winter deep convection. For the Gulf of Lions, all the surface forcings (buoyancy flux, wind stress, wind stress curl) tend to weaken the winter convection and hence the western part of the MTHC. On the contrary, the winter convection should be enhanced in the Aegean Sea with an increase of the buoyancy and a more windy weather. The conditions in the Levantine Basin and the Adriatic Sea have to be checked more carefully because of competing forcings. Indeed, for these basins, the preconditioning phase is weakened whereas the buoyancy loss is enhanced.

In any case, even if the surface flux analysis is interesting, the MTHC response to climate change depends also on advection and internal mixing. So the definitive answer must be given by other diagnostics.

4.2 Warming and salting

Table 4 summarizes the comparison between MC and MS in terms of SST, SSS, T3D and S3D for the 2099 fitted values. For the SST, the mean warming is equal to +3.0°C and it is quite homogeneous over the entire basin. This is probably due to the applied SST relaxation (see discussion in section 5.6). Note that the climate change response of the SST is larger than the SST bias described in section 3.2 (+3.0°C versus -0.8°C) and that the 3.0°C value is corrected of this bias. These two remarks are true for all the surface and averaged salinity and temperature characteristics and underline the key role of the control run in a climate change study.

For the SSS, the model result is more spatially heterogeneous. The basin-scale average is an increase of 0.43 psu with areas with a weaker increase (Gulf of Lions: +0.36 psu) and areas with a stronger increase (Adriatic Sea: +0.76 psu and Aegean Sea: +0.87 psu). The decrease in the river runoff flux is the main cause of the behaviour of the Aegean and Adriatic Seas. It is worth noting that these SSS and SST changes lead to lower surface densities in MS than in MC for every sub-basin (-0.49 kg.m⁻³ averaged over the Mediterranean Sea). This shows that the local surface density evolution is not only driven by the local buoyancy flux, which increases in some sub-basins as seen before. The advection of lighter waters from other sub-basins plays an important role. The Aegean Sea (-0.17 kg.m⁻³) and the Adriatic Sea (-0.25 kg.m⁻³) are the two sub-basins where the density does not decrease a lot. The Gulf of Lions (-0.48 kg.m⁻³) and the Levantine Basin (-0.55 kg.m⁻³) show more important surface density decreases. For each sub-basin, SSS, SST and surface density changes have the same behaviour in winter as in average over the year. This leads us to conclude that deep water formation should decrease with respect to the surface density changes especially in the Gulf of Lions and in the Levantine Basin. The Adriatic Sea and the Aegean Sea might keep a strong local vertical circulation. This spatial discrimination is mainly due to the SSS changes which are mainly driven by river runoff water supply changes. Indeed, the change of the Evaporation-Precipitation term is spatially homogeneous (figure not shown).

The changes in the averaged temperature and salinity represent the ability of OPAMED8 to transfer the surface anomalies towards the deeper layers by vertical and horizontal physical processes (vertical mixing, subduction, diffusion, advection). For the whole Mediterranean Sea and for each sub-basin, table 4 shows areas where this

transfer is more efficient (Adriatic Sea) or less efficient (Levantine Basin) than the average. This allows the following hypothesis to be formulated: during the scenario, the deeper waters of the Levantine Basin are weakly ventilated whereas the deeper layers of the Adriatic Sea seem to be strongly ventilated. This could be the signature of the weakening of either the EMDW formation by cascading or the EMDW advection. The study of the deep circulation changes between MC and MS (see below) should clarify the changes in the EMDW ventilation.

4.3 Thermohaline circulation weakening

The comparison between figure 7a and figure 7b shows that the winter MLD has decreased in all the convective areas at the end of the MS run. The winter averaged MLD is only weakly modified for the Adriatic Sea and for the Aegean Sea, as expected. The Levantine Basin does not appear anymore as a specific area (MLD shallower than 200 m in MS). The most striking result is that the winter MLD do not exceed 300 m in the Gulf of Lions in the MS simulation whereas it was deeper than 1500 m in MC. We note that no other deep water formation area appears in MS.

This first qualitative aspect is confirmed by the analysis of the other MTHC diagnostics described in section 3.4. Firstly, table 6 shows that the formation rate of dense waters decreases in all the convective areas. This decrease reaches -24% for the Gulf of Lions. However, the most important point is the evolution of the formation density, which is the density of the peak of minimum value in the water mass transformation diagnostic. In all the studied sub-basins (see table 6), the water mass formed in winter is lighter at the end of the scenario than in the control run. The difference is statistically significant for all the sub-basins. Even if the volume of the newly formed water mass does not decrease a lot between the control and the scenario, the decrease in the formation density implies that the formed waters in the scenario do not sink as deep as in the control run.

The diagnostic of the maximum depth reached by the MLD every year allows us to quantify this feature (see figures 8a, 8b, 8c and 8d as well as table 5). These figures show that the Adriatic and Aegean Sea winter convection is weakly changed. For these seas, the maximum value of the MLD decreases by only about 10% which is however statistically significant at a 95% confidence level with respect to the interannual variability. The standard deviation of the maximum MLD is evaluated at 170m for the Adriatic Sea and 200m for the Aegean Sea in MC. This standard deviation is not strongly modified in the scenario. For the Levantine basin, the situation is different with a strong weakening of the maximum MLD (-43%). Figure 8a proves that this strong weakening is due to a decrease in the Levantine Deep Water formation frequency. Indeed, the LIW formation remains yearly even if it occurs with a shallower maximum depth. For the Levantine Basin, the new configuration without LDW formation is stable after 2020 in MS. As a signature of the termination of LDW formation, the standard deviation of the maximum MLD is strongly weakened between MC and MS, going from 490m to 290m.

The Gulf of Lions exhibits a similar behaviour with a rapid weakening of the frequency of the very deep convection years. For example, the last winter with a MLD deeper than 1500m occurs in 2044. However, at the end of the scenario, convection deeper than 1000 m is still possible. Using the MLD criteria, the Western Mediterranean deep convection weakens by -71% in 2099, which is statistically significant at a 95% confidence level despite the high standard deviation of the maximum MLD (580m in MC).

The weakening of the winter deep water formation should have an impact on the deep branch of the MTHC. Figures 11b, 11d, 11f, 12a, 12b, 12c, 12d and table 7 show the weakening of the local overturning stream functions.

The major conclusion is that the MTHC becomes a shallow circulation instead of a deep circulation. Indeed, intermediate waters are associated with a smaller but still important volume transport, while the deep and bottom waters become almost motionless. The LIW volume transport decreases by about 20% just after its formation area (section F). This transport is computed as the difference between the sub-surface maximum and the deep minimum of the ZOF at 21.7°E (see figure 12a). We obtain a westward transport of 1.55 Sv in MC and 1.26 Sv in MS. We identify this transport as an index of the LIW circulation. The ADW is nevertheless formed with the same amount in MS and MC (about 0.5 Sv, see figure 12b) but with a lower density in MS, as seen in the formation rate diagnostic. The result is a weakening of the overturning stream function associated with the EMDW.

Figures 11c, 11d show a decrease in the MOF in the northern part of the Ionian Sea. This decrease is of -23% at 37.1°N (section E, table 7). Figure 11d also shows that the volume transport is limited to the upper 1500m in MS, while it is important up to a depth of 2500m in MC. This indicates a density decrease of the water resulting from the mixing of the newly formed ADW with the northwards LIW current. This mixed water, called EMDW in present climate, is less able to cascade over the Otranto Sill in the scenario as clearly seen in figure 11d. So the EMDW transport becomes weaker and shallower. The minimum value of the ZOF at 21.7°E (section F) is also a good index of the ventilation of the EMDW along its path towards the eastern part of the Mediterranean Sea. A decrease of -62% is obtained in 2099. Figure 11b shows that the deep negative cell of the Eastern MTHC is quite negligible in MS. We finally conclude that a large weakening of the Eastern Mediterranean THC occurs during our scenario. It is worth noting that Myers and Haines (2002) obtain the same ZOF pattern in a sensitivity study to changes in surface net evaporation. They so prove that a large increase or decrease in the net evaporation can lead to the MTHC becoming a shallow intermediate circulation overlying stagnant deep waters.

No sign of any long-term EMT-like circulation is found in our scenario even if the Aegean Sea has been identified as a potential deep water formation site through the air-sea fluxes analysis. However, figure 8d shows that convection that is deeper in MS than in MC can occur during some very rare winters such as 2011, 2038 and 2058. A study of these specific years has to be performed before a definitive conclusion about EMT-like circulation and climate change in the Mediterranean Sea can be made.

In the Western Basin (Gulf of Lions area), the situation is as sensitive as for the EMDW. The maximum of the Western MOF is equal to 0.2 Sv in MS (figure 11f) instead of 0.5 Sv in MC (figure 11e). The time series of the maximum of the MOF between Spain and Italy at 40°N (section A+C in figure 4a) is plotted in figure 12d. It is a good index of the WMDW transport from the north to the south of the Western Mediterranean and resolves its interannual variability. During the scenario, a decrease of -62% is obtained in 2099 for the MOF maximum. This difference is statistically significant at the 95% confidence level. The standard deviation of the maximum value of the MOF is notably decreased in the scenario going from 0.16 Sv to 0.10 Sv. Moreover, the 0.1 Sv isoline is situated at 1300m in MS (figure 11f) instead of 2500m in MC (figure 11e). As for the Eastern Basin, the Western MTHC is strongly weakened and becomes shallower during the scenario.

A more thorough study of the time-series should be done in future work to clarify the time lag-correlation between the different water masses transport decreases. Indeed, the following questions remain open: Is the surface flux evolution responsible for all the decreases of the water mass transport ? Or does the decrease of the LIW formation lead the weakening of the WMDW or EMDW formation ? Does the weakening of the WMDW influence the surface circulation ? These questions seem crucial for better understanding and perhaps monitoring the response of the Mediterranean water

masses system to climate change. These issues would also allow us to assess and understand the current climate temporal variability of the Mediterranean water mass formation.

In conclusion, the impact of an IPCC-A2 climate change scenario on the MTHC circulation seems to be a shallowing of the main deep water masses and a weakening of their transport. This weakening reaches 60% for the deep circulation and leads to almost motionless water masses below 1000m in the eastern basin and 1500m in the western basin.

5. Discussion

5.1 The Gibraltar Strait

The impact of the Mediterranean Sea on the Atlantic Ocean occurs by the means of the Strait of Gibraltar (Reid 1979, Curry et al. 2003; Potter and Lozier 2004). A modification of the T-S characteristics of the Mediterranean Outflow Water (MOW) could modify the heat and salt content of the Atlantic Ocean (Curry et al. 2003) and influence its thermohaline circulation.

The present climate steady state is the following: the Mediterranean Sea gives heat and water to the atmosphere and the Atlantic Ocean gives the same amount of heat and water to the Mediterranean Sea across the Gibraltar Strait. These Gibraltar net transports are the result of a warm and fresh surface inflow of the Atlantic Waters (AW) and of a cold and salty deep outflow of the Mediterranean Outflow Waters (MOW). With the rigid lid hypothesis, water fluxes are converted into salt fluxes but the results are equivalent. So, if we consider the Gibraltar net transports, the Mediterranean Sea is a salt source and a heat sink for the Atlantic Ocean. However, if we only consider the Atlantic at intermediate depths, the MOW (stabilises at about 1000 m in the Atlantic) is a heat and salt source because at this depth, the Atlantic water masses are fresher and colder.

We would like to underline that our model has not been designed to study the response of the MOW to the climate change. Indeed, in our model, the evolution of the MOW is not completely free because of the 3D relaxation in the buffer zone. The imposed temperature and salinity anomalies of the buffer zone used for the relaxation come from the global low resolution AOGCM (see section 2) and no feedback is allowed from the ORCM towards these anomalies (one-way nesting strategy). Our strategy also obliges us to neglect the following feedback loop: the MOW modification influences the Atlantic Ocean at intermediate depths, the Atlantic SST is modified by mixing and finally this SST modification has a feedback on the Mediterranean Sea through atmospheric teleconnections or Atlantic Waters flowing into the Mediterranean Sea. Because of our downscaling strategy, the results concerning the MOW have to be considered with care. However, due to their likely important impact on the Atlantic Ocean and despite the short studied period (100 years) compared to the Atlantic time scale, we would like to present them.

Despite the weakening by one third of the intermediate MTHC, the Gibraltar Strait exchanges do not change much with an 8% difference between MC (1.18 Sv) and MS (1.09 Sv) for the volume transport in 2099 (fitted value).

At the Gibraltar Strait in 2099, the yearly averaged surface temperature of the Atlantic inflow is equal to 18.0°C in MC and to 19.9°C in MS. Despite the weakening of the Gibraltar volume transport, this temperature difference implies that the associated heat inflow (inflow for the Mediterranean Sea) becomes slightly higher in MS than in MC ($7.6 \cdot 10^{13}$ W for MS in averaged over 2099, +2%). In addition, the MOW temperature increases from 12.3°C in MC to 14.2°C in MS and the MOW heat transport (outflow)

increases ($6.4 \cdot 10^{13}$ W for MS in 2099, +7%). These competing heat transports lead to a decrease of the net heat transport across the Gibraltar Strait towards the Mediterranean Sea between the control run ($1.5 \cdot 10^{13}$ W in 2099) and the scenario ($1.2 \cdot 10^{13}$ W, -20%). If we integrate the heat gain difference over the 2000-2099 period, the Mediterranean Sea total heat gain through the Gibraltar Strait decreases by $6.4 \cdot 10^{21}$ J (-14% i.e. $-1.6 \cdot 10^6$ J/m³ with respect to the Mediterranean Sea volume). This is in accordance with the basin averaged surface heat loss which decreases between MC and MS (see section 4.1). However, the decrease in the surface heat loss is more important than the decrease in the Gibraltar heat gain and, consequently, the Mediterranean Sea warms up as shown by the T3D variable (see section 4.2).

In terms of salinity, the AW salinity and the MOW salinity increase, from 36.32 to 36.48 psu and from 38.35 to 38.75 psu respectively. The 8% weakening of the Gibraltar volume transport cancels out the salinity increases and leads to a decrease of salt transports (-7% for the AW and -6% for the MOW) in contrast with the response of temperature. Finally, the net salt transport (outflow - inflow) remains quite constant between MC and MS ($2.4 \cdot 10^9$ g/s in 2099, which is equivalent to an opposite water flux of about 0.06 Sv). Integrated over the 2000-2099 period, the situation remains the same and the Mediterranean salt loss through the Gibraltar Strait stays constant with a value of about $7.22 \cdot 10^{18}$ g of salt. During the scenario, the net evaporation (E-P-R) increases leading to a more saline Mediterranean Sea (see section 4.1 and 4.2). No compensation occurs at the Gibraltar Strait and so the Mediterranean Sea continues to become increasingly salty.

With regards to the impact of the changes occurring in the Mediterranean Sea on the Atlantic Ocean, we can conclude that the MOW could be warmer (with an averaged rate of $+0.19^\circ\text{C}/\text{decade}$) and saltier ($+0.05$ psu/decade) than in present-day climate. These trends seem to be already observed in the Atlantic (Curry et al. 2003; Potter and Lozier 2004). Potter and Lozier (2004) give comparable values for the observed trends since 1955: $+0.101 \pm 0.024^\circ\text{C}/\text{decade}$ and $+0.0283 \pm 0.0067$ psu/decade. In this context, the 21st century would see an acceleration of the already observed trends. However, for the heat and salt budget of the Atlantic at intermediate depths, the important point is that the MOW heat transport could increase, while the salt transport could decrease. The integrated MS-MC difference over the 2000-2099 period indicates that the Mediterranean Sea could transport less salt ($-6.3 \cdot 10^{18}$ g of salt) and more heat ($+5.1 \cdot 10^{21}$ J) into the Atlantic Ocean at intermediate depths over the 21st century if the climate system follows the IPCC-A2 scenario instead of keeping the present state.

5.2 Uncertainties

In the current study, we did not explore the uncertainties linked to climate change scenarios. As mentioned in the European PRUDENCE project (Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects, Christensen et al. 2002), many sources of uncertainties are related to the projection of regional climate changes. To improve the confidence level of our results, other IPCC scenarios and other atmospheric forcings have to be tested.

In the context of global warming, many authors have also shown that the Atlantic THC response is sensitive to the choice of the ocean model (parameterizations, resolution, complexity), to the CO₂ emission rate and to the THC initial state (Stocker and Schmittner 1997; Manabe and Stouffer 1999; IPCC 2001). It is likely that the situation could be the same for the Mediterranean Sea THC. We therefore think that ensemble simulations are needed for assessing in detail the possible evolution of the Mediterranean THC for the 21st century. Testing different ocean models and different physical parameterizations is also necessary in the future.

A good example of uncertainty due to the ocean model is the choice of the physical parameterizations (vertical diffusion, horizontal diffusion, convection). In our study, we use the 1.5 turbulent closure scheme available in OPA8.1 for the vertical eddy diffusivity (Blanke and Delecluse 1993) and the vertical diffusion is enhanced in case of instable stratification to simulate the convection process. Chanut (2003) proved that a high resolution version of OPA using these schemes is able to well simulate deep convection and water mass formation in the Labrador Sea. The use of a KPP scheme does not significantly improve the simulation. Moreover, the enhanced vertical diffusion parameterization is used in many OGCMs and is known to well represent the water mass formation process as mentioned by Klinger et al. (1996). For the WMDW formation and with OPA, Madec et al. (1991a) also proved that the deep convection is not very sensitive to the choice of the coefficient of the vertical diffusion.

However, we believe that these choices may have an impact on the MTHC response to climate change. The present study is a first assessment of the possible response of the MTHC to climate change. Consequently, various sensitivity studies are needed in the future to determine the robustness of our results.

For example, other schemes of vertical diffusion and convection have been used in recent Mediterranean modelling studies dealing with water mass formation (e.g. Mellor-Yamada 2.5-order turbulence closure scheme in Nittis et al. 2003; fixed value for viscosity coefficient and fixed profile for diffusivity coefficient in Rupolo et al. 2003; constant value in Myers and Haines 2002 for the diffusion but with a complete convection scheme). The choice of the horizontal diffusion coefficient has also to be tested as the WMDW formation process seems to be very sensitive to its choice (Madec et al. 1991a, 1991b).

5.3 Sensitivity of the results to diagnostic methods

To diagnose the mixed layer depth in an ocean model is far from being objective. In the present study, a TKE criterion based on a fixed threshold for the vertical eddy diffusivity ($5 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) has been used. Other fixed values could be used, as well as other criteria, such as those based on the vertical stability with a fixed density gap. The impact of those criteria on the mixed layer depth is difficult to assess as it depends on the basin and on the depth reached by the convection. For the Gulf of Lions, tests have been performed with a criterion based on the density vertical profile (fixed value $0.05 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$). Between the two criteria, we obtain an error of about 30% for the mixed layer depth values given in section 3.4. This lack of accuracy is large. This is probably due to the density criteria which has not been fitted for the Mediterranean Sea. However, the main goal of our study is to assess the MLD response due to the climate change (see section 4.3). For the MS-MC values given in section 4.3, we obtain an error bar of 5%. Thus, we can conclude that the uncertainties of the MS-MC analysis due to the choice of the MLD diagnostic are relatively weak.

5.4 River runoff impact

In the scenario, the spatial heterogeneity of the evolution of the SSS field is mainly driven by the decrease in runoff of the rivers of southern Europe. This heterogeneity plays a major role in influencing the spatial pattern of the MTHC weakening. Nevertheless, the river runoff is known to be very difficult to reproduce using a GCM (Douville et al., 2002) even with a 50 km resolution (Hagemann et al., 2004). Moreover, in an ensemble of IPCC-A2 regional simulations, it has been proved during the European PRUDENCE project (Christensen et al., 2002) that rivers show a broad range of responses to the climate change in different regional climate models

(Hagemann, personal communication). This confirms again the need for ensemble simulations for which we could use river runoff fluxes anomalies coming from various regional climate models. For this purpose, the role of our Black Sea/Aegean Sea exchanges parameterization should not be underestimated. Indeed, this parameterization integrates the uncertainties related to the model water flux over the Black Sea plus the precipitation over the Black Sea catchment basin.

Moreover, we would like to underline that all the results presented in this work have been obtained with a rigid lid model. We are aware of the problems due to the use of a virtual salt flux instead of a freshwater flux at the surface (Huang 1993). A free surface version of OPA may be used in a future work (Roullet and Madec 2000).

5.5 Impact of the SST relaxation

In a forced ocean model with SST relaxation, the model SST is mainly driven by the damping SST which has to be known *a priori*. In our scenario, we use a low resolution AOGCM scenario to create the damping SST anomalies. The use of this constraint assumes that the Mediterranean SST large-scale response to the climate change is comparable in OPAMED8 and in the low resolution ocean model of the AOGCM. This hypothesis is probably true to the first order but we think that locally the regional pattern of the MTHC weakening could have a negative feedback to the SST warming and so to the regional climate. This feedback will be taken into account in a future work with a high resolution Mediterranean-atmosphere coupled model developed at CNRM (Sevault et al., 2002).

6. Conclusion

We performed a realistic scenario of what could be the evolution of the Mediterranean Sea under the IPCC-A2 scenario hypotheses during the 21st century. The various forcings (air-sea fluxes, river runoff fluxes and Atlantic-Mediterranean exchanges) have been computed using previously run AOGCM and ARCM. For the whole Mediterranean Sea, the heat loss by the surface decreases from 6.1 to 1.6 W.m⁻² and the water loss (or salt gain) increases from 0.72 to 0.98 m/year. The wind stress norm and the positive part of wind stress curl decrease in the studied sub-basins except for in the Aegean Sea.

An increase in SST, which is nearly spatially homogeneous in distribution, (+3.0°C in 2099, with a value obtained with a quadratic fit) is obtained, while an heterogeneous SSS increase is produced by the model (from +0.36 psu in the Gulf of Lions to +0.87 psu in the Aegean Sea). The pattern of SSS anomalies is mainly driven by the river runoff decrease, especially by the Po and the Black Sea behaviour.

These competing changes nevertheless lead to a decrease in the surface density and thus a weakening of the Mediterranean thermohaline circulation. This weakening is evaluated to about 60% for the deep circulation (WMDW, EMDW) and to 20% for the intermediate circulation (LIW). In the Adriatic Sea, the formation of the ADW remains quite stable but the cascading of this water past the Otranto Strait, then becoming the EMDW, is notably less efficient in the scenario. Similarly, the LDW is not formed anymore in the Levantine Basin in the scenario. No EMT-like event is observed even though the surface flux change over the Aegean Sea should favour deep water formation in this basin.

The anomalies of SST and SSS are transmitted into the deeper layers. This transmission is more efficient in the shallow basins, which keep a vertical THC (Adriatic Sea, Aegean Sea), than in the deeper basins (Levantine Basin, Gulf of Lions

area). Over the whole Mediterranean Sea, the averaged temperature increases by 1.2°C and the averaged salinity by 0.24 psu.

The Mediterranean Sea evolution also has an impact on the Mediterranean Outflow Waters (MOW) characteristics. During the scenario, these waters become warmer and saltier (+1.9°C and +0.5 psu in 2099). Warming and salting of the Mediterranean deep waters and of the MOW have been reported from hydrographic data for the last decades and might be already a Mediterranean Sea climate change signature.

In this study, we have used a control run of the same length as the scenario to evaluate a possible drift of our model. The stability of this run as well as the weak bias shown by our model gives us some confidence in the scenario results. Nevertheless ensemble simulations are needed to assess the robustness of our results.

Acknowledgments

This work was supported by the European Union Program Energy, Environment and Sustainable Development under contract EVK2-2001-00156 (PRUDENCE) and by the GICC-MedWater program of the *Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable* (French Environment Ministry). We also thank Dr. Michel Crépon, Dr Bernard Barnier and Dr Gurvan Madec for helpful comments and suggestions.

References

- Alhammoud B, Béranger K, Mortier L, Crépon M, Dekeyser I (2005) Surface circulation of the Levantine Basin: comparison of model results with observations. *Prog Oceanogr* (in press)
- Arakawa A (1972) Design of UCLA general circulation model. University of California, n. 7, 116 pp
- Artegiani A, Bregant D, Paschini E, Pinardi N, Raicich F, Russo A (1997) The Adriatic Sea general circulation. Part I: air-sea interactions and water mass structure. *J Phys Oceanogr* 27:1492-1514
- Barnier B, Siefridt L, Marchesiello P (1995) Thermal forcing for a global ocean circulation model using a three year climatology of ECMWF analyses. *J Mar Syst* 6 (4):363-380
- Béranger K, Mortier L, Crépon M (2005a) Seasonal variability of water transports through the Straits of Gibraltar, Sicily and Corsica, derived from a high resolution model of the Mediterranean circulation. *Prog Oceanogr* (in press)
- Béranger K, Mortier L, Gasparini G, Gervasio L, Astraldi M, Crépon M (2005b) The dynamic of the Sicily Strait: A comprehensive study from observations and models. *Deep-Sea Res II* 51(4-5):411-440
- Béthoux JP (1979) Budgets of the Mediterranean Sea. Their dependence on the local climate and on the characteristics of the Atlantic waters. *Oceanologica Acta* 2:157-163
- Béthoux JP, Gentili B, Raunet J, Tailliez D (1990) Warming trend in the western Mediterranean deep water. *Nature* 347:660-662
- Béthoux JP (1993) Mediterranean sapropel formation, dynamic and climatic viewpoints. *Oceanologica Acta* 16:127-133
- Béthoux JP, Gentili B, Tailliez D (1998) Warming and freshwater budget change in the Mediterranean since the 1940s, their possible relation to the greenhouse effect. *Geophys Res Lett* 25(7):1023-1026
- Blanke B, Delecluse P (1993) Variability of the tropical Atlantic ocean simulated by a general circulation model with two different mixed layer physics. *J Phys Oceanogr* 23:1363-1388
- Brankart J and Pinardi N (2001) Abrupt cooling of the Mediterranean Levantine Intermediate Water at the Beginning of the 1980s: Observational Evidence and Model Simulation. *J Phys Oceanogr* 31:2307-2320
- Bryden H, Kinder T (1991) Steady two-layer exchange through the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Research* 38:S445-S463

- Bunker A, Charnock H, Goldsmith R (1982) A note on the heat balance of the Mediterranean and Red Seas. *J Mar Res* 40:73-84
- Castellari S, Pinardi N, Leaman K (2000) Simulation of the water mass formation processes in the Mediterranean Sea: Influence of the time frequency of the atmospheric forcing. *J Geophys Research*, 105(C10):24,157-24,181
- Chanut J (2003) Paramétrisation de la restratification après convection profonde en mer du Labrador. PhD thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, 185 pp (in French)
- Christensen JH, Carter TR, Giorgi F (2002) PRUDENCE employs new methods to assess European climate change. *EOS* 83:147
- Cubasch U, Waszkewitz J, Hegerl G, Perlwitz J (1995) Regional climate changes as simulated in time-slice experiments. *Clim Change* 31:273-304
- Curry R, Dickson B, Yashayaev I (2003) A change in the freshwater balance of the Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature* 426(6968):826-828
- da Silva A, Young C, Levitus S (1994) Atlas of surface marine data. Algorithms and Procedure, NOAA Atlas Ser., 1, 74 pp., Natl Oceanic and Atmos Admin, Silver Spring, Md
- Déqué M, Dreveton C, Braun A, Cariolle D (1994) The ARPEGE-IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling. *Clim Dyn* 10:249-266.
- Déqué M and Piedelievre JP (1995) High-Resolution climate simulation over Europe. *Clim Dyn* 11:321-339
- Döös K, Meier M, Döscher R (2004) The Baltic haline conveyor belt or the overturning circulation and mixing in the Baltic. *Ambio* 33(4-5):261-266
- Douville H, Planton S, Royer JF, Stephenson DB, Tyteca S, Kergoat L, Lafont S, Betts RA (2000) The importance of vegetation feedbacks in doubled-CO2 time-slice experiments. *J Geophys Res* 105:14841-14861
- Douville H, Chauvin F, Royer JF, Salas-Méla D, Tyteca S (2002) Sensitivity of the hydrological cycle to increasing amounts of greenhouse gases and aerosols. *Clim Dyn*. 20:45-68
- Drillet Y, Bourdallé-Badie R, Siefridt L, Le Provost C (2005) The MEDDIES in the Mercator North Atlantic and Mediterranean Sea eddy-resolving model. *J Geophys Res* 110(C03016), doi:10.1029/2003JC002170
- Frei C, Christensen JH, Déqué M, Jacob D, Jones RG, Vidale PL (2003). Daily precipitation statistics in regional climate models: evaluation and intercomparison for the European Alps. *J. Geophys. Res.* 108: ACL 91-19
- Fuda JL, Etiope G, Millot C, Favali P, Calcara M, Smiraglio G, Boschi E (2002) Warming, salting and origin of the Tyrrhenian Deep Water. *Geo Res Lett* 29(19)
- Garett C (1996) The role of the strait of Gibraltar in the evolution of the Mediterranean water, properties and circulation. *Bulletin de l'Institut Océanographique de Monaco* 17:1-19
- Gibelin AL and Déqué M (2003) Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Climate Dynamics* 20:327-339
- Gibson JK, Kållberg P, Uppala S, Hernandez A, Serano E (1997) ERA description. ECMWF Re-analysis project report series. ECMWF, Shinfield Park, Reading, RG2 9AX, UK
- Gilman C and Garrett C (1994) Heat flux parameterizations for the Mediterranean Sea: the role of atmospheric aerosols and constraints from the water budget. *J Geophys Research* 99:5119-5134
- Giorgi F and Mearns LO (1999) Regional climate modeling revisited. An introduction to the special issue. *J Geophys Res* 104:6335-6352
- Hagemann S, Machenhauer B, Jones RG, Christensen OB, Déqué M, Jacob D, Vidale PL (2004) Evaluation of water and energy budgets in regional climate models applied over Europe. *Clim Dyn*, 23:547-567
- Huang RX (1993) Real freshwater flux as a natural boundary condition for the salinity balance and thermohaline circulation forced by evaporation and precipitation. *J Phys Oceano* 23:2428-2446
- IPCC (2001) Climate Change 2001. The scientific basis. Contribution of Working Group I to the third assessment report of the IPCC. Houghton, Ding, Griggs, Noguer, Van der Linder, Dai, Maskell, Johnson (Eds). Cambridge University Press, Cambridge, UK. 881 pp

- Jackett DR and McDougall TJ (1995) Minimal adjustment of hydrographic data to achieve static stability. *J Atmos Ocean Tech* 12:381-389
- Josey S, Kent E, Taylor P (1999) New insights into the ocean heat budget closure problem from analysis of the SOC air-sea flux climatology. *J Clim* 12:2,856-2,880
- Josey S (2003) Changes in the heat and freshwater forcing of the eastern Mediterranean and their influence on deep water formation. *J Geophys Research* 108 (C7)
- Kistler R et al. (2001) The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. *Bull Am Meteorol Soc.* 82:247-267
- Klein B, Roether W, Manca B, Bregant D, Beitzel V, Kovacevic V, Luchetta A (1999) The large deep water transient in the Eastern Mediterranean. *Deep Sea Res Part I* 46:371-414
- Klein B, Roether W, Kress N, Manca B, Ribera D'Alcala M, Souvermezoglou E, Theocharis A, Civitarese G, Luchetta A (2003) Accelerated oxygen consumption in eastern Mediterranean deep waters following the recent changes in thermohaline circulation. *J Geophys Res* 108(C9)
- Klinger, Marshall J, Send U (1996) Representation of convective plumes by vertical adjustment. *J Geophys Res* 101:18175-18182
- Korres G, Pinardi N, Lascaratos A (2000) The ocean response to low frequency interannual atmospheric variability in the Mediterranean sea. Part I: Sensitivity experiments and energy analysis. *J Climate* 13:705-731
- Lascaratos A (1993) Estimation of deep and intermediate water mass formation rates in the Mediterranean Sea. *Deep-Sea Res II* 40(6):1327-1332
- Lascaratos A, Williams R, Tragou E (1993) A mixed-layer study of the formation of Levantine Intermediate Water. *J Geophys Res* 98:14,739-14,749
- Lascaratos A, Roether W, Nittis K, Klein B (1999) Recent changes in deep water formation and spreading in the Eastern Mediterranean Sea: A review. *Prog Oceanogr* 44:5-36
- Macdonald A, Candela J, Bryden H (1994) An estimate of the net heat transport through the Strait of Gibraltar. *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea*, P.E. La Violette, Ed., Coastal Estuarine Studies, 46, Amer. Geophys. Union 13-32
- Machenhauer B, Windelband M, Botzet M, Christensen JH, Déqué M, Jones J, Ruti PM, Visconti G (1998) Validation and analysis of regional present-day climate and climate change simulations over Europe. MPI Report No 275, MPI, Hamburg, Germany, 87 pp
- Madec G (1990) La formation d'eau profonde et son impact sur la circulation régionale en Méditerranée occidentale : une approche numérique. PhD thesis, Université Paris VI, 193 pp (in french)
- Madec G, Chartier M, Crépon M (1991a) The effect of thermohaline forcing variability on deep water formation in the western Mediterranean sea : a high resolution three dimensional numerical study. *Dyn Atmos Ocean* 15:301-332
- Madec G, Chartier M, Delecluse P, Crépon M (1991b) A three dimensional numerical study of deep water formation in the northwestern Mediterranean sea. *J Phys Oceanogr* 21(9):1349-1371
- Madec G, Lott F, Delecluse P, Crépon M (1996) Large-scale preconditioning of deep-water formation in the northwestern Mediterranean sea. *J Phys Oceanogr* 26:1393-1408
- Madec G, Delecluse P, Imbard M, Levy C (1998) OPA 8.1, Ocean General Circulation Model, Reference Manual. IPSL/LODYC, France, Note du Pôle de modélisation, 11
- Manabe S and Stouffer R (1999) The role of the thermohaline circulation in climate. *Tellus* 51:91-109
- Manca B, Budillon G, Scarazzato P, Ursella L (2003) Evolution of dynamics in the eastern Mediterranean affecting water mass structures and properties in the Ionian and Adriatic Seas. *J Geophys Res* 108(C9)
- Marshall J and Schott F (1999) Open-ocean convection: observations, theory, and models. *Rev Geophys* 37:1-64
- Matthiesen S and Haines K (2003) A hydraulic box study of the Mediterranean response to postglacial sea level rise. *Paleoceanogr* 18(4)
- MEDAR/MEDATLAS Group (2002) MEDAR/MEDATLAS 2002 Database. Cruise inventory, observed and analyzed data of temperature and bio-chemical parameters, 4 Cdrom

- MEDOC Group (1970) Observations of formation of deep-water in the Mediterranean Sea. *Nature* 227:1037-1040
- Mertens C and Schott F (1998) Interannual variability of deep-water formation in the Northwestern Mediterranean. *J Phys Oceanogr* 28:1410-1424
- Myers P, Haines K, Rohling E (1998) Modeling the paleocirculation of the Mediterranean: The last glacial maximum and the holocene with emphasis on the formation of sapropel S1. *Paleoceanogr* 13(6):586-606
- Myers P and Haines K (2000) Seasonal and Interannual Variability in a Model of the Mediterranean under derived Flux Forcing. *J Phys Oceanogr* 30:1069-1082
- Myers P and Haines K (2002) Stability of the Mediterranean's thermohaline circulation under modified surface evaporative fluxes. *J Geophys Res* 107(C3), doi:10.1029/2000JC000550
- New M, Hulme M, Jones PD (1999) Representing twentieth century space-time climate variability. Part 1: development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology. *J Climate* 12:829-856
- Nittis K., Lascaratos A., Theocharis A. (2003) Dense water formation in the Aegean Sea: numerical simulations during the Eastern Mediterranean Transient. *J Geophys Res* 108(C9), doi:10.1029/2002JC001352
- Ozsoy E, Hecht A, Unluata U, Brenner S, Sur H, Bishop J, Latif M, Rozenraub Z, Oguz T (1993) A synthesis of the Levantine basin circulation and hydrography, 1985-1990. *Deep Sea Res, Part II* 40:1075-1119
- Pickard G and Emery W (1994) *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction*. Pergamon Press, New-York, 5th edition
- Potter R and Lozier S (2004) On the warming and salinification of the Mediterranean outflow waters in the North Atlantic. *Geophys Res Lett* 31:L01202, doi:10.1029/2003GL018161
- Reid, J.L. (1979) On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian-Greenland Sea. *Deep-Sea Res., Part A* 26:1199-1223
- Reynaud T, LeGrand P, Mercier H, Barnier B (1998) A new analysis of hydrographic data in the Atlantic and its application to an inverse modeling study. *International WOCE Newsletters* 32:29-31
- Roether W, Manca B, Klein B, Bregant D, Georgopoulos D, Beitzel W, Kovacevic V, Luchetta A (1996) Recent changes in Eastern Mediterranean Deep Waters. *Science* 271:333-334
- Rohling E and Bryden H (1992) Man-Induced Salinity and Temperature Increases in Western Mediterranean Deep Water. *J Geophys Res* 97 (C7):11191-11198
- Roulet G and Madec G (2000) Salt conservation, free surface, and varying levels: a new formulation for ocean general circulation models. *J Geophys Res* 105 23927-23942
- Royer JF, Cariolle D, Chauvin F, Déqué M, Douville H, Planton S, Rascol A, Ricard JL, Salas y Melia D, Sevault F, Simon P, Somot S, Tyteca S, Terray L, Valcke S (2002) Simulation of climate changes during the 21-st century including stratospheric ozone. *Géosciences* 334 (3):147-154
- Rupolo V., Marullo S., Iudicone D. (2003) Eastern Mediterranean Transient studied with Lagrangian diagnostics applied to a Mediterranean OGCM forced by satellite SST and ECMWF wind stress for the years 1988-1993. *J Geophys Res* 108 (C9) 8121, doi:10.1029/2002JC001403
- Schott F, Visbeck M, Send U, Fisher J, Stramma L, Desaubies Y (1996) Observations of deep convection in the Gulf of Lions, northern Mediterranean, during the winter of 1991/1992. *J Phys Oceanogr* 26:505-524
- Sevault F, Somot S, Déqué M (2002) Couplage ARPEGE-MEDIAS - OPA-MEDITERANEE. Les étapes, Note de Centre, CNRM, GMGEC, n. 84 (in french, available at samuel.somot@meteo.fr)
- Smith T, Reynolds R, Livezey R, Stokes D (1996) Reconstruction of historical sea surface temperatures using empirical orthogonal functions. *J Climate* 9:1403-1420
- Smith W and Sandwell D (1997) Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth sounding. *Science* 277 (5334): 1956-1962
- Speer K and Tziperman E (1992) Rates of water mass formation in the North Atlantic Ocean. *J Phys Oceanogr* 22:93-104

- Stanev E, Le Traon P-Y, Peneva E (2000) Sea level variations and their dependency on meteorological and hydrological forcing: Analysis of altimeter and surface data for the Black Sea. *J Geophys Res* (105) C7:17203-17216
- Stocker T and Schmittner A (1997) Influence of CO₂ emission rates on the stability of the thermohaline circulation. *Nature* 388:862-865
- Stratford K and Haines K (2000) Frictional sinking of the dense water overflow in a z-coordinate OGCM of the Mediterranean Sea. *Geophys Res Lett* 27(24):3969-3972
- Tziperman E (1986) On the role of interior mixing and air-sea fluxes in determining the stratification and circulation of the oceans. *J Phys Oceanogr* 16:680-693
- Tziperman E and Speer K (1994) A study of water mass transformation in the Mediterranean Sea: analysis of climatological data and a simple three-box model. *Dynamics of Atmosphere and Oceans* 21:53-82
- Valcke S, Terray L, Piacentini A (2000) OASIS 2.4 Ocean Atmosphere Sea Ice Soil, User's Guide, CERFACS
- Vörösmarty C, Fekete B, Tucker B (1996) Global river discharge database, RivDis, vol. 0 to 7. International Hydrological Program, Global Hydrological Archive and Analysis Systems, UNESCO, Paris, France
- Walín G (1982) On the relation between sea-surface heat flow and the thermal circulation in the ocean. *Tellus* 34:187-195
- Wilby RL, Wigley TML, Conway D, Jones PD, Hewitson BC, Main J, Wilks DS (1998) Statistical downscaling of general circulation model output: A comparison of methods. *Water Resources Research* 34:2995-3008
- Wu P and Haines K (1996) Modelling the dispersal of Levantine Intermediate Water and its role in Mediterranean deep water formation. *J Geophys Res* 101:6591-6607
- Wu P and Haines K (1998) The general circulation of the Mediterranean Sea from a 100-year simulation. *J Geophys Res* 103 (C1):1121-1135
- Wüst G (1961) On the vertical circulation of the Mediterranean Sea. *J Geophys Res* 66(10):3261-3271

simulations	AS	MC	MS
models	ARPEGE	OPAMED8	OPAMED8
years	1960-2099	1960-2099	1960-2099
resolution (Med. Sea)	50 km	10 km	10 km
control / scenario	Scenario from 2000	control	Scenario from 2000
GHG and aerosols	obs then IPCC-A2	-	-
Air-sea fluxes	-	1960-1980 AS	1960-2099 AS
SST	obs then obs + AOGCM ano	obs	obs + AOGCM ano
runoff	-	obs	obs + AS ano
buffer zone	-	obs	obs + AOGCM ano

Tab. 1: Characteristics of the different simulations used in this study, AS for Atmosphere Scenario, MC for Mediterranean Control run and MS for Mediterranean Scenario (we use obs for observations and ano for anomalies)

Rivers	clim	2000	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090
Rhone	1700	1666	1615	1649	1581	1564	1530	1513	1462	1377	1360
Po	1498	1378	1288	1258	1183	1228	1228	1183	1183	1183	1213
Ebre	428	398	321	343	321	317	309	274	274	197	188
Nile	875	945	954	962	910	928	823	875	858	901	814
Black Sea	8036	6911	6027	5625	4902	4420	4661	4581	4018	2893	2330

Tab. 2: Yearly mean river runoff fluxes (in m^3/s) applied to the Mediterranean Sea model during each decade of the scenario (MS run) for the main rivers and the Black Sea. The decades are named by the first year, 2010 for the 2010-2019 decade for example. The climatology (clim) is applied for the 1960-1999 period of the scenario and for the control run.

Basin	Mediterranean Sea				
Flux	Q_{tot} W/m^2	$E-P+R$ mm/d	Buoy (heat+water) $10^{-9} m^2 \cdot s^{-3}$	τ (JFM) $10^{-2} N/m^2$	ξ (JFM) $10^{-7} N/m^3$
MC	-6.1	2.0 (0.72m/y)	-10.2 (-3.1-7.1)	3.3 (6.2)	1.5 (2.4)
MS	-1.6 *	2.7 (0.98m/y) *	-10.2 (-0.8-9.4)	2.8 (4.7) *	1.4 (2.1)
Basin	Gulf of Lions				
MC	-22.0	1.5	-16.5 (-11.0-5.5)	5.2 (9.5)	2.5 (3.8)
MS	-12.4 *	2.1 *	-13.7 (-6.2-7.5) *	4.2 (7.0) *	2.3 (3.5)
Basin	Levantine Basin				
MC	-2.8	2.8	-11.3 (-1.4-9.9)	3.4 (5.4)	1.4 (2.4)
MS	-1.0	3.4 *	-12.5 (-0.5-12.0)	2.8 (4.4) *	1.3 (2.2)
Basin	Adriatic Sea				
MC	-17.0	- 0.2	-8.3 (-8.5+0.2)	1.8 (3.2)	4.1 (5.4)
MS	-16.4	0.7 *	-11.2 (-8.2-3.0) *	1.6 (2.6) *	2.6 (3.7) *
Basin	Aegean Sea				
MC	-21.4	- 1.3	-10.3 (-10.7+0.4)	4.1 (5.0)	2.9 (3.4)
MS	-28.7 *	1.6 *	-21.5 (-14.3-7.2) *	5.0 (6.2) *	3.0 (3.2)

Tab. 3: Air-sea fluxes for the year 2099 in the control run (MC) and in the scenario (MS). Values are obtained by means of a quadratic fit performed on the 1960-2099 time series of each variable. Values are spatially averaged over the sub-basins defined in figure 4a. For the buoyancy flux, the terms due to heat flux and to water flux are indicated in brackets. For τ (wind stress norm) and ξ (positive part of the wind stress curl), the winter averaged values are in brackets. A MS value noted * means that the MS-MC difference in 2099 is statistically significant with a 95% significance level.

<i>Basin</i>	<i>Mediterranean Sea</i>			
<i>°C or psu</i>	<i>SST</i>	<i>T3D</i>	<i>SSS</i>	<i>S3D</i>
OBS	19.7 (19.5)	13.7	38.16	38.62
MC	18.7	13.2	38.18	38.61
MS	21.7 *	14.4 *	38.61 *	38.85 *
<i>Basin</i>	<i>Gulf of Lions</i>			
OBS	17.7 (17.5)	13.0	37.90	38.41
MC	16.8	12.4	37.98	38.32
MS	19.8 *	13.7 *	38.34 *	38.54 *
<i>Basin</i>	<i>Levantine Basin</i>			
OBS	21.4 (21.0)	14.0	39.06	38.77
MC	20.1	13.7	39.04	38.83
MS	23.3 *	14.7 *	39.47 *	39.00 *
<i>Basin</i>	<i>Adriatic Sea</i>			
OBS	17.7 (17.9)	13.8	37.76	38.57
MC	17.0	13.0	38.43	38.60
MS	20.2 *	15.7 *	39.19 *	39.22 *
<i>Basin</i>	<i>Aegean Sea</i>			
OBS	18.9 (18.7)	14.8	38.32	38.88
MC	17.9	13.9	38.44	38.84
MS	21.1 *	16.0 *	39.31 *	39.32 *

Tab. 4: SST (in °C), 3D averaged temperature (T3D in °C), SSS (in psu) and 3D averaged salinity (S3D in psu) for the year 2099 in the control run (MC) and in the scenario (MS). MC and MS values are obtained by means of a quadratic fit performed on the 1960-2099 time series of each variable. Values are spatially averaged over the sub-basins defined in figure 4a. The equivalent values for the MEDATLAS-II database (MEDAR/MEDATLAS Group, 2002) and the RSST (in brackets, Smith et al. 1996) are named OBS for observations. A MS value noted * means that the MS-MC difference in 2099 is statistically significant with a 95% significance level.

	<i>Maximum mixed layer depth in winter (in m)</i>			
<i>basins</i>	<i>Gulf of Lions</i>	<i>Adriatic Sea</i>	<i>Levantine Basin</i>	<i>Aegean Sea</i>
MC	2100	800	840	780
MS	600 *	720 *	480 *	690 *

Tab. 5: Maximum mixed layer depth (in m) for the year 2099 in the control run (MC) and in the scenario (MS) for each sub-basins defined in figure 4a. Values are obtained by means of a quadratic fit performed on the 1960-2099 time series of each variable. Maximum values are calculated using monthly mean MLD files. A MS value noted * means that the MS-MC difference in 2099 is statistically significant with a 95% significance level.

	<i>Formation rate (in Sv) / Density (kg/m³)</i>				
<i>basins</i>	<i>Gulf of Lions</i>	<i>Adriatic Sea</i>	<i>Levantine Basin</i>	<i>Aegean Sea</i>	<i>Mediterranean</i>
MC	0.96	0.55	1.41	1.06	4.19
MS	0.73 *	0.47 *	1.30	0.97	3.23 *
	<i>Formation density (kg/m³)</i>				
MC	28.95	29.25	29.05	29.15	28.95
MS	28.75 *	29.15 *	28.65 *	29.05 *	28.65 *

Tab. 6: Formation rate (in Sv) and formation density (in kg/m³) for the year 2099 in the control run (MC) and in the scenario (MS). Values are obtained by the means of a quadratic fit performed on the 1960-2099 time evolution of each variable. Values are spatially averaged over the sub-basins defined in figure 4a. A MS value noted * means that the MS-MC difference in 2099 is statistically significant with a 95% significance level.

	<i>Overtuning stream function (in Sv)</i>			
<i>sections</i>	<i>Section A+C (40°N)</i>	<i>Section D (40°N)</i>	<i>Section E (37.1°N)</i>	<i>Section F (21.7°N)</i>
MC	0.37	0.47	0.71	1.03 / -0.52
MS	0.14 *	0.52	0.55	1.06 / - 0.20 *

Tab. 7: Maximum and minimum values of overturning stream functions (in Sv) for the year 2099 in the control run (MC) and in the scenario (MS). Values are obtained by means of a quadratic fit performed on the 1960-2099 time series of each variable. Values are calculated over sections defined in figure 4a. A MS value noted * means that the MS-MC difference in 2099 is statistically significant with a 95% significance level.

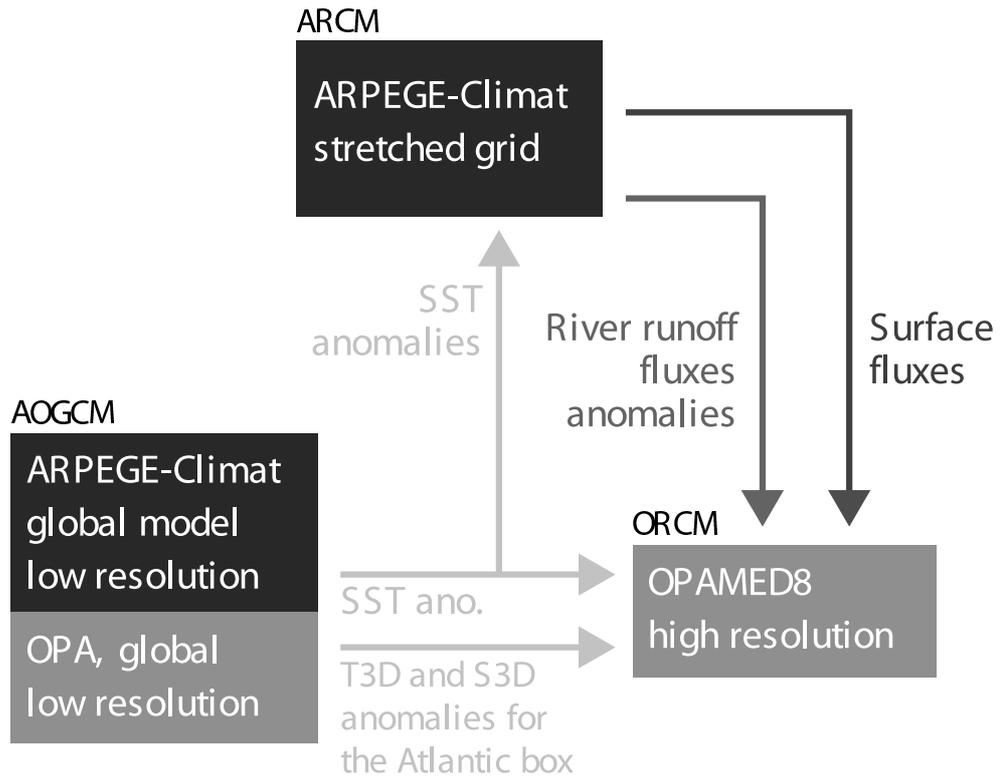


Fig. 1: Simple diagram explaining the forcing links between the three models (AOGCM, ARCM, ORCM) used in the study

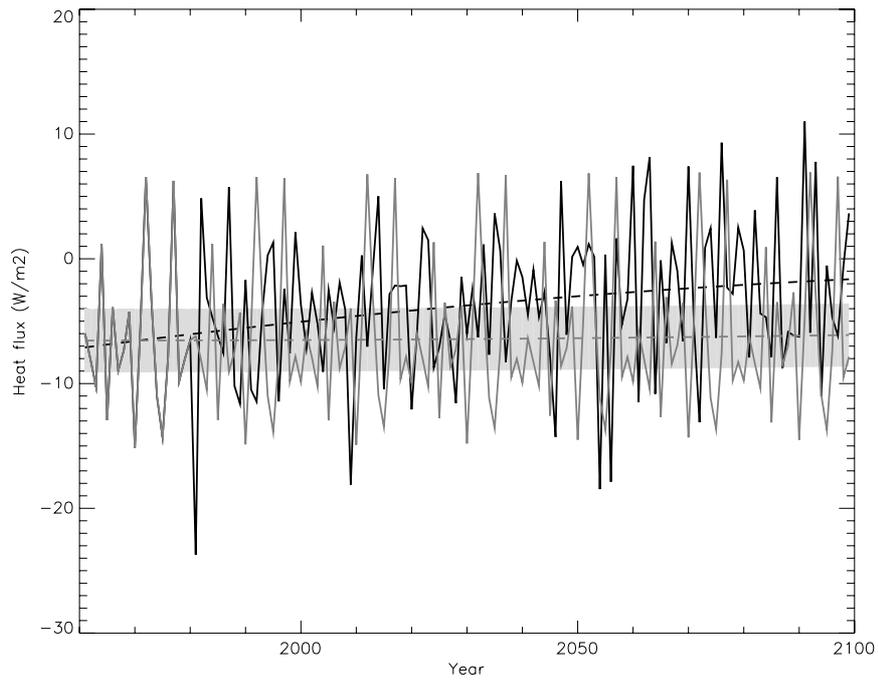


Fig. 2: Time series of the net surface heat flux (in W/m^2) integrated over the whole Mediterranean Sea and yearly averaged. In grey, the control run (MC) and in black, the scenario (MS). A range corresponding to a 95% confidence level has been added for the fitted curve of MC

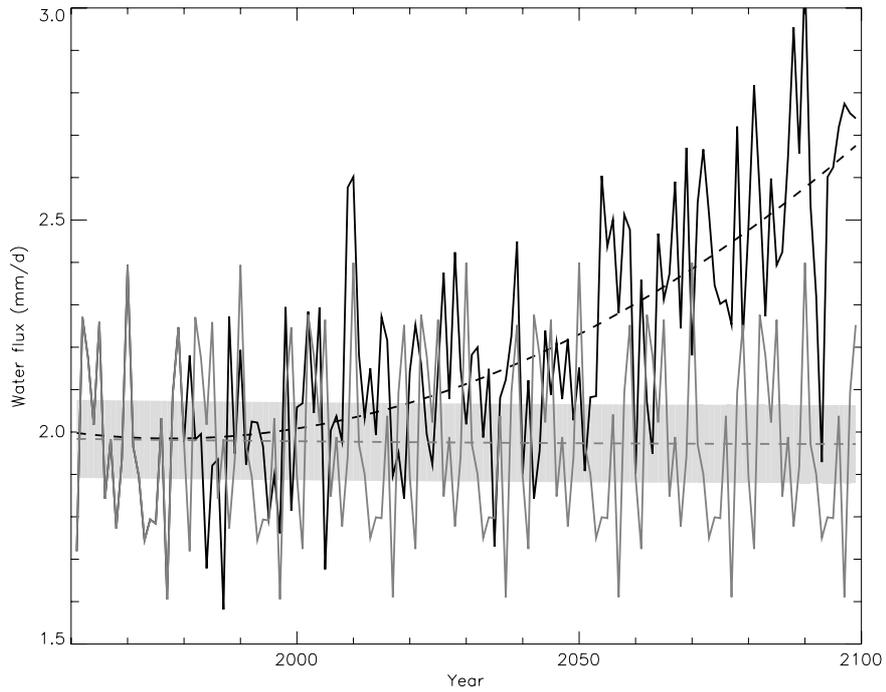


Fig. 3: As for fig. 2, but for the net surface water flux including the river runoff flux (in mm/day)

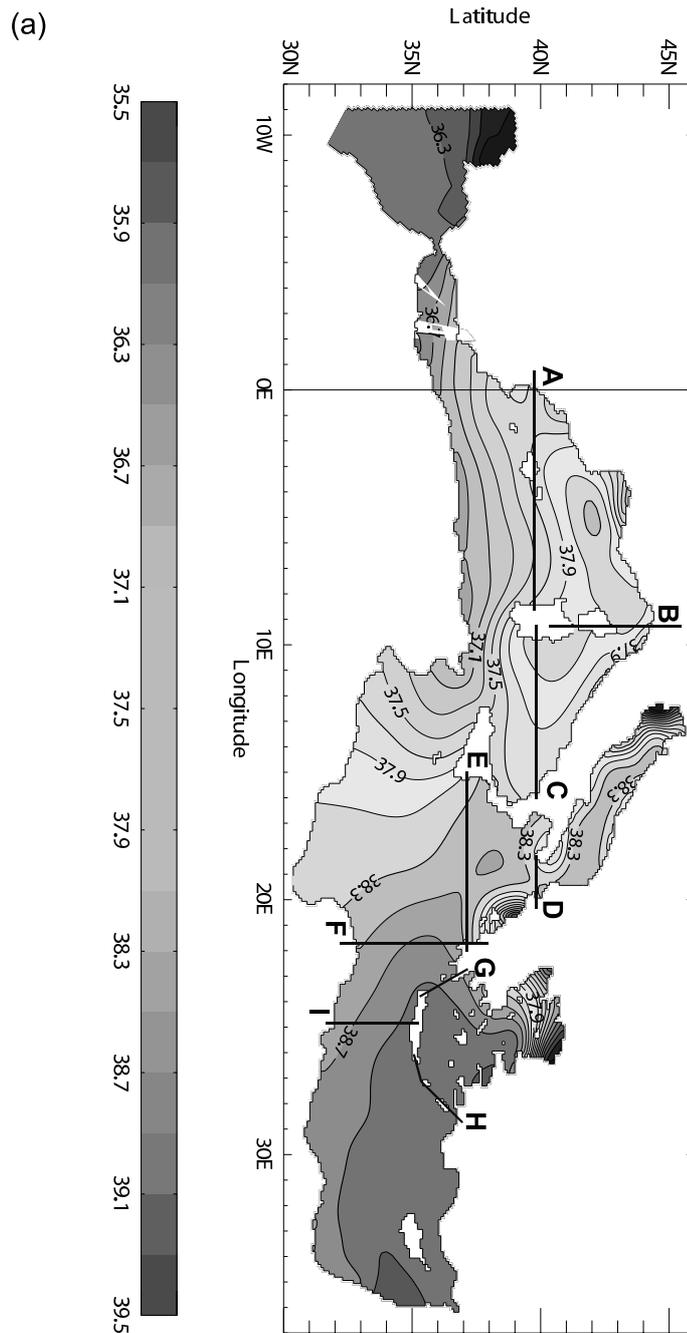


Fig. 4: Sea surface salinity in winter (January, February, March) (a) for an observed climatology (MEDATLAS-II), (b) for the 2070-2099 average of the present-climate or control simulation (MC) performed with OPAMED8, and (c) for the future-climate simulation or scenario (MS). The Gulf of Lions area is defined by sections A (40°N) and B (9.5°E); the Adriatic Sea by section D (40°N); the Levantine Basin by section I (24.9°E) and H; the Aegean Sea by sections G and H. Sections A+C, D, E and F are used to compute the local values of the overturning stream functions

(b)

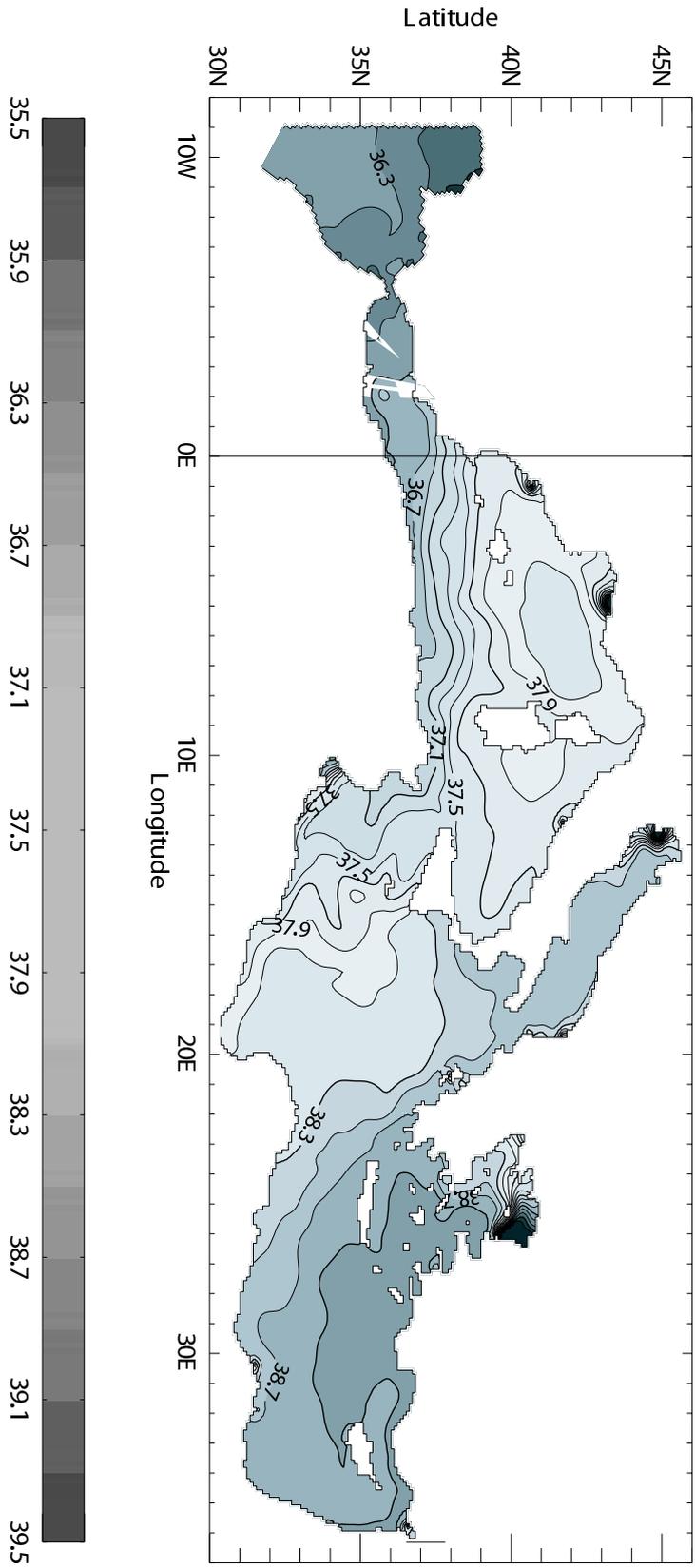


Fig 4 - continued

(c)

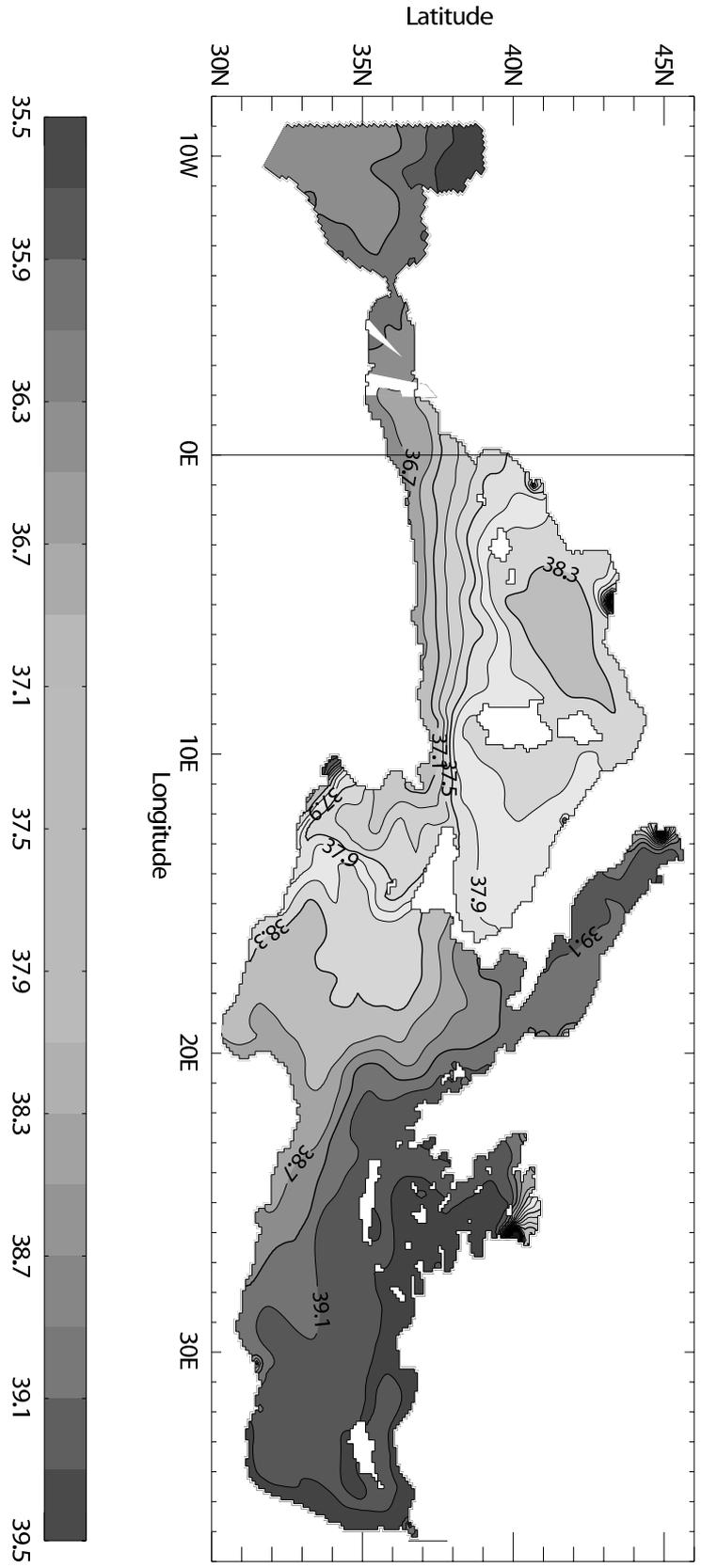


Fig 4 - continued

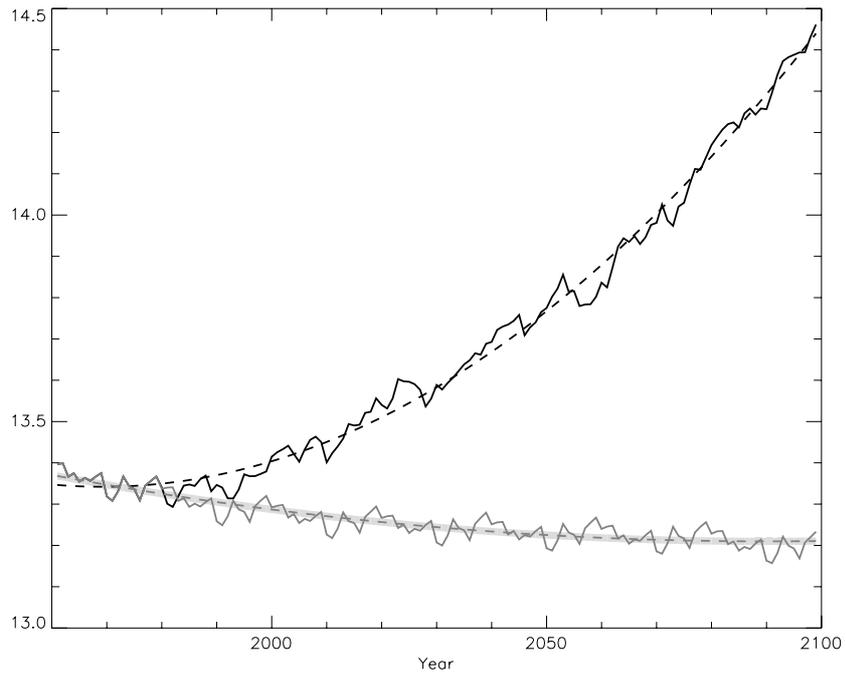


Fig. 5: As for fig. 2, but for the 3D averaged temperature of the Mediterranean Sea expressed in °C

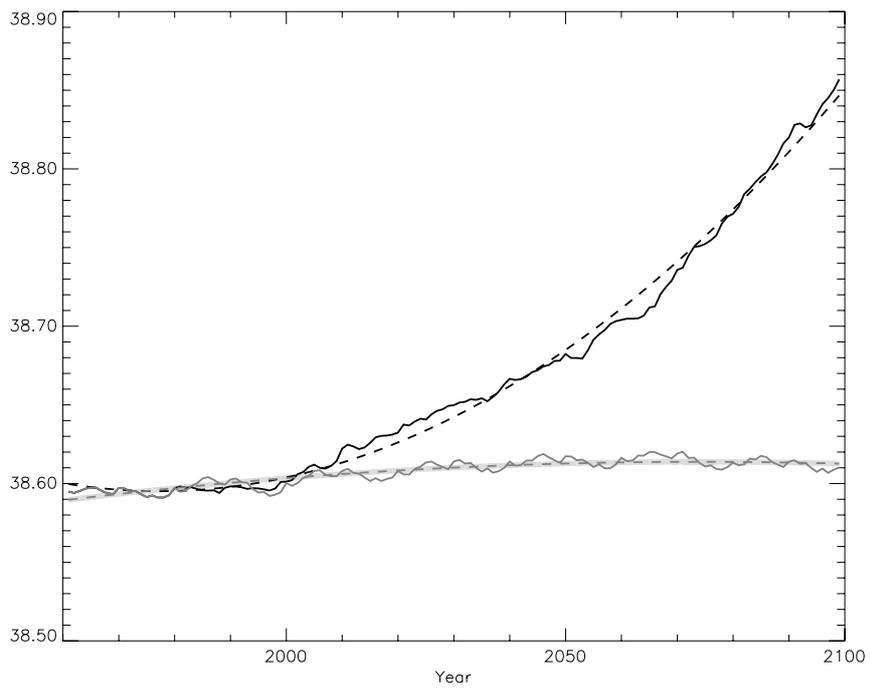


Fig. 6: As for fig. 2, but for the 3D averaged salinity of the Mediterranean Sea expressed in psu

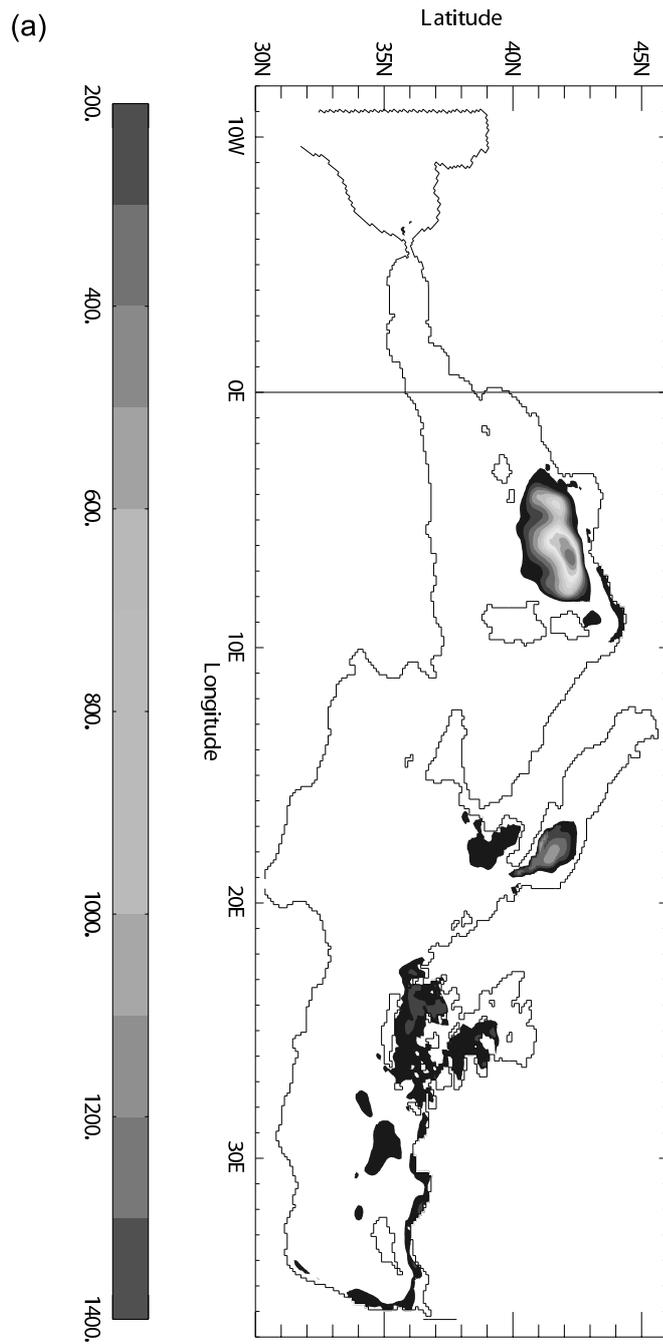


Fig 7: Mixed layer depth (in meters) for the winter season (JFM) averaged over the 2070-2099 period (a) for the control run (MC), and (b) for the scenario (MS)

(b)

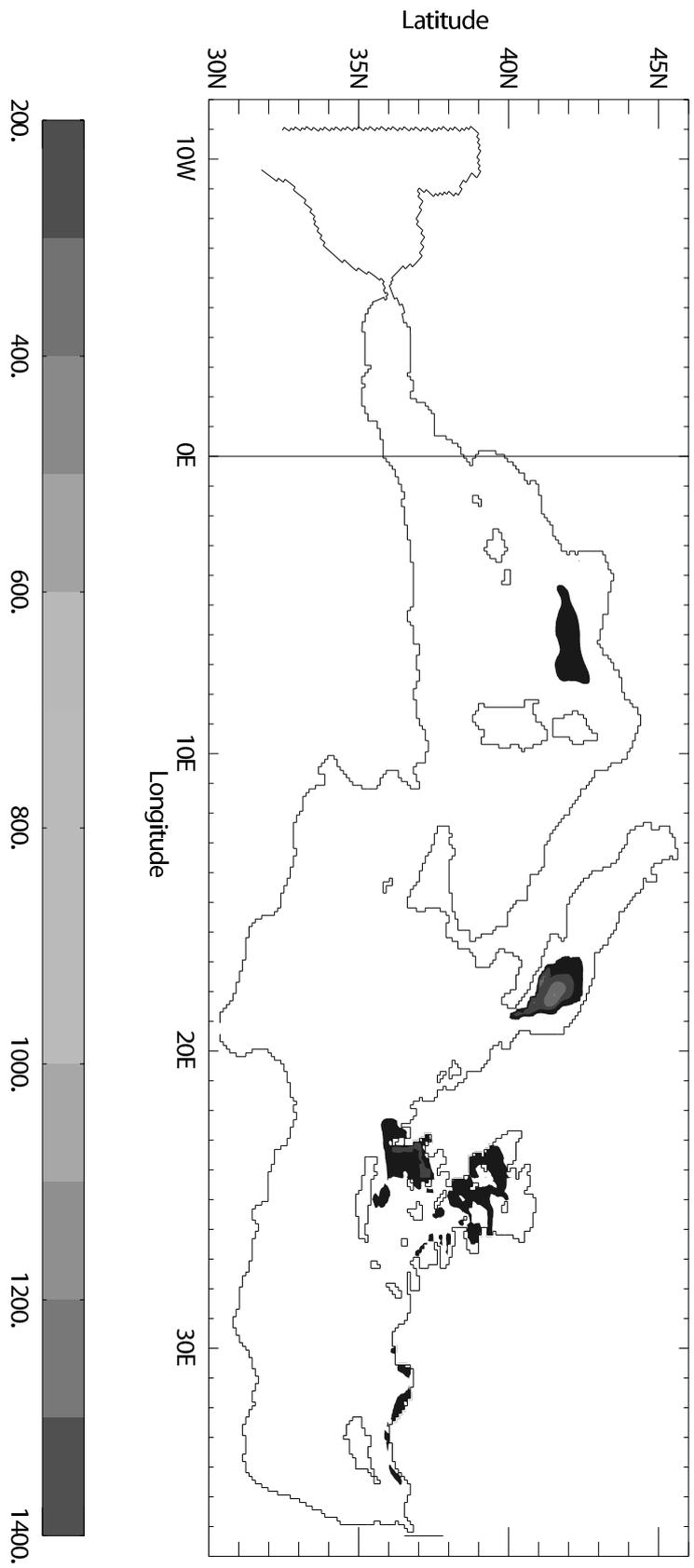


Fig 7 - continued

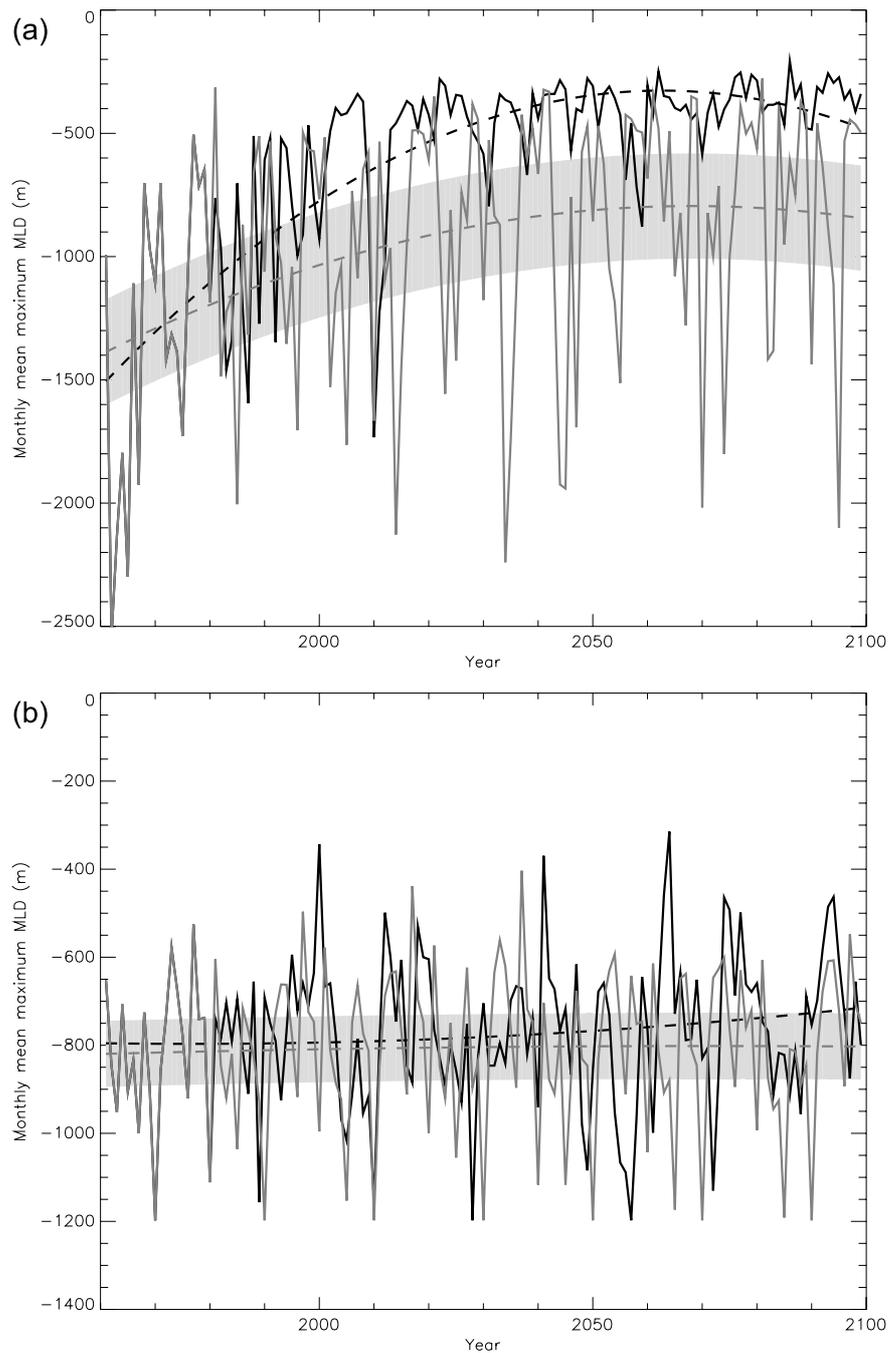


Fig. 8: Maximum depth reached by the monthly mean mixed layer depth (1 point per year - in meters) (a) for the Levantine Basin, (b) for the Adriatic Sea, (c) for the Gulf of Lions area, and (d) for the Aegean Sea. In grey, the control run (MC) and in black, the scenario (MS). A range corresponding to a 95% confidence level has been added for the fitted curve of MC

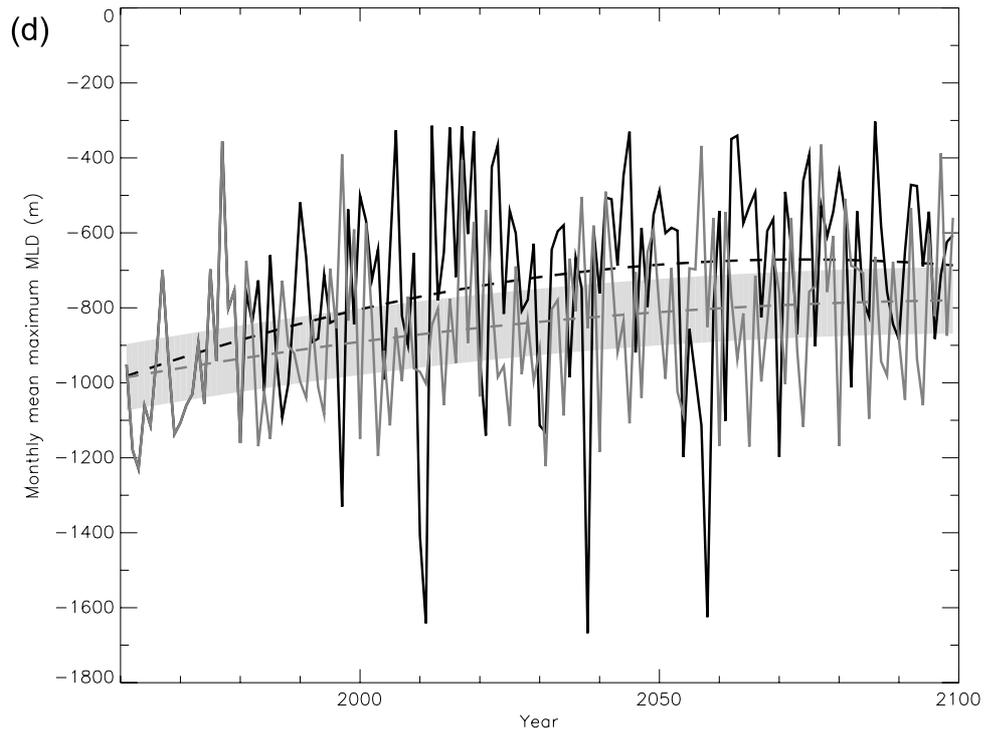
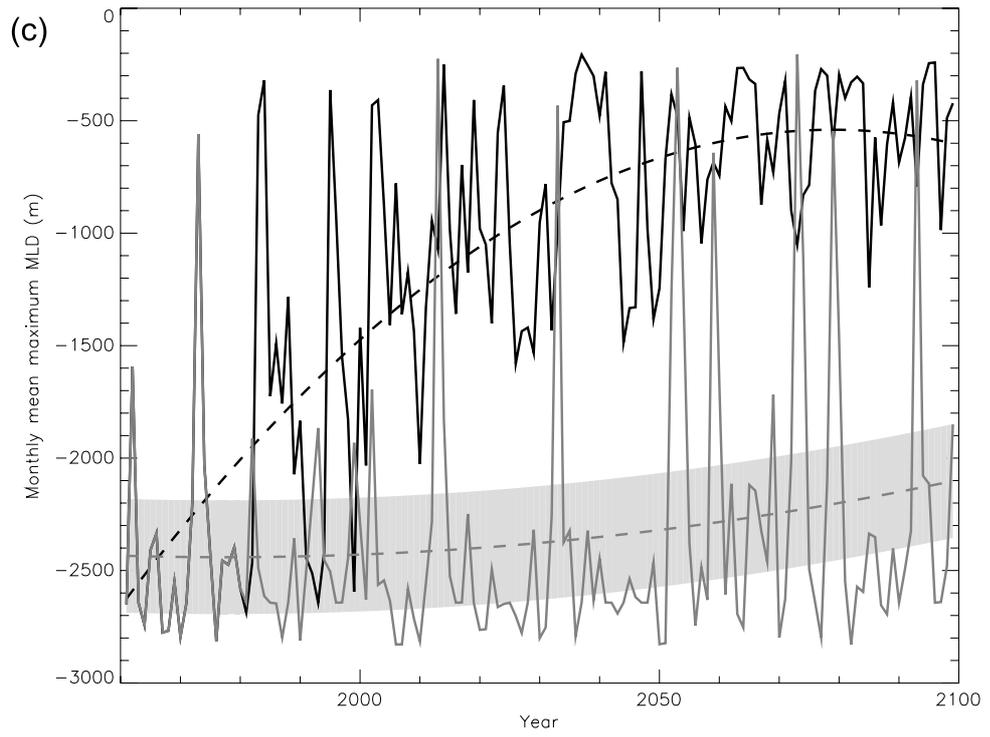


Fig. 8 - continued

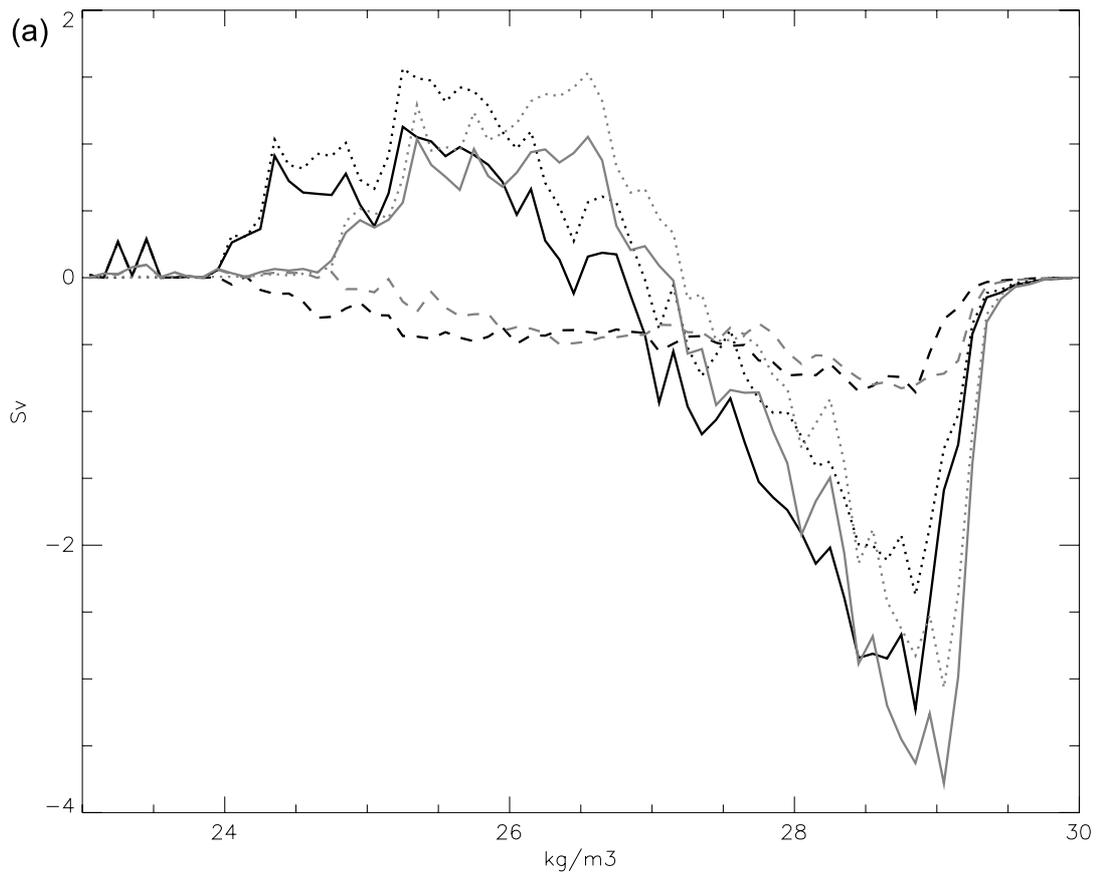


Fig 9: Water mass formation rate (in Sv) as a function of density. Values are computed (a) for the entire Mediterranean, (b) for the Levantine Basin, (c) for the Adriatic Sea, (d) for the Gulf of Lions area, (e) for the Aegean Sea and are averaged over the 2070-2099 period. In grey, the control run (MC) and in black, the scenario (MS). In dotted line, the heat flux contribution and in dashed line the salt flux contribution.

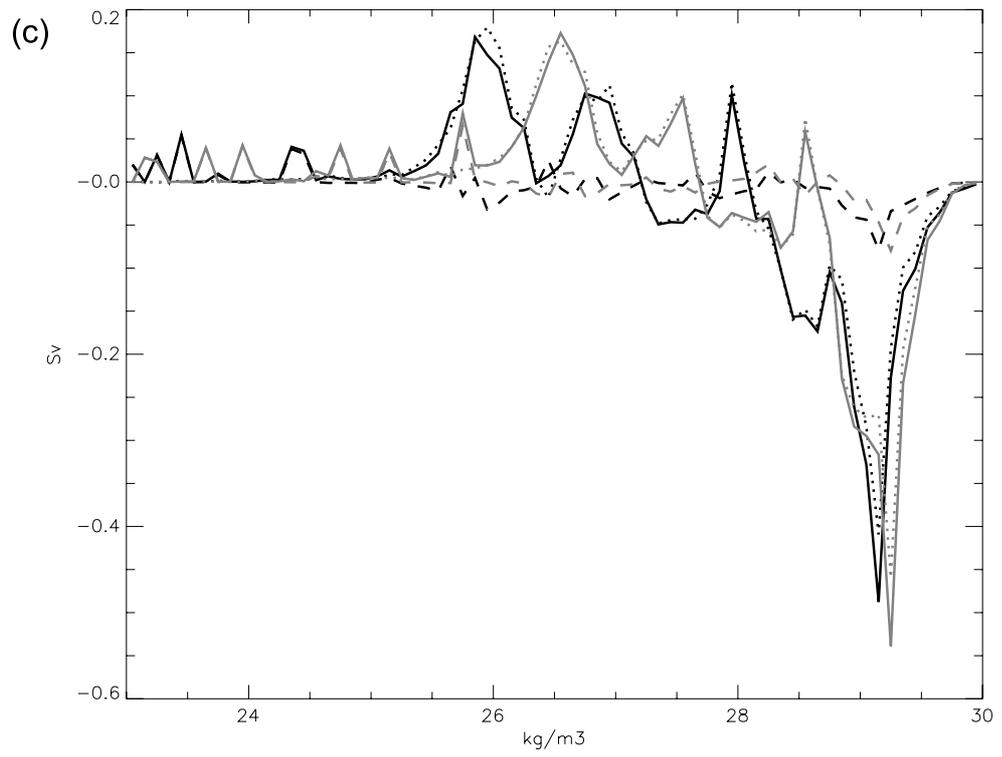
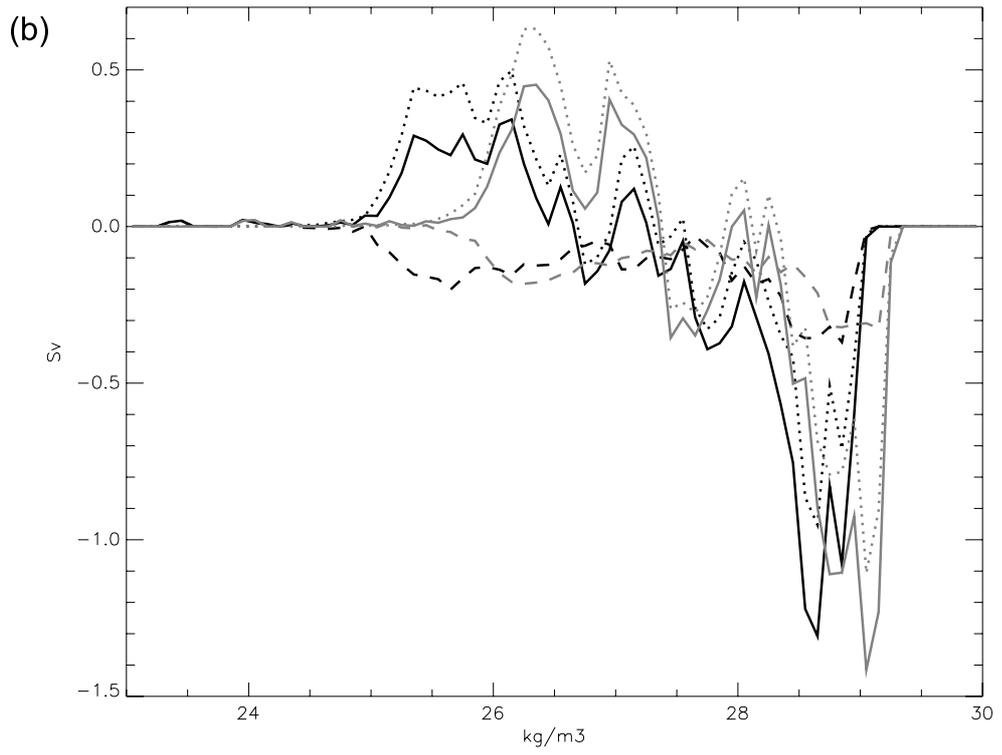


Fig 9 - continued

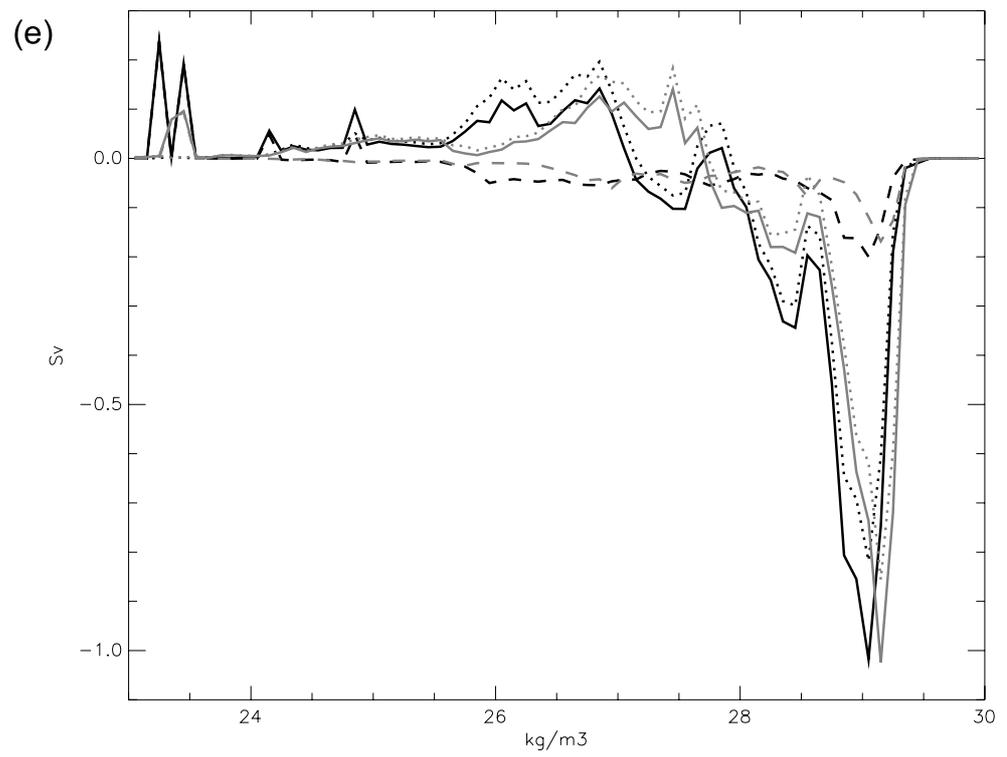
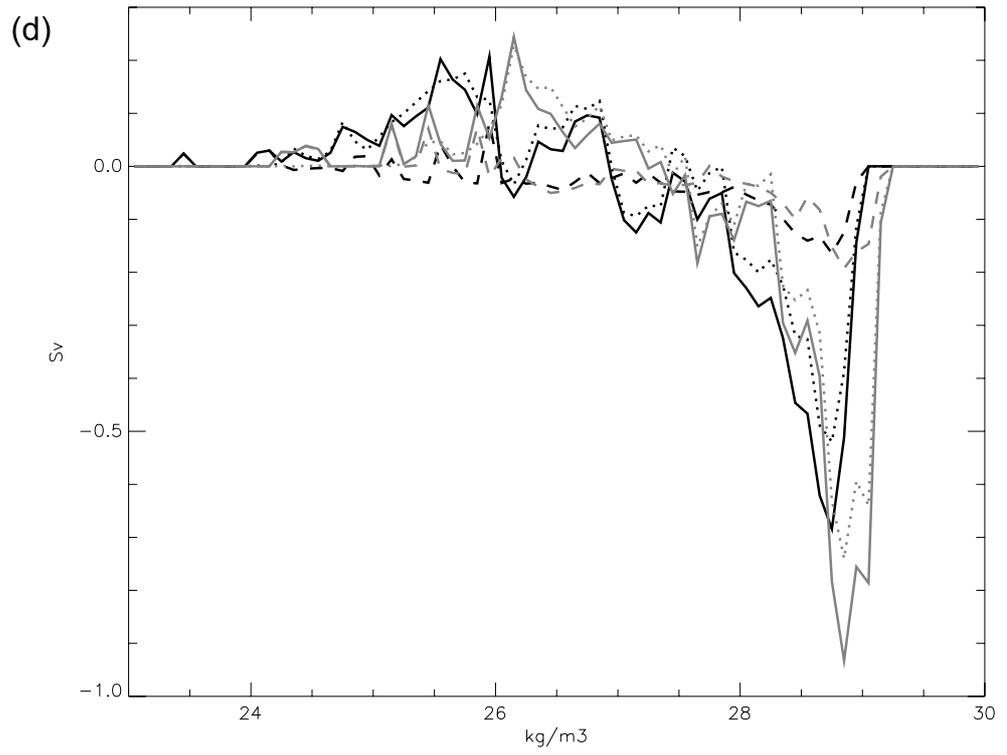


Fig 9 - continued

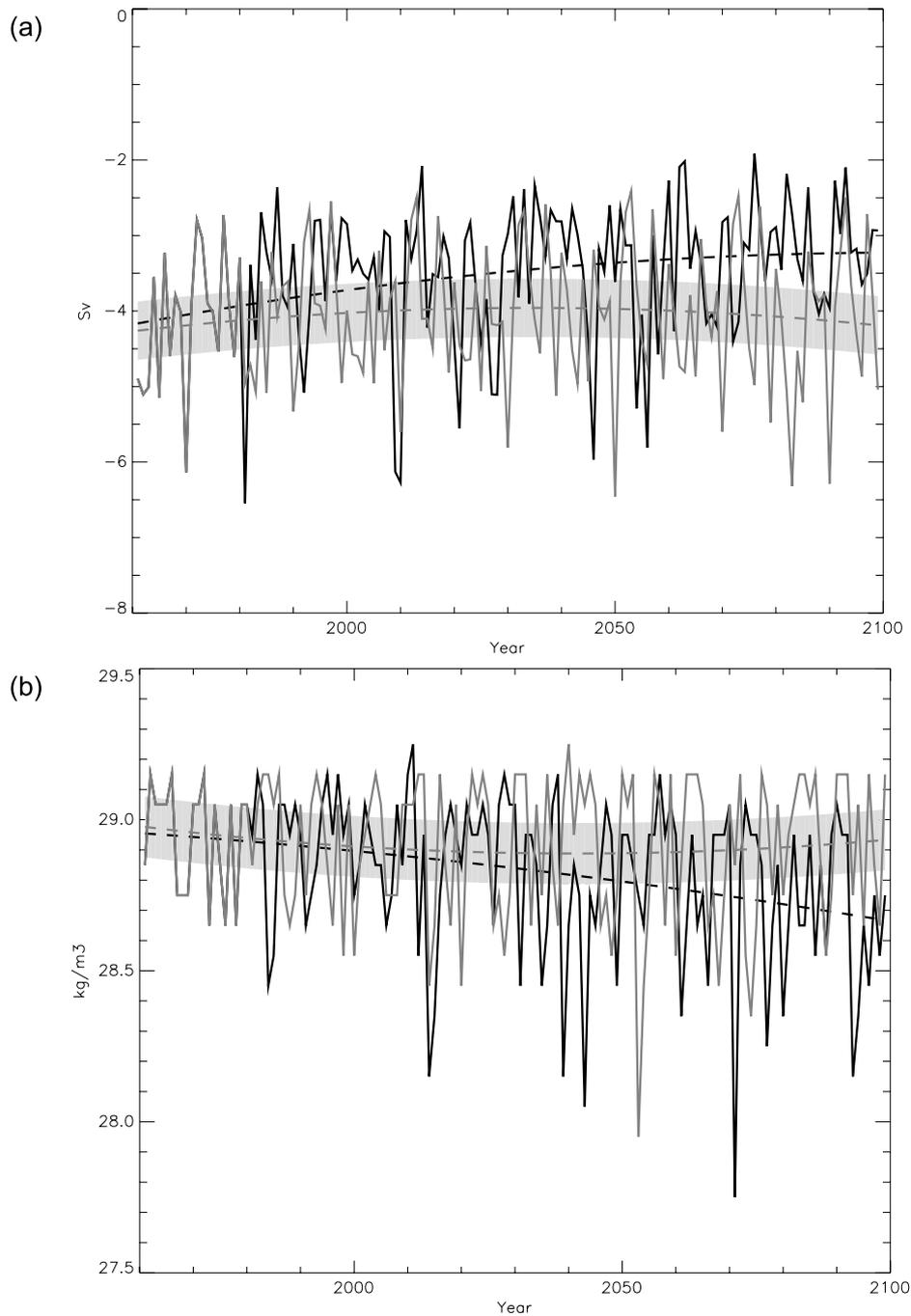


Fig 10: Time series of (a) the yearly maximum values of the water mass formation rate in Sv (this maximum formation rate corresponds to the minimum of the curve of the figure 9a computed every year for the entire Mediterranean), (b) the density for which the maximum formation rate occurs. In grey, the control run (MC) and in black, the scenario (MS). A range corresponding to a 95% confidence level has been added for the fitted curve of MC

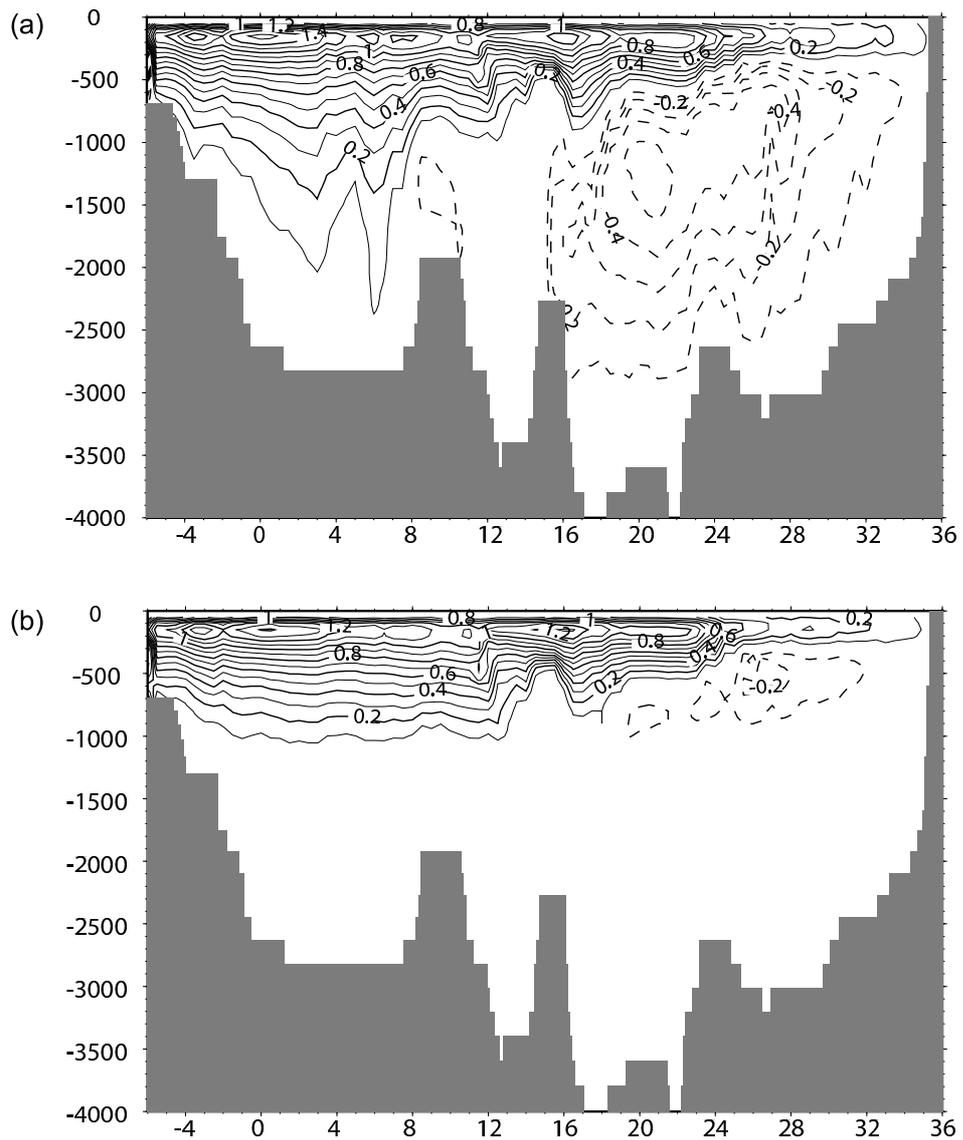


Fig 11: Vertical sections averaged over the 2070-2099 period for global Mediterranean Zonal Overturning stream Function (a) for the control run, and (b) for the scenario. The same calculation has been done for the Adriatic Meridional Overturning stream Function covering the Adriatic Sea plus the northern part of the Ionian Sea limited to 37°N (c) for the control run, and (d) for the scenario. The western Mediterranean Meridional Overturning stream Function limited to 38°N has also been computed (e) for the control run, and (f) for the scenario

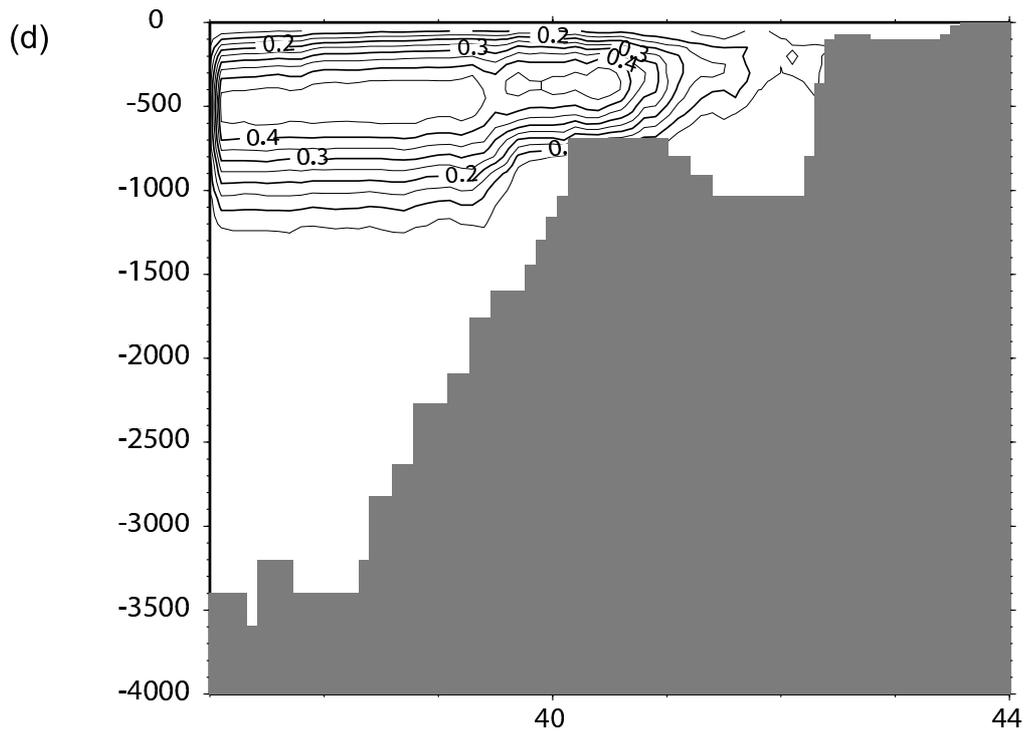
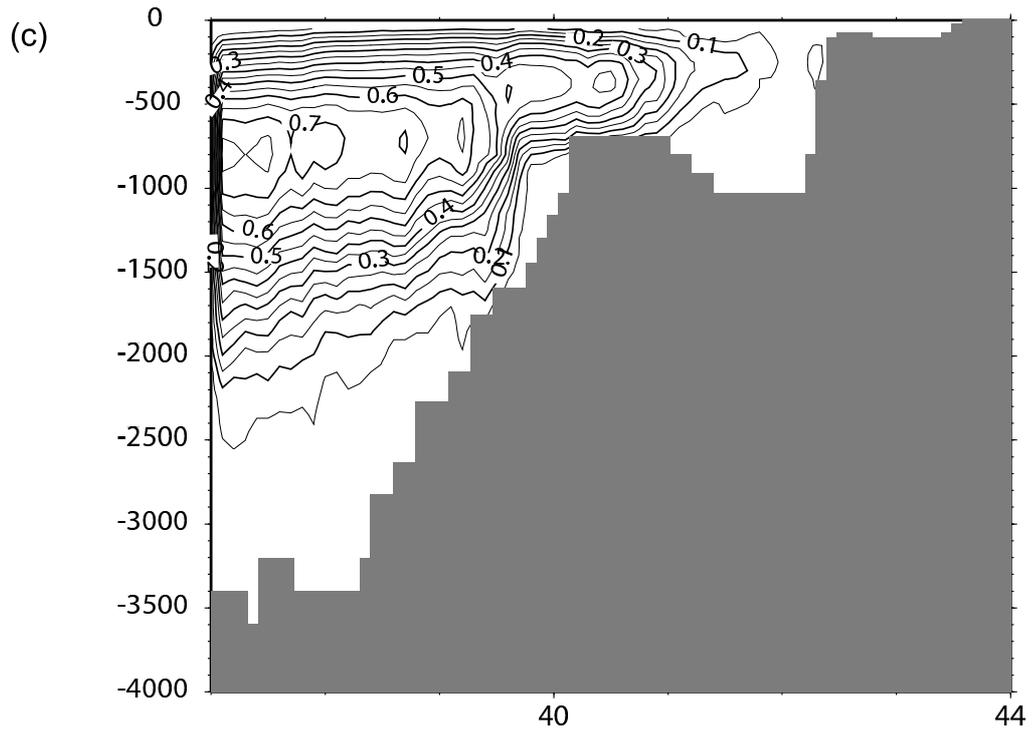


Fig 11 - continued

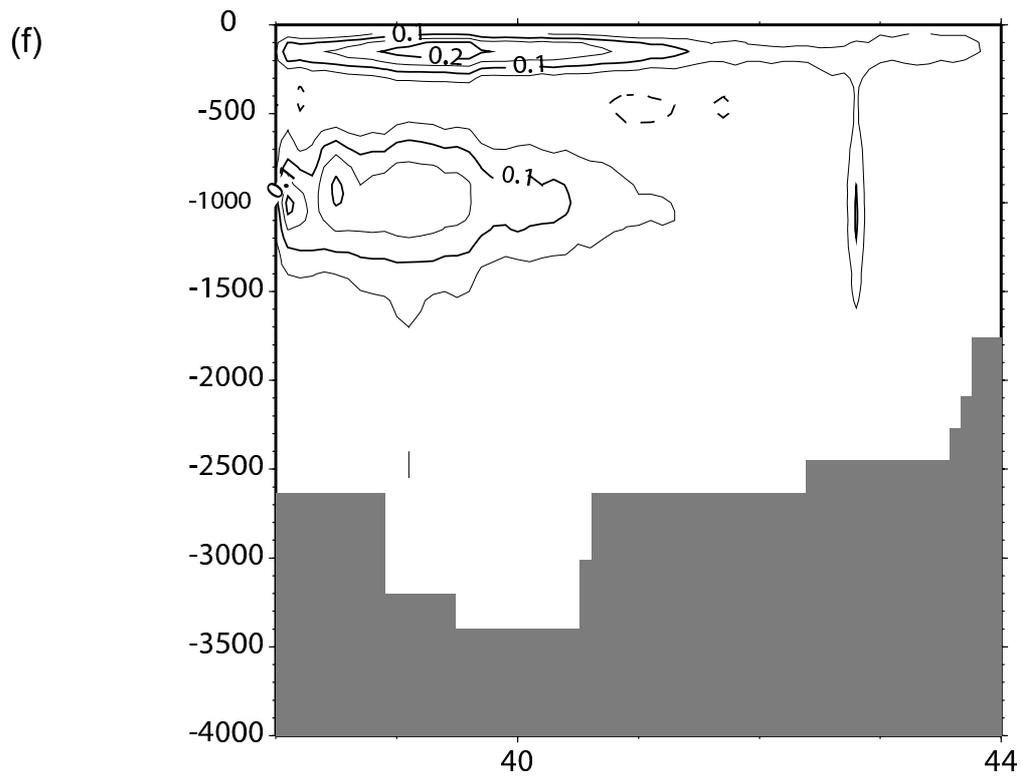
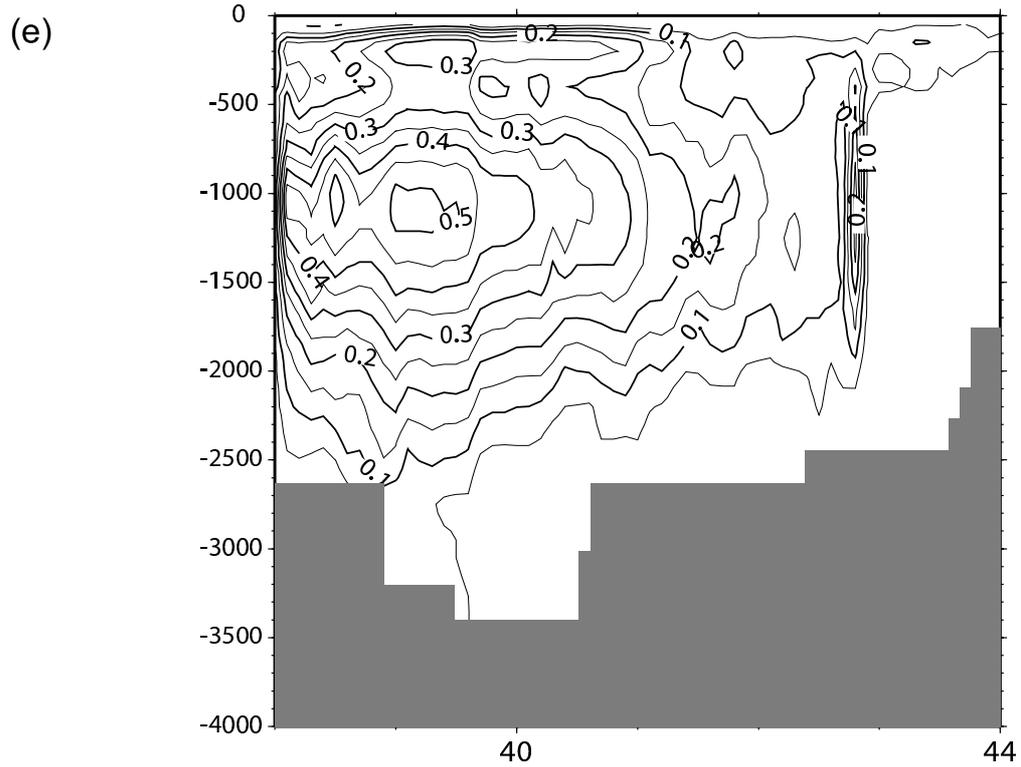


Fig 11 - continued

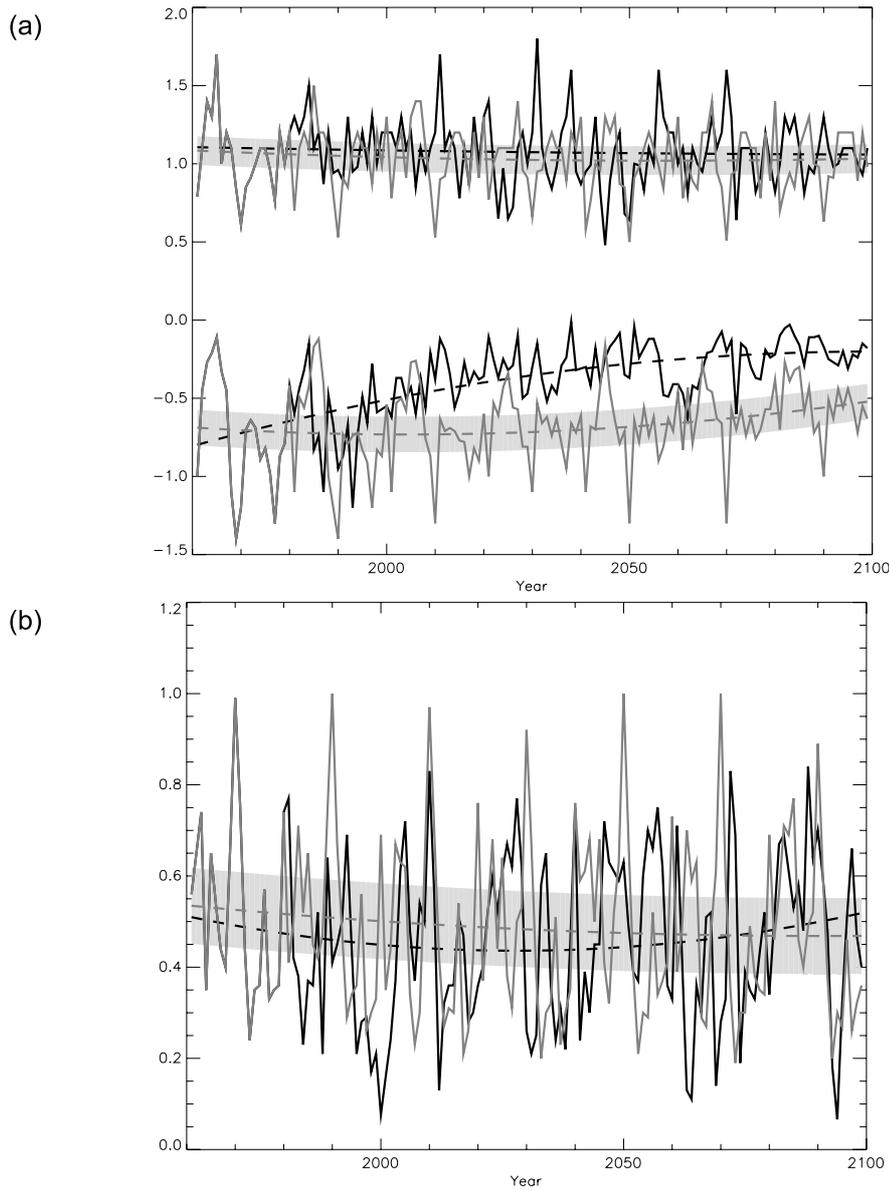
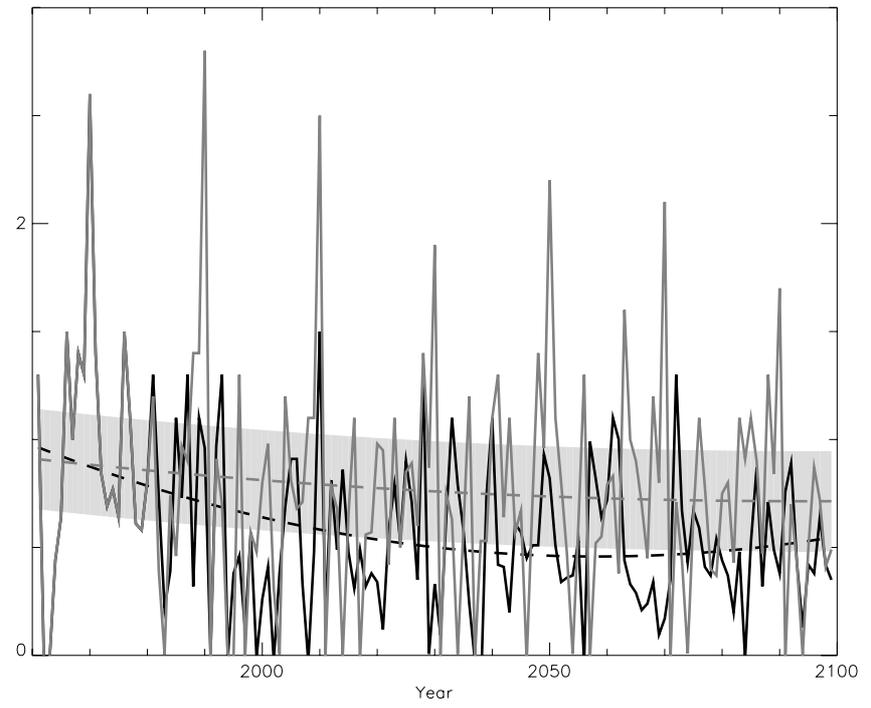


Fig 12: Time series of the optimum values of the zonal or meridional overturning stream functions calculated for the sections defined in figure 4a, (a) for the section F at 21.7°E between the Ionian Sea and the Levantine Basin (the intermediate maximum and the deep minimum are plotted on the same figure), (b) for the section D at 40°N (Otranto Strait), (c) for the section E at 37.1°N (northern part of the Ionian Sea), and (d) for the sections A+C at 40°N (western Mediterranean). In grey, the control run (MC) and in black, the scenario (MS). A range corresponding to a 95% confidence level has been added for the fitted curve of MC

(c)



(d)

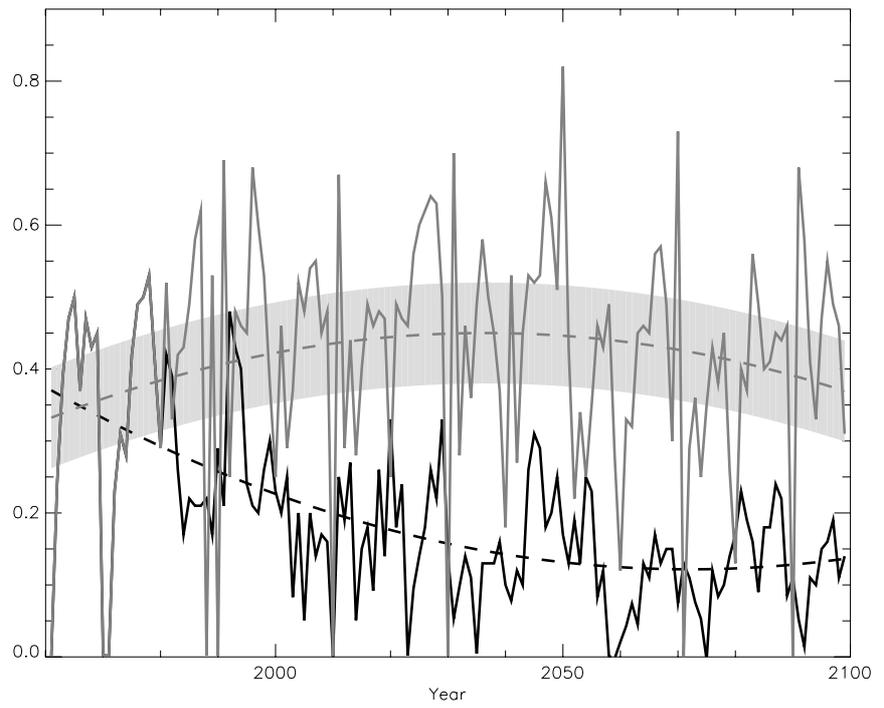


Fig 12 - continued